

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

LANNION

par

J. CHANTRAINE, É. HOULGATTE, L. CHAURIS,
É. LE GOFF, C. COUSSEMENT, J. GARREAU,
C. LARSONNEUR, A. CARN

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
LANNION À 1/50 000**

par

**J. CHANTRAINE (coordinateur), É. HOULGATTE,
L. CHAURIS, É. LE GOFF, C. COUSSEMENT, J. GARREAU,
C. LARSONNEUR, A. CARN**

1999

**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* : CHANTRAINE J. (coordinateur), HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., LARSONNEUR C., BARRIÈRE M., GARREAU J. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Chantraine (coordinateur) *et al.* (1999), 166 p.

– *pour la notice* : CHANTRAINE J. (coordinateur), HOULGATTE É., CHAURIS L., LE GOFF É., COUSSEMENT C., GARREAU J., LARSONNEUR C., CARN A. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lannion (203). Orléans : BRGM, 166 p. Carte géologique par J. Chantraine (coordinateur) *et al.* (1999).

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

ISBN : 2-7159-1203-X

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>PROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE</i>	10
Domaine nord-trégorrois	10
Domaine de Saint-Brieuc et de Guingamp	29
Domaine de la baie de Lannion	35
<i>MASSIFS GRANITIQUES VARISQUES</i>	46
Massif de Plouaret	46
Massif du Yaudet	52
Massif de Ploumanac'h	55
<i>FILONS ET PIPES</i>	57
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	62
<i>FORMATIONS SOUS-MARINES</i>	66
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	67
<i>SÉDIMENTATION</i>	67
<i>MAGMATISME CADOMIEN</i>	70
<i>GRANITES VARISQUES</i>	75
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	79
<i>DOMAINE DE LA BAIE DE LANNION</i>	79
<i>DOMAINE NORD-TRÉGORROIS</i>	81
<i>DOMAINE DE SAINT-BRIEUC ET DE GUINGAMP</i>	84
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	85
<i>ÉVOLUTION CADOMIENNE</i>	85
<i>ÉVOLUTION VARISQUE</i>	89
<i>ÉVOLUTION RÉCENTE</i>	91

GÉOMORPHOLOGIE RÉGIONALE	91
<i>PLATEAUX</i>	91
<i>CRÊTES FILONIENNES</i>	92
<i>CRÊTES ET BUTTES DE QUARTZITE</i>	93
<i>DÉPRESSION DE LANNION À LA ROCHE-DERRIEN</i>	93
<i>LITTORAL</i>	98
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	99
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	99
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	103
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	112
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	117
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	117
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	138
AUTEURS	144
ANNEXES	145

RÉSUMÉ

La carte Lannion couvre la partie ouest du Trégor, un des pays de Bretagne nord. Elle est située à la limite de deux grands domaines géologiques, juxtaposés au cours de l'édification, il y a environ 300 millions d'années, de la chaîne varisque, dont fait partie le Massif armoricain.

La partie nord de la carte couvre l'extrémité occidentale du domaine cadomien nord-armoricain, tronçon d'une chaîne, vieille de 600 millions d'années, constituée de terrains protérozoïques. La partie sud couvre une moitié du massif granitique de Plouaret, dont l'intrusion est associée à la structuration du domaine ouest armoricain, constitué de terrains paléozoïques.

Deux ensembles structuraux constituent la *partie nord*. D'une part, le batholite nord trégorrois, daté à 615 Ma et son encaissant hypovolcanique et volcanoclastique qui contient les fragments d'une croûte datée à 2 000 Ma. D'autre part, une série volcano-sédimentaire, datée autour de 610 Ma, débutant par des volcanites acides puis basiques, et s'achevant par une formation détritique.

Ces terrains, structurés selon des orientations E-W, sont peu tectonisés et peu métamorphiques. Ils sont traversés par les petits massifs granitiques varisques du Yaudet de Ploumanac'h.

Le *massif granitique de Plouaret* est un batholite composite, constitué de deux ensembles :

- un ensemble nord, précoce, affleurant sur la carte Lannion ;
- un ensemble sud, tardif, affleurant sur la carte Belle-Île.

Ces deux ensembles présentent chacun une organisation concentrique qui se manifeste par leurs structures internes et leurs faciès variés. Sur la feuille Lannion, l'ensemble nord comprend des monzogranites au centre, et des granodiorites à la périphérie. Les leucogranites sont cantonnés dans l'ensemble sud.

Les caractères structuraux de ce batholite suggèrent une mise en place associée au cisaillement nord-armoricain ; elle est datée à 330 Ma.

Enfin, sur la feuille Lannion, de part et d'autre du massif de Plouaret, sont exposés des terrains métamorphiques. Dans le coin sud-ouest de la feuille, les terrains sont d'âge paléozoïque et appartiennent au domaine varisque ouest-breton. Dans le coin sud-est de la feuille, les terrains sont d'âge protérozoïque et appartiennent au domaine cadomien nord-breton.

La situation de la feuille Lannion, à la jonction de ces différents domaines, explique sa complexité.

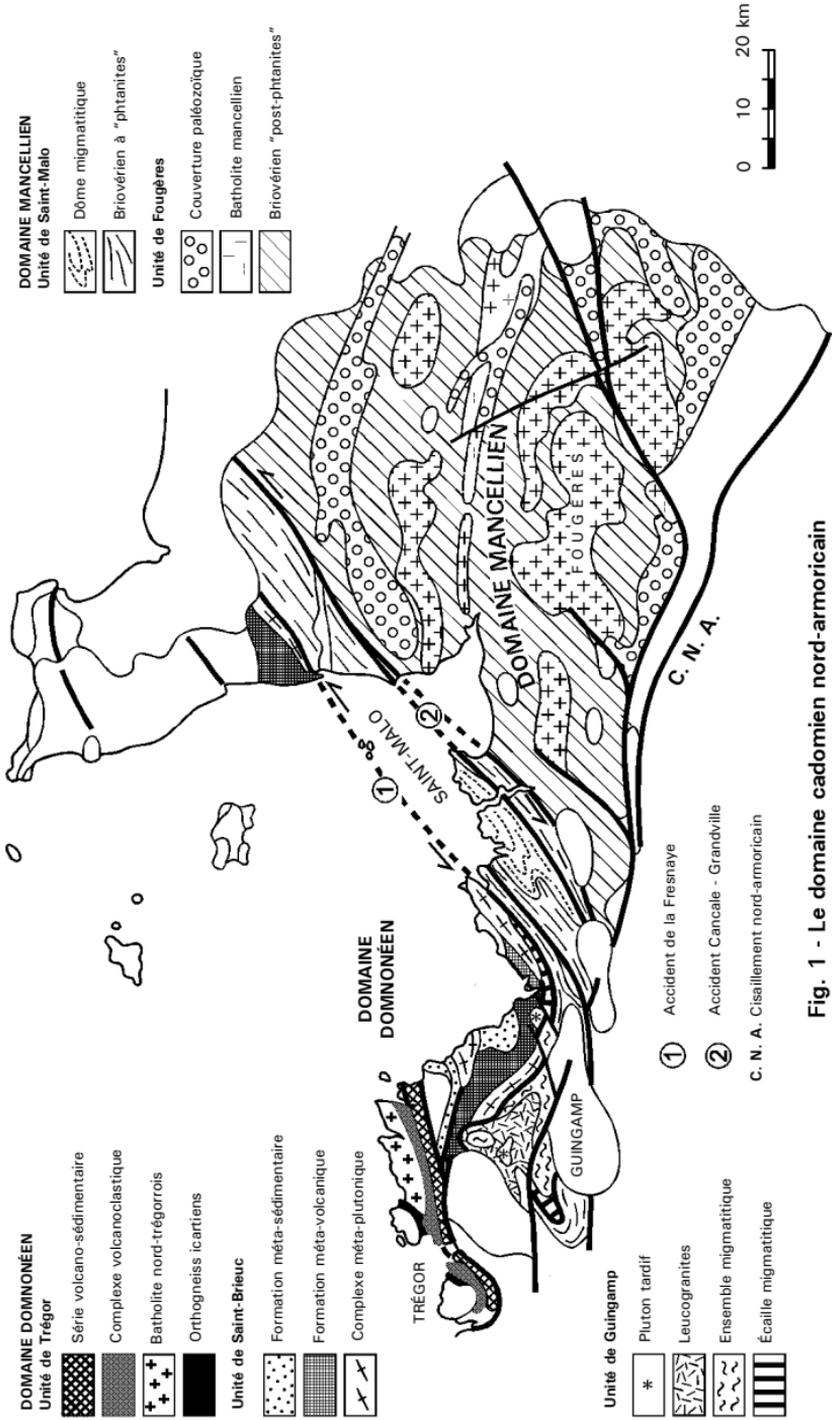


Fig. 1 - Le domaine cadomien nord-armoricain

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Lannion à 1/50 000 couvre la partie occidentale du Trégor en bordure de la baie de Lannion, la partie orientale étant couverte par la feuille Pontrieux-Étables, en bordure de la baie de Saint-Brieuc. Le territoire cartographié correspond à un plateau ondulé dont l'altitude évolue assez peu de l'intérieur des terres au Sud-Est (120-130 m) vers la bordure côtière au Nord-Ouest (90-110 m). Ce plateau est profondément entaillé par la ria du Léguer en aval de Lannion, puis par sa vallée et ses affluents en amont, et par la vallée du Jaudy en amont de la ria de Tréguier. Mis à part la grande grève de Saint-Michel, la côte dessine une falaise escarpée d'une centaine de mètres de hauteur, particulièrement spectaculaire le long de la côte de Trédrez, entre Beg-ar-Forn et Locquémeau.

Dans cette partie nord-ouest du Trégor, dont la vocation est l'agriculture et l'élevage, Lannion est une petite ville (environ 20 000 habitants) située au centre d'une zone très touristique (corniche de Perros-Guirec à Trébeurden) et dynamisée par l'implantation du CNET depuis de nombreuses années.

CADRE GÉOLOGIQUE-PRÉSENTATION DE LA CARTE

D'un point de vue géologique, le pays du Trégor s'inscrit dans le domaine cadomien nord-armoricain (fig. 1). Il est constitué essentiellement de formations briovériennes (anté-paléozoïques) composant une série volcano-sédimentaire diversifiée. Cette série est datée autour de 600 Ma ; elle repose sur un substratum orthogneissique (orthogneiss de Trébeurden), daté à 2 000 Ma, et elle s'adosse à un batholite granitique daté à 615 Ma (batholite nord-trégorrois).

Les principales formations briovériennes sont :

- la Formation de Locquirec, volcanique (acide) ;
- la Formation de Lannion, volcano-détritique ;
- la Formation de Paimpol, volcanique (basique) ;
- la Formation de La Roche-Derrien, sédimentaire.

Ces terrains sont affectés par une déformation et un métamorphisme, (dont l'âge n'est pas encore clairement établi), qui se manifestent par une schistosité-foliation et des paragenèses épi- à mésozonales dont l'intensité montre un gradient croissant d'Est en Ouest. Ils sont recoupés par les massifs de granite varisque du Yaudet et de Ploumanac'h.

Sur la feuille Lannion, seule la partie nord couvre un segment de cette chaîne cadomienne ; dans la partie sud affleure largement le massif de granite varisque de Plouaret (moitié nord, la moitié sud étant couverte par la feuille Belle-Îsle-en-Terre). Ce massif est flanqué :

– à l'Ouest, par l'extrémité orientale des formations briovériennes et paléozoïques de la baie de Lannion, qui sont affectées par une tectonique hercynienne. La série est composée d'orthoigneiss et de paragneiss, surmontés d'un ensemble paléozoïque schisto-gréseux et accolés à des formations briovériennes sédimentaires (formations de Buhulien et de Plestin-les-Grèves) ;

– à l'Est, par le rebord occidental d'un dôme gneissique (migmatites de Guingamp), qui fait partie du dispositif orogénique cadomien. Outre les migmatites, la série comprend des leucogranites, des gneiss, des mica-schistes et l'extrémité du complexe volcanique acide/basique briovérien de la baie de Saint-Brieuc (formations de Lanvollon et de Squiffiec).

Le bloc cadomien nord armoricain est divisé, de manière classique (Cogné, 1972), en deux domaines contrastés (fig. 1) :

– au Nord-Ouest, le domaine domnonéen ou domaine orogénique (Chantraine *et al.*, 1988). C'est un domaine marginal de croûte amincie où se met en place un important magmatisme d'origine juvénile. Il est affecté par une tectonique intense associée à un métamorphisme atteignant localement l'anatexie crustale ;

– au Sud-Est, le domaine mancellien ou domaine continental (Chantraine *et al.*, 1988). C'est un domaine essentiellement terrigène affecté par un événement tectono-métamorphique associé à la mise en place d'un dôme migmatitique et d'un batholite granitique, d'origine crustale.

Le domaine orogénique peut être lui même subdivisé en trois unités distinctes (Chantraine *et al.*, 1988) :

– l'Unité du Trégor, très peu déformée, est caractérisée par un batholite granitique associé à un volcanisme d'arc insulaire ;

– l'Unité de Saint-Brieuc, où le magmatisme témoigne d'un contexte initial distensif avant d'être affecté par un événement tectono-métamorphique de type collisionnel ;

– l'Unité de Guingamp, essentiellement terrigène, est caractérisée par le développement d'une puissante anatexie crustale.

La carte Lannion intéresse principalement l'unité du Trégor et recouvre également les extrémités occidentales des deux autres unités.

La partie sud-ouest de la carte couvre aussi la partie orientale du domaine varisque centré sur le bassin de Morlaix (Cabanis *et al.*, 1979). Il est consti-

tué de formations paléozoïques et est affecté par un événement tectono-métamorphique associé à la mise en place du vaste massif granitique de Plouaret, qui couvre toute la partie sud de la carte. Dans cette région, au fond de la baie de Lannion, se pose le problème des relations entre Cadomien et Varisque.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Mis à part les cartes publiées au dix-neuvième siècle (Dufresnoy, Elie de Beaumont, de Fourcy) qui demeuraient très rudimentaires, la première carte géologique, couvrant cette région, est celle de C. Barrois (1908 et 1909). Cet auteur décrit les principales unités lithologiques régionales, mais l'âge de ces formations est controversé : Briovérien à Cambrien pour C. Barrois, elles sont ensuite attribuées au Dévono-Carbonifère par Y. Milon (1928, 1934) ; les études réalisées dans le cadre de la révision de la couverture géologique à 1/80 000, Y. Milon, Delattre *et al.* (1958), ainsi que P. Laffite (1955) et A. Sandréa (1958) pour le domaine trégorrois, entérinent l'âge briovérien de ces formations.

Sous l'impulsion de J. Cogné qui publie en 1972 la première synthèse régionale, la stratigraphie briovérienne est ensuite précisée et contrôlée par les nouvelles méthodes de datation isotopique (Vidal, 1980) ; les marqueurs tectoniques (Verdier, 1968) et magmatiques (Auvray, 1979) de l'orogénèse cadomienne sont mis en évidence et intégrés dans un contexte géodynamique global.

Le lever de la nouvelle couverture géologique à 1/50 000 (feuilles : Tréguier, 1976 ; Plestin-les-Grèves, 1986 ; Pontrieux – Étables, 1996) et la relance des études dans le domaine cadomien (Brun et Balé, 1990 ; Rabu *et al.*, 1990 ; Strachan et Roach, 1990) entraînent un nouvel intérêt pour ce segment de l'orogène cadomien : il fait alors l'objet, de 1989 à 1993, d'un projet scientifique associant le Service géologique national (BRGM) et Géosciences Rennes (CNRS-Université). Dans ce cadre, sont analysés les indicateurs de la déformation, les paramètres du métamorphisme, ainsi que les caractéristiques géochimiques et géochronologiques du magmatisme. Une publication synthétique (Chantraine *et al.*, 1994) fait alors le point sur l'état des connaissances : résultats acquis et problèmes en suspens.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levers de la feuille Lannion ont été réalisés, de 1989 à 1992, dans le cadre des études menées dans le domaine cadomien, par une équipe composée de :

- Érik HOULGATTE (ingénieur géologue, Brest) : formations briovériennes trégorroises et batholite nord-trégorrois ;
- Louis CHAURIS (directeur de recherche au CNRS) : massifs granitiques varisques de Plouaret et du Yaudet ;
- Christophe COUSSEMENT (ingénieur géologue, Brest) : formations briovériennes et paléozoïques de la baie de Lannion ;
- Élisabeth LE GOFF (ingénieur géologue au BRGM) : formations migmatitiques cadomiennes de Guingamp ;
- Jacques GARREAU (maître assistant à l'université de Bretagne occidentale) : formations superficielles ;
- Claude LARSONNEUR (professeur à l'université de Caen) : formations sous-marines.

Les travaux inédits de J. Convert (diplômant à l'université de Rennes, 1984) sur les formations briovériennes et de H. Delgrange (ingénieur à Minatome S.A., 1982) sur les formations paléozoïques ont été utilisés ; il en est de même de la carte à 1/25 000 du complexe granitique de Ploumanac'h (M. Barrière, chargé de recherche au CNRS, 1976).

Les levés de cette carte ont été coordonnés par J. CHANTRAINE (ingénieur géologue au BRGM).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE

Domaine nord-trégorrois

Soubassement orthogneissique

O_{3T} , rO_{3T} . **Orthogneiss granitique de Trébeurden** (2 031 \pm 36/-28 Ma, U-Pb, Zr). L'orthogneiss de Trébeurden, équivalent latéral de l'orthogneiss du Moulin de la Rive, situé de l'autre côté de la baie de Lannion (Verdier, 1968), affleure dans le Nord-Ouest de la carte, de part et d'autre de l'anse de Porz-Mabo, depuis la pointe de Bihit au Nord jusqu'à la plage de Beg-Léguer au Sud. Au Nord comme au Sud, il est limité par des intrusions granitiques varisques, respectivement le granite de Ploumanac'h et le granite du Yaudet ; dans les terres, vers l'Est, où, malheureusement, il est recouvert par un important épandage limoneux, il est tronqué par le batholite nord-trégorrois, où il se digite sous forme d'enclaves orientées NE-SW.

Cet orthogneiss est constitué par un ensemble de roches, de composition granitoïde, soit massives, soit rubanées, dont le faciès varie avec l'intensité

de la déformation qui les affecte. Au Sud de Porz-Mabo, l'estran côtier expose ainsi les divers faciès correspondant aux divers stades de la déformation ; ils sont organisés en masses lenticulaires ou en bancs discontinus, d'épaisseur et de continuité variables et distribués de manière irrégulière et récurrente. On peut y reconnaître :

- des faciès grenus grossiers très peu déformés, à texture cataclastique (« en mortier »), à grands cristaux feldspathiques inclus dans une matrice granulée siliceuse ;
- des faciès gneissiques à texture mylonitique ductile, montrant encore de gros clastes de feldspath, tronçonnés et allongés, formant parfois de petits nodules (faciès œillé) entourés par la matrice silico-micacée ; cette matrice marque une foliation plus ou moins intense et dessine de nombreuses figures de cisaillement (structures C/S ; Berthé *et al.*, 1979) ;
- des faciès finement rubanés, hétérogranulaires, à texture mylonitique intense ; les feldspaths se réduisent à des petits clastes dispersés dans la matrice à grain fin, entièrement recristallisée, à quartz + feldspath + biotite.

Les paragenèses métamorphiques associées, à la mylonitisation de l'orthogneiss, sont mésozonales. Les reliques de feldspath, souvent très altérées, sont du feldspath potassique et du plagioclase acide, en proportion équivalente, ce qui suggère des compositions de granodiorite. Le quartz, toujours granulé, se présente sous forme de globules dans les faciès les moins déformés, puis de lenticules allongées et enfin de minces lits siliceux dans les faciès les plus schistosés. Les cristaux de biotite primaire sont transformés en amas de fines lamelles de biotite + chlorite, puis dilacérés sous forme de lits onduleux et discontinus de biotite souvent chloritisée. La biotite est relativement peu abondante dans la majorité des faciès, mettant en évidence le caractère assez leucocrate des protolites. La muscovite, provenant de l'hydrolyse des feldspaths, est toujours présente en fines paillettes dispersées ou concentrées dans les lits silico-micacés. Outre quelques oxydes, ces roches ont la particularité de contenir des gros cristaux, peu ou pas métamictes, d'allanite.

Deux faciès ont été différenciés au sein de l'orthogneiss :

- le faciès rubané banal ($rO\zeta T$) granitoïde isogranulaire à structure rubanée, dit faciès de Porz-Mabo, qui affleure tout le long de l'estran au Sud de cette petite grève, jusqu'au massif de granite du Yaudet ;
- le faciès œillé ($O\zeta T$) qui peut se trouver sous forme de bancs isolés au sein du faciès précédent, mais qui constitue aussi un petit massif relativement homogène au Sud de Trébeurden ; c'est le faciès de Porz-Raden, du nom de la petite crique côtière où il affleure.

L'origine granitique de cet orthogneiss ne fait aucun doute, malgré son apparence hétérogène due à la déformation ; cette déformation, à caractère cisailant, se manifeste par une foliation plus ou moins intense –orientée environ N50°E et quasi verticale– des structures C/S et des couloirs de mylonite.

L'orthogneiss, de composition granodioritique, relativement leucocrate, présente d'anciens faciès porphyroïdes (les faciès gneissiques œillés) et contient d'anciens filons basiques, transformés en schistes verts. Il est traversé par des apophyses du batholite nord-trégorrois et par des filons de microgranite, qui pourraient appartenir au cortège filonien du batholite nord-trégorrois.

Il a fait l'objet de plusieurs datations de part et d'autre de la baie de Lannion (Auvray *et al.*, 1980a). Une première datation intéresse le faciès œillé de Porz-Raden et fixe l'âge de sa mise en place à $2\,031 \pm 36/-28$ Ma par la méthode U/Pb ; par la même méthode, une seconde datation donne un âge de $2\,000 \pm 35/-30$ Ma pour l'orthogneiss du Moulin de la Rive (de l'autre côté de la baie) ; enfin une datation sur monozircon (méthode Pb/Pb) du faciès de Porz-Mabo n'a pas donné de résultat significatif, mais un éventail d'âges anciens du même ordre de grandeur. L'intérêt de ce dernier travail (Guerrot, inédit) est de confirmer que les orthogneiss qui affleurent au Sud de Porz-Mabo font bien partie du massif de Trébeurden, comme l'avait déjà suggéré C. Barrois (1909), et non de l'extrémité déformée du batholite nord-trégorrois, comme cela a parfois été proposé par la suite.

Ainsi, l'orthogneiss de Trébeurden, d'âge Protérozoïque inférieur, constitue, dans le Trégor, le soubassement des formations briovériennes. Les relations de superposition entre les deux ensembles, tout à fait démonstratives dans la région de Locquirec (Chantraine *et al.*, 1986), ne sont visibles, sur la carte Lannion, qu'à la pointe de Bihit : le contact brutal (faillé ?) n'y est pas significatif. Cet orthogneiss est un des éléments du socle icartien (2 000 Ma), inclus dans la chaîne cadomienne nord-armoricaine.

Batholite granitique (615 \pm 13/-7 Ma, U-Pb, Zr)

La carte Lannion couvre la bordure sud-ouest de ce batholite granitique, qui s'étend à travers toute la partie nord du Trégor, sur une surface de 40 x 10 km, depuis la région de Lannion à l'Ouest, jusqu'à l'île de Bréhat à l'Est.

Ce massif a fait l'objet de plusieurs études depuis la cartographie préliminaire de C. Barrois (1908, 1909), en particulier celles de B. Auvray (1979) et de P. Graviou (1984), les plus récentes. On y trouve la description de l'ensemble du batholite qui apparaît diversifié et composé de plusieurs faciès, depuis des faciès plutoniques variés (granites de Port-Blanc, de

Pomelin, etc.) jusqu'à des faciès hypovolcaniques (microgranites de Pleubian et de Launay), voire volcaniques francs.

La mise en place du batholite a été datée par la méthode U/Pb sur zircons à 615 +13/-7 Ma (Graviou *et al.*, 1988).

Remarquons que les faciès volcaniques, cartographiés par C. Barrois, sous le nom d'albitophyres de Porz-Hir, sont intimement associés, pour cet auteur, aux microgranites (dits de Loguivy sur la carte Tréguier à 1/80 000). Cette association, qui n'est pas représentée sur la carte Tréguier à 1/50 000 (Auvray *et al.*, 1976), rappelle très fortement l'association décrite sur la carte Lannion entre les laves et les tufs de la Formation de Locquirec et les apophyses aplitiques du batholite (voir ci-dessous).

Aussi ce batholite, plutonites + volcanites, apparaît davantage comme un complexe volcano-plutonique que comme un pluton intrusif dans les formations volcaniques briovériennes. Ce résultat, qui a des conséquences importantes sur les relations chronologiques entre la mise en place du batholite et la tectonique cadomienne régionale, sera discuté dans le chapitre « Synthèse géodynamique régionale ».

Sur la carte Lannion, deux faciès, l'un granitique et l'autre granodioritique, correspondent aux faciès décrits par B. Auvray (1979) sur l'ensemble du batholite : un faciès à gros grain correspond clairement au granite de Port-Blanc ; un faciès à grain fin est en tous points comparable à la microgranodiorite de Pleubian. Pour ne pas multiplier les noms de faciès, nous avons choisi de conserver sur cette carte les mêmes dénominations. En outre, quatre petits massifs intrusifs dans l'orthogneiss de Trébeurden, situés au Nord-Ouest de la carte, ont été considérés, à cause de similitudes lithologiques et structurales, comme des apophyses extérieures du batholite, malgré leur caractère cataclastique : Granite de la pointe de Bihit. Enfin, un faciès aplitique de bordure, déjà signalé par C. Barrois (1909), a été cartographié : Granite du Rusquet.

$\mu\gamma^4$. **Microgranodiorite de Pleubian.** Cette microgranodiorite constitue de petits corps, aux contours flous et digités, au sein du faciès précédent, en particulier dans la partie ouest du batholite, autour de Pleumeur-Bodou, où elle affleure assez bien.

C'est une roche homogène à grain fin, de teinte grisâtre, essentiellement quartzo-feldspathique. Sa texture est microgrenue. Sa composition, déterminée en lame mince, est la suivante : quartz abondant (globuleux ou intersticiel), plagioclase (oligoclase) dominant, toujours séricitisé et à tendance automorphe, feldspath alcalin perthitique subordonné, biotite chloritisée en petites lames et amphibole (hornblende) brune à verte souvent rétro-mor-

phosée (chlorite, épidote) ; les minéraux accessoires sont essentiellement l'ilménite, l'apatite et l'allanite ; les micropegmatites graphiques sont parfois très abondantes.

*g*³. **Granite à gros grain de Port-Blanc.** Sur la carte Lannion, ce granite constitue, semble-t-il, la majeure partie des affleurements, mais il est recouvert par une épaisse couverture limoneuse. Il est bien visible autour de Kermaria-Sulard.

C'est une roche homogène, de teinte gris-rose clair, à gros grain (centimétrique), très riche en quartz et feldspath et relativement pauvre en minéraux colorés. Elle montre une belle texture grenue et une composition de monzogranite : quartz souvent en grands cristaux globuleux, microcline perthitique xénomorphe, plagioclase (oligoclase) automorphe, biotite en grandes lames automorphes (riche en inclusions de zircon et presque toujours chloritisée), amphibole (assez rare, brune ou verte, en cristaux trapus souvent rétrotransformés en chlorite et épidote) ; l'ilménite et l'allanite sont des minéraux accessoires omniprésents.

*c*³. **Granite cataclastique de la pointe de Bihit.** De la pointe de Bihit à Trébeurden (NW de la carte), affleure un massif, d'extension kilométrique, fait d'un granite à gros grain, d'un aspect assez proche de celui du granite de Port-Blanc, mais fortement cataclasté. Il en est de même des petits massifs situés un peu plus au Sud (autour du lieu-dit Crec'h Rivoalan). Tous ces granites sont intrusifs dans l'orthoogneiss de Trébeurden.

La roche, de teinte rosée à bleutée, montre des quartz globuleux et des taches micacées sombres. Sa texture est grenue plus ou moins cataclastée et sa paragenèse est rétrotransformée. Elle est composée de quartz en amas polycristallins recristallisés à « extinction roulante », de feldspaths fracturés, granulés et fortement hydrolysés, d'agrégats de petites biotites néoformées à partir d'anciens grands cristaux ; les minéraux accessoires sont l'amphibole déstabilisée, l'ilménite et l'allanite.

La cataclase et la rétrotransformation qui affectent ces roches sont interprétées comme résultant de la déformation et du métamorphisme associés à la mise en place, à proximité, des massifs granitiques varisques de Ploumanac'h au Nord et du Yaudet au Sud.

*a*³. **Granite aplitique du Rusquet.** Une bande de granite aplitique, intimement associée aux tufs volcaniques de Coatréven (Formation de Locquirec : voir ci-dessous) affleure en bordure méridionale du batholite depuis Trézény, à l'Est, jusqu'au Rusquet, à l'Ouest. Cette roche est notamment bien visible, intrusive au sein des tufs, sur les anciens fronts de taille de la carrière du Rusquet.

Son faciès est à grain très fin (millimétrique), de teinte beige rosé, à petits quartz en forme d'ocelle. Sa texture est aplitique, parfois à tendance microgranitique ou granophyrique. Elle est essentiellement constituée de quartz et de feldspaths (plagioclase et microline), auxquels s'ajoutent quelques petites biotites éparses.

L'association de ces apophyses aplitiques du batholite avec les formations volcanoclastiques encaissantes a fait l'objet d'un examen particulier dans l'Est du Trégor (Thiéblemont *et al.*, 1996) et montre que ces deux types de manifestation magmatique sont pénécotemporains (voir ci-dessous).

Formations briovériennes

τbL , bL . **Formation de Locquirec : tufs acides et laves.** Cette formation, largement développée sur le flanc ouest de la baie de Lannion, affleure selon une bande orientée WSW-ENE de Locquémeau à Pont-Losquet, sur la carte Lannion où elle n'est interrompue que par le massif de granite du Yaudet, et au-delà vers l'Est, jusqu'à la côte est du Trégor au Nord de Paimpol, en passant par Tréguier.

D'Est en Ouest, et depuis les premiers travaux réalisés sur cette région (Barrois, 1908, 1909), cette formation a reçu plusieurs noms différents dont les deux derniers retenus sont : Formation de Tréguier, à l'Est (Auvray *et al.*, 1976) et Formation de Locquirec, à l'Ouest (Chantraine *et al.*, 1986). Il nous semble préférable de conserver cette dernière dénomination, car c'est à Locquirec que cette formation est la mieux exposée et c'est près de cette localité qu'est observable le contact de la formation briovérienne avec le socle icartien (Verdier, 1968 ; Autran *et al.*, 1979).

Sur la carte Lannion, cette formation affleure largement à la pointe de Séhar et sur l'estran de Locquémeau, ainsi que de part et d'autre de Lannion (Serval, Brélévenez). Couverte par des limons dans la partie centrale, elle est bien visible dans le coin nord-est de la carte, au Sud de Coatréven et de Camlez.

La Formation de Locquirec est constituée d'un ensemble volcanique acide et volcanoclastique au sein duquel deux membres ont été distingués :

- le Membre de Coatréven, en position inférieure ;
- le Membre de Locquémeau, en position supérieure.

En comparaison avec la région-type de Locquirec, le membre inférieur correspond effectivement à la partie basale de la formation ; le membre supérieur regroupe, semble-t-il, sa partie médiane et sommitale. Cependant, le sommet de la série, nettement plus sédimentaire à Locquirec, n'affleure que très peu sur la carte Lannion ; il est probablement biseauté par l'accident qui le sépare, de Locquémeau à l'Ouest à Lézardrieux à l'Est, de la Formation

de Paimpol. La séquence grésopélimitique à niveaux volcaniques, affectée par une déformation cisailante intense, qui affleure sur le flanc nord du promontoire de Malabri (Sud Locquémeau), en est sans doute le seul témoin.

• **Membre de Coatréven** (τbL) : **tufs acides**. Il est bien exposé sur l'estran situé au Nord de Locquémeau (autour de la balise en ruine qui ne peut être atteinte qu'à grande marée basse), dans la carrière du Rusquet au Nord-Est de Lannion et au Nord-Ouest de la carte dans les carrières de Crec'h Moal, au Sud-Est de Coatréven et du Pont-Neuf, à l'Est de Camlez.

Si l'on prend comme faciès type la carrière de Coatréven, ce sont des roches massives ou rubanées, de couleur vert sombre à gris rosé, présentant une grande variabilité latérale. Très compactes, elles montrent une cassure esquilleuse, caractère qui est provoqué, au moins en partie, par la proximité du batholite nord-trégorrois et ses apophyses aplitiques. A l'œil nu, seuls quelques petits cristaux blancs (albite) sont discernables dans une pâte très fine qui constitue l'essentiel de ces roches dont l'origine volcanique ne fait aucun doute.

Le faciès dominant est une roche massive tufacée à porphyroclastes d'albite pris dans une pâte aphanitique à texture équante. Les autres faciès sont soit rubanés, à niveaux de petits porphyroclastes d'albite alternant avec des niveaux totalement aphanitiques, soit pyroclastiques, à texture bréchique primaire, dont les clastes, hétéromorphes, sont de taille millimétrique à centimétrique.

Les minéraux identifiables, à part l'albite, sont le quartz, fréquent en cristaux subsphériques, d'origine primaire, la muscovite finement cristallisée et la chlorite, omniprésente dans les fissures des faciès équants et dans la schistosité des faciès déformés ; la chlorite s'y développe soit par rétro-morphose aux dépens d'une biotite primaire (ou cristallisée au contact du batholite), soit directement sous les effets du métamorphisme régional.

En effet, ces roches subissent une déformation et un métamorphisme croissant d'Est en Ouest. Elles sont très peu affectées dans la partie orientale de la carte où les faciès massifs ne montrent que des déformations cataclastiques allant jusqu'à des textures bréchiques (intenses) et à une déformation planaire de type schistosité de fracture. Vers l'Ouest, la biotite devient stable au niveau de Trézény et marque, avec la muscovite et la chlorite, une schistosité de plus en plus accentuée jusqu'à devenir pénétrative (schistosité de flux) dans les niveaux les plus massifs, dans la région de Locquémeau. Dans l'ensemble, cette schistosité est parallèle à la bordure du batholite nord-trégorrois avec un pendage moyen de 75° vers le Sud.

Latéralement, cette série volcanoclastique montre d'importantes variations, aussi bien de faciès (niveaux massifs ou rubanés) que de puissance (de quelques centaines de mètres à au moins un millier de mètres). Verticalement, les niveaux massifs pyroclastiques sont plus fréquents dans la partie

basse, et les niveaux rubanés et remaniés, plus présents dans la partie haute de la série.

Les relations de la Formation de Locquirec (Membre de Coatréven) avec le batholite nord-trégorrois sont bien observables. Il existe d'une part à l'échelle régionale une liaison spatiale entre la bordure aplitique du batholite ($a\gamma^3$) et la formation volcanique, ces deux unités semblant souvent s'interpénétrer l'une l'autre. D'autre part et localement, comme dans la carrière de Rusquet par exemple, le granite aplitique est intrusif dans les faciès tufacés et les cornéifie ; ces figures d'intrusion sont aussi visibles avec les faciès grossiers du batholite, dans la vallée du Guindy, à l'Est de Trézény, par exemple. Ces relations suggèrent, pour ces formations, des mises en place pénécotemporaines.

• **Membre de Locquémeau (bL) : laves.** Il est bien exposé autour de la pointe de Séhar à Locquémeau, dans la vallée du Léguer à l'Ouest de Lannion, ainsi que dans les anciennes carrières de Brélévenez, au Nord de cette ville, et vers l'Est, de part et d'autre de la RN 786 jusqu'au Nord de Lannérin.

Sur l'estran de Locquémeau, affleure une formation composite, alternant des niveaux tufacés, proches de ceux du Membre de Coatréven, auxquels ils passent en continuité, des niveaux volcano-détritiques (tufs et laves remaniés) et des niveaux silto-micacés à intercalations conglomératiques. Ces roches, systématiquement rubanées, ont des teintes grises, verdâtre à rosâtre, quand elles sont fraîches et beiges, quand elles sont altérées. Elles se débitent souvent en dalles (débit accru par une schistosité dans la région de Lannion) et ont été exploitées autrefois comme moellons ou lauzes. Sur l'affleurement, on distingue dans les roches tufacées, les clastes d'albite, typiques de l'ensemble de la formation, ainsi que les grains de quartz et, dans les roches plus basiques, l'épidote qui forme souvent de gros cristaux ou de petits nodules. Les intercalations conglomératiques sont remarquables et totalement identiques à celles connues à Locquirec, de l'autre côté de la baie de Lannion (Chantraine *et al.*, 1986).

Dans son ensemble, ce membre présente donc un caractère volcano-sédimentaire manifeste, où l'évolution, depuis une base plus volcanique vers un sommet plus détritique, est moins nette que de l'autre coté de la baie.

Les faciès les plus courants sont les suivants :

– des tufs acides passant à des tuffites remaniées, à matrice quartzophylliteuse abondante (muscovite, chlorite \pm biotite) et nombreux clastes albitiques ; peuvent s'y ajouter l'épidote associée à l'albite et l'actinote en lamelles dans la matrice ; l'association albite-épidote suggère que le plagioclase primaire était plus calcique que l'albite actuelle. Des cristaux de quartz, subsphériques, sont dispersés dans les faciès les moins remaniés. Dans les faciès les plus remaniés et/ou les plus déformés, les clastes d'albite

sont brisés, étirés et granulés, passant à des lenticules ou des nodules contournés par de fins lits quartzo-phylliteux ;

– des niveaux laviques à albite en lattes et muscovite, de composition rhyodacitique, se présentant en rares bancs ou sills de puissance métrique ;

– des passées de schistes verts à albite-actinote-épidote à grain fin et schistosité généralement accentuée, représentant d'anciens niveaux basiques (laves ou tufs) ;

– des alternances d'origine silto-argileuse, transformées en siltites micacées, à niveaux grossiers ; la matrice phylliteuse (muscovite, chlorite ± biotite) dominante contient de rares et petits clastes de quartz et d'albite disséminés ; ces alternances sont de plus en plus fréquentes et épaisses de la base au sommet de la série, la puissance des bancs augmentant parallèlement, de décimétrique à décamétrique ;

– des niveaux détritiques grossiers contiennent des intercalations de conglomérats polygéniques (1), en bancs métriques, à galets de taille centimétrique à décimétrique de granite essentiellement et de gneiss et quartzite, ovalisés voire aplatis et dispersés dans une matrice tuffitique grossière. Ces poudingues, de morphologie typiquement lenticulaire, ne sont connus que de part et d'autre de la baie de Lannion et n'ont pas été observés à l'Est de Lannion. Cela va dans le sens d'une évolution latérale globale de la Formation de Locquirec, déjà notée, depuis un pôle plus proximal à l'Est (Lézardrieux) jusqu'à un pôle plus distal à l'Ouest (Locquirec).

Verticalement, la série débute par des faciès tufacés massifs, à clastes d'albite, plus ou moins remaniés et à niveaux de poudingue. Elle devient ensuite plus rythmique, alternant les faciès tuffitiques et détritiques et contenant des niveaux de schiste vert ; elle s'achève par des associations rubanées sédimentaires, assez peu développées et rarement affleurantes.

Des faciès, semblables à ceux du Membre de Locquémeau, affleurent dans le coin nord-ouest de la carte, à la pointe de Bihit, de l'autre côté du massif orthogneissique de Porz-Mabo qui constitue le soubassement des formations briovériennes.

Comme le précédent, ce membre subit une déformation et un métamorphisme croissant d'Est en Ouest, mais les éléments de la déformation y sont plus manifestes : bandes de cisaillement et figures de rotation dans les niveaux clastiques massifs, plis serrés anisopaques dans les alternances sédimentaires. Ces éléments, parmi d'autres, confirment le caractère cisailant de la déformation (Balé, 1986). Les roches sont affectées par une intense schistosité de flux, généralement subverticale, porteuse d'une linéation d'étiement, généralement à fort plongement. Les paragenèses associées évoluent d'Est en Ouest : depuis des associations à muscovite-chlorite-actinote jusqu'à des assemblages à muscovite-biotite et amphibole bleu-vert.

Notons enfin que cette formation est affectée par l'auréole thermique du granite du Yaudet, comme le montrent les cornéennes engendrées au contact du massif sur le flanc ouest de la pointe de Douven (Est de Locquémeau).

Âge de la Formation de Locquirec. Sur le terrain, les éléments qui permettent de préciser l'âge de cette formation sont les suivants : elle est recoupée localement par le batholite nord-trégorrois et semble être, dans sa partie proximale, contemporaine des apophyses périphériques de batholite (résultat qui vient d'être confirmé dans l'Est du Trégor : Thiéblemont *et al.*, 1996). Cette formation serait ainsi la manifestation superficielle sub-contemporaine de la mise en place du batholite, comme l'atteste sa récente datation à 617 ± 13 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Thiéblemont *et al.*, en préparation).

bLa. Formation de Lannion : métavolcanites et hypovolcanites acides. Cette formation a tout d'abord été regroupée avec le membre acide (Membre de Pléguen) de la Formation de Lanvollon, définie en baie de Saint-Brieuc, sous le nom de Membre de Lannion-Pléguen (Égal *et al.*, 1996b). Ce regroupement était alors argumenté par les similitudes lithologiques (faciès acides orthodérivés) et géochimiques (de type tholéiite continentale) (Égal *et al.*, 1996a).

La discontinuité de ces deux formations et leur séparation par un des accidents trégorrois (Trédrez-Beauport) conduisent à les distinguer et à les décrire indépendamment.

La Formation de Lannion affleure dans la partie ouest de la carte où elle forme une bande orientée Est-Ouest depuis la côte de Trédrez jusqu'à la région de Lannion où elle semble s'envoyer sous la Formation de Paimpol (voir ci-dessous). Cette côte, escarpée et accore, en donne une très bonne coupe entre la pointe de Malabri et Beg-ar-Neon. Elle est aussi bien exposée dans la vallée du Léguer ainsi que dans l'ancienne carrière du moulin du Duc, au Sud de Lannion.

La position stratigraphique précise de cette formation est inconnue car elle est limitée au Nord et au Sud par des failles dont on ne connaît pas le rejet. Quelques similitudes de faciès, acides avec ceux de la formation de Locquirec et basiques avec ceux de la Formation de Paimpol, suggèrent que la Formation de Lannion occupe aujourd'hui, malgré le découpage tectonique, sa position originelle, intercalée entre les deux formations précédentes.

Sur la côte de Trédrez, elle est constituée par une succession très contrastée volcano-sédimentaire comprenant de puissants sills acides (pluri-métriques à décamétriques) intercalés dans une série très variée faite d'alternances silto-gréseuses banales, de quartzites carbonés et pyriteux, de nombreux niveaux volcanoclastiques souvent altérés et de quelques passées volcaniques micro-litiques acides et basiques. Les roches montrent souvent des teintes grises, rosâtres à verdâtres pour les volcanites, blanchâtres quand elles sont altérées et noires pour les quartzites carbonés. Cette coupe est difficile d'accès, mais

très spectaculaire pour son escarpement et sa lithologie. Dans les terres, ces divers faciès n'affleurent que de manière très discontinue.

Les études pétrographiques et géochimiques réalisées sur la coupe de Trédrez confirment le caractère volcano-sédimentaire général de la série qui comprend :

- des siltites micacées (biotite) à petits clastes de quartz et de feldspath ;
- des grauwackes feldspathiques, riches en matrice micacée ;
- des quartzites à grain fin (χ_g) souvent chargés en pigment carboné (graphite) ; certains de ces niveaux sont très riches en sulfures (pyrite surtout) et finement rubanés ;
- des tuffites à matrice détritique quartzo-feldspathique et nombreux clastes de quartz, albite et débris laviques ;
- des tuffites silicifiées (cherti-tuffites) et hydrothermalisées, donnant des faciès blanchâtres très particuliers ;
- des tufs acides pas ou peu remaniés, albitiques et pauvres en matrice ;
- des tufs basiques riches en amphiboles (actinote ou hornblende) passant à des wackes basiques à matrice abondante ;
- des laves microgrenues ou microlitiques acides à composition dacitique (quartz, albite, biotite, amphibole) ;
- des laves basiques à paragenèse metabasaltique (oligoclase, actinote ou hornblende, biotite, épidote) ; ces roches tranchent par leur couleur bleu-vert foncé et ont pu être distinguées au sein de la série (amphibolites : δ).

Les gros sills visibles sur la coupe de Trédrez sont des laves ou des tufs acides (composition dacitique), à structure souvent aphanitique avec petits cristaux épars de quartz et d'albite, et montrent localement des reliques de structure primaire de type ignimbritique (présence de « fiammes »). Sur cette côte, en effet, les roches, affectées par l'auréole thermique du granite du Yaudet, sont généralement recristallisées et leurs textures initiales plus ou moins oblitérées.

Bien que fortement déformée (plissée et écaillée), la succession litho-stratigraphique semble être globalement la suivante, sur la coupe de Trédrez :

- au Nord (à la base ?), un ensemble rubané constitué de roches essentiellement volcano-sédimentaires acides dans lesquelles sont intercalés les sills massifs acides ;
- au-delà de Malabri, un ensemble plus détritique contenant les niveaux de quartzites carbonés et pyriteux et assez peu d'intercalations volcaniques acides et basiques ;

– au niveau de Beg-ar-Neon, un épisode volcanogène, montrant une alternance de roches volcano-détritiques ou volcanoclastiques et de coulées ou de sills de roches basiques et acides ;

– au Sud (au sommet ?), un ensemble principalement détritique avec encore des niveaux quartzitiques noirs et des intercalations volcaniques acides et basiques.

La Formation de Lannion est affectée par une déformation hétérogène se manifestant, d'une part, par une foliation bien marquée, synmétamorphe, orientée sur la côte autour de N50°E et pentée vers le Nord, de 70° à 90°, d'autre part, par une linéation d'étirement présentant une évolution spatiale assez complexe mais globalement fortement plongeante vers le NE (30° à 70°). À cette déformation principale, se superposent des couloirs de cisaillement dextre, accompagnés de plis de type « kink band » et par une seconde schistosité orientée N30°E sur la côte. En outre, plusieurs failles inverses, dont les rejets sont difficiles à estimer, découpent l'ensemble de la formation en panneaux juxtaposés. Cette déformation est interprétée comme le résultat d'une cinématique décro-chevauchante dextre (Balé, 1986).

Âge de la Formation de Lannion. Il est inconnu et soulève quelques problèmes. L'hypothèse, basée sur des similitudes lithologiques et géochimiques, de l'incorporation de cette formation, en tant que membre, dans la Formation de Lanvollon (Égal *et al.*, 1996b) lui assignait l'âge de cette dernière, soit 588 ± 11 Ma (voir ci-dessous). Cette hypothèse n'a pas été retenue sur la feuille Lannion pour les raisons déjà citées (voir ci-dessus). Nous avons vu que les données actuelles suggèrent que la Formation de Lannion occupe sa position originelle dans la séquence briovérienne trégorroise, intercalée entre les Formations de Locquirec et de Paimpol ; son âge serait alors plus ancien, autour de 615 - 610 Ma.

bP. Formation de Paimpol : metabasaltes spilitiques (610 ± 9 Ma, Pb-Pb, Zr). Cette formation a été définie sous deux noms distincts sur les cartes voisines : Formation de l'Armorique à l'Ouest (feuille Plestin-les-Grèves) et Formation de Paimpol à l'Est (feuille Pontrieux-Étables*). L'équivalence de ces deux formations étant définitivement établie par le lever de la feuille Lannion, seule et à cause de son antériorité (Auvray, 1979) l'appellation « Formation de Paimpol » doit être conservée. Elle correspond, sur les anciennes cartes à 1/80 000, à plusieurs formations séparées, et considérées comme différentes.

La Formation de Paimpol affleure selon une large bande de terrain, orientée WSW-ENE, à travers tout le Trégor, depuis la baie de Lannion jus-

* Sur la feuille voisine Pontrieux-Étables, la Formation de Paimpol est divisée en deux membres : un membre basique, le Membre de Guilben et un membre acide, le Membre de Minihy-Tréguier (Égal *et al.*, 1996b) ; cette distinction n'a pas pu être effectuée sur la feuille Lannion.

qu'à la baie de Saint-Brieuc. Elle est limitée au Nord et au Sud par les grands accidents cisailants qui traversent tout ce territoire : failles de Locquémeau à Lézardrieux, au Nord et de Trédrez à Beauport, au Sud. Ces failles oblitérent partout le contact basal de la formation, alors que son sommet est bien visible, dans la synforme centrale, au passage avec le Formation de La Roche-Derrien (voir ci-dessous).

La formation est bien exposée dans plusieurs coupes : la côte de Trédrez, les vallées du Léguer et du Jaudy. Quelques affleurements remarquables (★) méritent en outre d'être signalés : Ty Poas, sur la D33, au Sud-Ouest de La Roche-Derrien ; Traou-an-Dour et Kerlastre, au NW et NE de Lanvézéac ; le Crec'h, au Nord de Rospez ; Pont-Poyès, au Nord de Lanmérin.

Les caractères lithologiques de la Formation de Paimpol la distinguent nettement des autres formations briovériennes trégorroises. Cette formation est par conséquent très reconnaissable sur le terrain, même en « pierres volantes ». Elle est constituée d'une série volcanique basique faite de laves à structures en coussins (« pillow lavas »), de coulées bulleuses et de sills massifs à texture finement grenue, avec quelques niveaux silteux ou argileux intercalés ; ces niveaux sont, au contact des laves, transformés en cornéennes à cassure conchoïdale, connues sous le nom de « adinole ». L'ensemble est modérément déformé et métamorphique. La couleur générale verte de cette formation peut être nuancée : pour les laves bulleuses ou en coussins, elle varie du vert-brun des faciès les moins transformés à la teinte pistache des faciès schistosés et métamorphiques. Pour les sills, la couleur est bleu-vert, foncé à clair par transformation des feldspaths et des amphiboles. Les minéraux visibles à l'œil nu sont l'amphibole et le feldspath omniprésents et l'épidote souvent sous forme de nodules.

Quels que soient les faciès, ces roches ont des compositions de metabasites à paragenèse spilitique (Auvray, 1979) comprenant principalement les minéraux suivants : albite, actinote, chlorite, épidote et accessoirement quartz, calcite, sphène et oxydes. Le pyroxène, augite magmatique, peut y subsister dans les faciès les moins transformés.

Les variations d'épaisseur de cette série, essentiellement volcanique, sont inhérentes à son mode de mise en place. Sa puissance passe de moins de 200 mètres à Pont Losquet à plus de 500 mètres à Lanmérin, en 5 km de distance ; son épaisseur maximum, estimée à l'Est de Buhulien, est de 800 mètres.

Par ordre décroissant d'importance, la formation comprend :

– des laves bulleuses à alvéoles millimétriques à centimétriques ; ces cavités, liées au dégazage des laves lors de leur mise en place, sont remplies de minéraux tels que calcite, séricite ou quartz. Selon le taux d'aplatissement

des roches, les alvéoles initialement subsphériques sont transformées en micro-fentes elliptiques ;

– des laves à structure primaire en coussins (« pillow lavas »), la taille de ces structures étant d'ordre décimétrique. Chaque « pillow lava » montre un cortex hyalin et un cœur micro-bulleux. Les interstices entre « pillow lavas » sont remplis de constituants variables : lave de même nature que les « pillow lavas », calcédoine rouge (cornaline), ou carbonates (dolomie et/ou calcite) (cal). Les épisodes tectoniques et métamorphiques ont transformé certains de ces « pillow lavas » en structures secondaires ovoïdes riches en épidote et en calcite à texture lamellaire ;

– des coulées massives finement grenues, riches en petites lattes de feldspath et d'amphibole, souvent peu schistosées. Le pyroxène (augite) et la hornblende verte se trouvent le plus souvent remplacées par une amphibole secondaire, actinote ou trémolite ;

– des niveaux volcano-sédimentaires riches en débris laviques. Ces roches qui enregistrent facilement la déformation, apparaissent sous l'aspect de schistes verts et/ou violacés à porphyroclastes d'albite et de quartz ;

– des argilites en bancs centimétriques à décimétriques. Ces niveaux, parfois bien conservés avec leur teinte grise d'origine, comme à Milin Coz (Nord-Est de Lanmérin), sont néanmoins le plus souvent transformés en adinole vert olive sous les effets thermiques des laves ;

– des chertites massives en bancs métriques (cht) dont le principal affleurement se situe au Nord-Est de Rospez (le Crec'h). Constituées exclusivement de silice et d'oxyde à texture rubanée, elles présentent une teinte pourpre du plus bel effet. Ces roches extrêmement résistantes sont observables également dans les anciennes demeures du village de Rospez ;

– des laves acides (métarhyolites) et des tufs acides en niveaux discontinus (tf) de teinte grise, similaires aux roches de même type, largement représentées dans la formation de Lannion (voir ci-dessus).

Les variations latérales et verticales de faciès sont constantes dans l'ensemble de la formation. Cependant deux faciès semblent avoir une position stratigraphique assez constante ; d'une part, les coulées massives, principalement présentes à la base de la formation ; d'autre part, les niveaux tufacés acides, lenticulaires, reconnus uniquement au sommet : à l'affleurement, comme à Kergroz en Ploulec'h, à Cotelec en Langoat, à Kernévez en La Roche-Derrien et à Kernévec en Tréguier, ou en sondage à Kervosquer en Langoat, alors qu'ils sont absents dans le sondage tout proche du Rest (voir en annexe 1, les logs des sondages de la SNEA(P), 1977).

La Formation de Paimpol est, sur la feuille Lannion, affectée par une déformation et un métamorphisme d'intensité croissante d'Est en Ouest. Vers l'Est, la formation dessine une synforme ouverte, au cœur de laquelle affleure

la formation sus-jacente de La Roche-Derrien. Les roches sont relativement peu déformées (schistosité fruste dans les niveaux massifs, « pillows lavas » pas ou peu aplatis, etc.) et les paragenèses métamorphiques sont de type anchi à épizonal (illite, chlorite, actinote). Vers l'Ouest, les structures se resserrent, se verticalisent et se déversent sous la formation sous-jacente de Lannion. Les roches sont systématiquement et intensément foliées, les structures originelles beaucoup moins bien conservées et le métamorphisme acquiert un faciès schiste vert à biotite et amphibole bleu-vert.

Tout cela est bien mis en évidence, sur la carte, par le dessin, des structures régionales et des isogrades du métamorphisme. Cette évolution d'Est en Ouest explique les différences de faciès entre, par exemple, les laves de Ty-Poas, en limite orientale de la carte, et celles de la côte de Trédrez. S'y ajoute en outre, dans cette partie côtière, un recuit global des roches dans l'auréole thermique du granite de Yaudet (Verdier, 1968).

Ainsi le lever de la carte Lannion établit, de manière définitive, la continuité, souvent contestée (Auvray, 1979 ; Chantraine *et al.*, 1988) à cause de ces différences, entre les volcanites basiques de Paimpol et celles de la côte de Trédrez.

Âge de la Formation de Paimpol. L'âge de cette formation, qui a pour les mêmes raisons été souvent discuté (Chantraine *et al.*, 1988), vient d'être fixé à 610 ± 9 Ma (Égal *et al.*, 1996a) par la datation de roches acides intercalées dans les roches basiques.

bPJ, bR . Formation de La Roche-Derrien : grauwackes quartzitiques de Pommerit-Jaudy et schistes et grès. Cette formation affleure, au cœur de la synforme dessinée par la Formation de Paimpol, selon un lobe fermé à l'Ouest au niveau de Lanmérin et ouvert vers l'Est, où la formation se prolonge jusqu'à la côte du Trégor, de part et d'autre du bassin paléozoïque de Plourivo (feuille Pontrieux-Étables, Égal *et al.*, 1996b). Elle est bien exposée tout le long de la vallée du Jaudy en amont et en aval de La Roche-Derrien ; l'affleurement caractéristique, permettant d'observer la plupart des faciès, se trouve juste au Nord du village, au bord de la route allant à Tréguier (D 8).

- **Schistes et grès (bR).** La majeure partie de la formation est constituée d'un ensemble sédimentaire détritique associant des siltites, des siltites gréseuses, des grès grauwackeux et des grauwackes avec quelques intercalations de siltites ardoisières, de quartzites et de laves basiques. Le rythme des alternances est variable, l'épaisseur des bancs étant d'ordre décimétrique à décamétrique.

Les faciès pétrographiques sont, par ordre décroissant d'importance :

- des siltites gris-beige bariolées, à débit en plaque. En lame mince, quelques quartz inframillimétriques sont noyés dans une matrice pélitique. Dans certaines roches, des particules millimétriques noirâtres de matières amorphes ont été identifiées comme des débris de matière organique oxydée ;
- des siltites gréseuses gris-beige, à débit médiocre. Cette roche, à trame quartzo-phylliteuse et plagioclases détritiques dispersés, forme un faciès de transition entre les siltites bariolées et les grès grauwackeux ;
- des grès grauwackeux et grauwackes gris verdâtre (1), très résistants, en bancs massifs plurimétriques, sans litage visible ni granoclassement ; il s'agit de grès à grain fin, peu ou mal classés à matrice abondante. Le minéral dominant est le quartz (jusqu'à 70 % de la roche), les phyllites et les feldspaths (plagioclases) formant le reste de la roche. Ces grauwackes sont bien exposées en rive gauche du Jaudy (★), au Sud de la ferme de Kergonan ;
- des quartzites gris clair (2) assez proches des grès précédents, mais plus riches en quartz et pauvres en matrice ;
- des siltites gris sombre noirâtre (Sn), en masses lenticulaires à caractère ardoisier. Ces faciès très homogènes ont fait l'objet d'exploitations, notamment à Kerhamon, Kerambellec et Traou an Dour aux environs de La Roche-Derrien ;
- des laves basiques (Mβ) à mauvais débit et très altérées, semblables à celles de la Formation de Paimpol. Leur texture est bulleuse et fluidale (microlitique) ; leur paragenèse est spilitique à albite, actinote, chlorite et accessoirement quartz, calcite, épidote.

La Formation de La Roche-Derrien surmonte en concordance stratigraphique la Formation de Paimpol, le passage pouvant être brusque (voir en annexe 1 (dépliant) les logs des sondages KE1 et PJ1 du secteur de Langoat) ou graduel (cf. description de cette formation dans Égal *et al.*, 1996b).

La série stratigraphique montre à la base, dans la plupart des points d'affleurement (Traou An Dour, Lanmérin, moulin du Prés, etc.) une puissante séquence de siltites massives. Toutefois, la série semble débiter localement par des sédiments grossiers, grès feldspathiques, principalement au Sud de La Roche-Derrien où affleurent également les niveaux de quartzites. Ces dépôts semblent pouvoir être mis en parallèle avec les dépôts grossiers de la séquence de Pommerit-Jaudy (voir ci-dessous).

La majeure partie de la formation est constituée d'alternances silto-gréseuses et comprend quelques rares passées de lave basique.

Au cœur du synclinal principal, affleure une séquence de grauwackes organisée en bancs plurimétriques, séparés par des joints silteux décimétriques. Elle est largement représentée au Nord de La Roche-Derrien (dans la région de Langoat surtout) où elle constitue le sommet de la série reconnue à l'affleurement.

• **Grauwackes quartzitiques de Pommerit-Jaudy** (bPJ). Ils forment une séquence qui se différencie assez nettement de l'ensemble précédent et qui affleure selon une étroite bande de terrain accolée à l'accident Trédrez-Beauport, au Sud de La Roche-Derrien. Reconnue sur quelques kilomètres de distance, elle est en position monoclinale sur le flanc sud d'une petite structure pincée et déversée, à cœur de laves basiques (Formation de Paimpol). Une intense déformation cassante affecte ces terrains, probablement provoquée par les mouvements cisailants de l'accident trégorrois synchrone de l'ouverture du bassin paléozoïque de Plourivo, dont la terminaison occidentale se trouve juste à l'Est de Pommerit-Jaudy.

Dans ce secteur, cette séquence sédimentaire surmonte la formation volcanique de Paimpol (passage visible sur un nouveau tracé routier au Nord de Pommerit-Jaudy) et constitue donc un faciès latéral de la Formation de La Roche-Derrien. Elle est caractérisée par l'abondance des faciès de quartzite sombre en bancs massifs et la présence de niveaux bréchiques synsédimentaires. Ces faciès arment le relief allongé WSW-ENE de Pen-ar-Crec'h où ils sont bien exposés.

Les quartzites présentent une texture microbréchiq ue à clastes anguleux de quartz pris dans un ciment siliceux à grain très fin. Les brèches à lithoclastes millimétriques à centimétriques sont polygéniques : fragments de sédiment argilo-silteux, débris de roches microgrenues acides et éléments quartzeux anguleux. À ces faciès, s'ajoutent des niveaux d'argilite très peu épais et souvent altérés et des petits bancs de grauwacke feldspathique très immature (clastes anguleux dans une matrice abondante).

L'ensemble de la Formation de La Roche-Derrien est relativement peu déformé, en grands plis ouverts, associés à une schistosité quasi verticale, irrégulièrement développée et généralement fruste. Les recristallisations métamorphiques (paragenèses à illite-chlorite), tout juste décelables dans les niveaux pélitiques, suggèrent que cette formation demeure en domaine anchizonal ou à la limite anchizone-épizone (absence de l'association préhnite-pumpellyite et présence d'actinote dans les roches basiques).

Une auréole thermique à biotite se développe à proximité immédiate des petits corps intrusifs (microdiorite porphyrique) de la région de Cran.

Âge de la Formation de La Roche-Derrien. L'attribution de cette formation au Briovérien n'a jamais été mise en doute, puisqu'elle surmonte en continuité la Formation de Paimpol et qu'elle est recouverte par les formations paléozoïques du bassin de Plourivo (aujourd'hui rapportées à l'Ordovicien, Auvray *et al.*, 1980b). L'âge des volcanites sous jacentes (610 ± 9 Ma, voir ci-dessus) fixe une limite inférieure à l'âge de la Formation de La Roche-Derrien.

Petits plutons isolés

ηΚ. Méladiorite de Keralain (583 ± 2 Ma, Ar-Ar, Amp). Plus d'une dizaine de petits corps mafiques (d'extension hectométrique à kilométrique) plus ou moins alignés selon une orientation $N75^\circ E$, c'est-à-dire presque parallèle aux structures régionales, traversent les formations briovériennes trégorroises depuis Beg-ar-Forn à l'Ouest, où ils sont bien exposés, jusqu'à la région de La Roche-Derrien, à l'Est. À Beg-ar-Forn, un de ces corps mafiques est enclavé dans la granodiorite. Partout ailleurs, dans les formations volcaniques et sédimentaires, ils développent, à leurs contacts et sur une dizaine de mètres, de petites auréoles thermiques à faciès tacheté.

Ce sont des roches grenues, massives d'une teinte bleu-vert sombre, à l'état sain, ou bleu-vert pâle à points sombres (amphibole centimétrique), à l'état altéré. En lame mince, ce minéral sombre s'avère être de la hornblende verte qui constitue plus de 70 % de la roche. Elle est associée, dans la paragenèse magmatique, à un plagioclase totalement saussuritisé, du quartz interstitiel, de l'apatite et des oxydes ferro-titanés. Une rétro-morphose généralisée se manifeste par la croissance d'actinote aciculaire, d'épidote, de chlorite et de sphène. En outre, des petites biotites se développent dans les massifs proches des granites varisques du Yaudet et de Plouaret.

La composition de ces roches, difficile à déterminer en l'absence d'analyse chimique, semble varier autour d'un pôle dioritique mélanocrate (gabbroïque à tonalitique). L'ensemble de ces caractères ainsi que leur disposition structurale suggèrent qu'à ces petits corps mafiques se rattache la « diorite de Keralain », décrite sur la feuille voisine Tréguier (Auvray *et al.*, 1976 et tabl. I, annexe 2) et prise comme massif type. Comme pour cette dernière, en effet (Thiéblemont *et al.*, 1996), la disposition structurale de ces intrusions semble jalonner une « cicatrice » de l'orogène cadomien, marquée par le volcanisme insulaire de type Paimpol et reprise par les accidents trégorrois Lézardieux–Locquémeau et Trédrez–Beauport.

Une datation à 583 ± 2 Ma, obtenue sur la diorite de Keralain par G. Ruffet *et al.* (1990), par la méthode Ar/Ar sur amphibole, est interprétée comme la limite supérieure de l'âge de la mise en place des corps mafiques. Ceux-ci sont donc associés à l'évolution cadomienne, résultat confirmé par leur enclavement dans la granodiorite de Beg-ar-Forn.

ΥF. Granodiorite de Beg-ar-Forn ($528 +4/-6$ Ma, U-Pb, Zr). Bien qu'encaissée au sein du domaine de la baie de Lannion, cette intrusion est décrite, ici, avec les formations du domaine nord-trégorrois, car elle se rattache, de manière claire, à l'évolution cadomienne.

Elle constitue un petit massif, de forme elliptique, d'extension kilométrique et allongé dans les structures régionales, qui arme la pointe de Beg-ar-Forn (Sud-Ouest de Trédrez). Elle est intrusive dans la formation briovérienne de Plestin-les-Grèves dont elle contient des enclaves et où elle développe un métamorphisme de contact discret. Elle contient aussi un des corps gabbro-dioritique qui traverse cette dernière formation.

Elle a fait l'objet d'une étude détaillée de B. Auvray (1979). C'est une roche massive, de teinte vert-clair, à grain grossier, à la surface de laquelle l'altération met en relief des feldspaths automorphes blanchâtres. Généralement non orientée, elle présente localement d'étroites bandes mylonitiques esquissant une foliation très fruste.

Elle est essentiellement composée de plagioclase largement saussuritisé, de quartz et de biotite et accessoirement de feldspath alcalin hydrolysé. La biotite est recristallisée, les anciens cristaux étant transformés en agrégats de paillettes néoformées de biotite. Dans les bandes de mylonite, au contraire la biotite prend des formes « en poisson » et elle est souvent chloritisée. La roche contient en outre d'autres agrégats constitués de biotite, épidote, actinote et sphène, qui représentent probablement d'anciens cristaux d'amphibole. Cette roche a donc subi, après sa mise en place, une évolution complexe associant déformation et rétro-morphose. Sa composition chimique (tabl. I, annexe 2) confirme son caractère granodioritique.

La granodiorite de Beg-ar-Forn a fait l'objet d'une datation par la méthode U/Pb sur zircon qui a fourni un âge de 528 \pm 4/-6 Ma, interprété comme l'âge de sa mise en place (Guerrot et Peucat, 1990). C'est un pluton cadomien tardif.

Étant donné le contexte structural régional (voir le chapitre sur l'évolution tectono-métamorphique), il semble que la déformation mylonitique modérée, qui affecte cette granodiorite, puisse être attribuée à la tectonique hercynienne qui affecte les formations encaissantes, les recristallisations, sans déformation associée, résultant quant à elles des effets thermiques du granite de Yaudet.

γ^M **Monzogranite de Quemperven.** Ce petit corps granitique, d'extension kilométrique, connu depuis, C. Barrois (1908), se trouve dans la partie nord-est de la carte : partout intensément arénisé, il affleure, dans de mauvaises conditions, sur les deux rives du ruisseau du Stéren, au lieu-dit moulin de Camblec (à 1 km à l'Est de Quemperven) ; le meilleur affleurement se situe quelques centaines de mètres plus à l'Est (au Sud de la ferme du Flaquer).

C'est une roche grenue, claire, composée de quartz, feldspaths altérés en surface et biotite ; le quartz se présente souvent en grands cristaux automorphes.

L'âge de ce granite n'est pas connu, mais sa relation spatiale avec l'accident Trédrez-Beauport et sa forme, d'allure losangique, suggèrent qu'il se soit mis en place au cours du jeu décrochant dextre de cet accident. Cette phase est tardive par rapport au dispositif chevauchant cadomien et semble contrôler l'ouverture du bassin ordovicien de Plourivo (Égal *et al.*, 1996b). L'âge de ce granite pourrait alors être Paléozoïque inférieur.

Domaine de Saint-Brieuc et de Guingamp

Complexe migmatitique

Ce complexe comprend des migmatites, des granites et des amphibolites. En opposition aux autres formations briovériennes affleurant sur la feuille Lannion, il est affecté par un métamorphisme de haut grade associé à une intense fusion crustale.

MG. Migmatites de Guingamp. Les migmatites occupent une étroite bande, en limite sud-est de la carte Lannion, qui représente l'extrême bordure d'un vaste dôme s'étendant sur les feuilles voisines. Elles affleurent largement dans les vallées du Jaudy et de ses affluents ainsi que dans les anciennes petites carrières qui ont exploité ce matériau (Trézélan).

Ce sont des roches hétérogènes, foliées, constituées d'une alternance de matériel sombre (mélanosome) et de matériel clair (leucosome) et présentant deux faciès selon l'intensité et les conditions thermiques de la déformation :

- un faciès rubané, où le matériel sombre et clair alterne en lits centimétriques à décimétriques ;
- un faciès œillé, à caractère mylonitique, résultant de l'étirement et du boudinage des lits précédents.

Le leucosome est de composition essentiellement quartzo-feldspathique, alors que dans le mélanosome, la biotite est prépondérante. Les yeux sont constitués d'agrégats polycristallins de quartz et feldspath, entourés par des rubans sinueux riches en biotite.

Tous les intermédiaires entre les faciès rubanés et les faciès œillés s'observent à l'affleurement. Les migmatites sont souvent injectées de veines leucocrates, centimétriques à décimétriques, parallèles ou recoupant la foliation, dont la composition est leucogranitique : quartz et feldspath principalement, parfois muscovite et grenat.

Au microscope, les divers faciès de migmatite présentent la même paragenèse : quartz, feldspath potassique, plagioclase (oligoclase), biotite, muscovite et quelques minéraux accessoires (zircon, apatite, opaques) ; le plagioclase est toujours plus abondant que le feldspath potassique. A cette paragenèse, syncinématique, s'ajoute parfois une chlorite tardive se développant aux dépens de la biotite.

La foliation est marquée par le rubanement et par l'étirement des leucosomes et l'attitude planaire des micas dans les mélanosomes. De nombreuses bandes de cisaillement (structures C/S, Berthé *et al.*, 1979) dans lesquelles cristallise l'assemblage quartz + plagioclase + micas, sont visibles aussi bien sur l'affleurement qu'en lame mince.

Ces observations traduisent une déformation progressive au cours de l'histoire rétro-morphique des roches. Elle débute dans des conditions proches de l'anatexie ($T > 650^{\circ}\text{C}$) et se poursuit jusque dans le faciès amphibolite de bas grade ($T < 550^{\circ}\text{C}$). La déformation finie est postérieure à la fusion partielle. Ces migmatites sont des métatexites (fusion partielle modérée, structures pré-migmatite identifiables) qui ont, en outre, subi une déformation post-anatectique.

δM. Amphibolites en enclaves. Elles forment de nombreux petits bancs discontinus ou quelques lentilles plus importantes, en reliques au sein des migmatites ou en enclaves dans les leucogranites. Elles arment, en particulier, la petite butte (point coté 142 m) située à 1 km à l'Est de Guénézan, où elles affleurent.

Ce sont des roches massives et sombres, homogènes, à grain très fin et parsemées de nombreuses petites taches claires. On y distingue, à l'œil nu, l'amphibole de couleur verte et le plagioclase de teinte claire. Elles présentent une texture planaire qui correspond à la foliation métamorphique et au plan de débit grossier de la roche. Lorsque la taille du grain le permet, une linéation minérale est visible sur le plan de foliation, correspondant à l'alignement des amphiboles.

La paragenèse synfoliale comprend une amphibole zonée (brune au cœur et verte sur les bords), un plagioclase maclé (oligoclase-andésine), quartz et épidote, ainsi que sphène et opaques accessoires.

Ces amphibolites présentent des caractères macro et microscopiques semblables à celles de la Formation de Lanvollon (voir ci-après).

γ¹⁻². Granites leucocrates. Il est intimement associé aux migmatites où il se développe à partir des veines, parallèles ou recoupant la foliation, décrites ci-dessus. Il forme soit des petits corps, rarement homogènes, au sein même des migmatites (affleurements de la vallée du Jaudy, au Milin

Castel Pic), soit des auréoles externes comme la bande, allant de Trézélan à Guénézan, qui affleure dans la carrière de Kerdaniou (située 1 km à l'Est de Guénézan). Un autre petit corps, à grain fin, est intrusif dans les amphibolites au Nord de Coatascorn.

C'est une roche claire, pas ou peu déformée, essentiellement quartzo-feldspathique, et à grain souvent grossier, parfois très grossier dans les différenciés pegmatitiques. La paragenèse magmatique comprend quartz, orthose perthitique, plagioclase, muscovite et rare grenat et/ou biotite, ainsi que tourmaline accessoire. Dans les faciès déformés la paragenèse métamorphique se caractérise par la cristallisation d'un assemblage à quartz, microcline, plagioclase, muscovite synfoliale et biotite chloritisée.

Ces paragenèses montrent que ce granite appartient à la famille des leucogranites peralumineux.

Âge du complexe migmatitique. L'âge cadomien de ce complexe ne peut pas être argumenté sur la feuille de Lannion. Aucune des datations isotopiques, réalisées dans le cadre du lever de la feuille Guingamp (Le Goff *et al.*, en préparation), n'ayant donné de résultat pertinent, c'est à l'échelle de l'ensemble du domaine cadomien nord breton que cet âge peut être établi sur des arguments tectoniques et métamorphiques (Égal *et al.*, 1996a).

Formations métamorphiques

Les formations métamorphiques des domaines de Guingamp et de Saint-Brieuc, qui entourent le complexe migmatitique, n'affleurent que très peu sur la carte Lannion.

ξG. Micaschistes de Guénézan. Décrits par C. Barrois sous le terme de « schistes micacés », cette formation se localise dans le coin sud-est de la carte où elle dessine une bande étroite, entre le massif granitique de Plouaret et le complexe migmatitique de Guingamp. Elle se poursuit sur la feuille voisine de Belle-Isle-en-Terre, mais n'y a pas été différenciée au sein de l'ensemble paragneissique régional (Chantraine *et al.*, 1984). Les micaschistes affleurent en particulier autour de Guénézan, au bord de la déviation routière de ce village et le long du ruisseau de Kérogan.

Formant une bande de quelques centaines de mètres d'épaisseur, ils bordent à l'Est le complexe migmatitique. Les foliations dans les micaschistes et les migmatites sont concordantes et recoupent leur contact. Dans la carrière de Kerdaniou (située à 1 km à l'Est de Guénézan), affleurent des intercalations de micaschistes au sein des granites déformés.

À l'Ouest, le massif granitique de Plouaret est intrusif dans les micaschistes : le contact est visible sur les talus de la route D 767, près de

Guénézan. Ce sont des roches sombres, compactes ou friables suivant leur teneur en quartz, mais toujours très schistosées. Elles sont essentiellement constituées de quartz et de micas, muscovite et biotite ; outre ces minéraux, la paragenèse synfoliale comprend un plagioclase et un feldspath potassique occasionnel.

Deux faciès particuliers ont été observés au sein de ces roches, sans pouvoir être cartographiés :

1 - Des micaschistes plagioclasiques, avec ou sans grenat, affleurent à 1 km au Nord de Guénézan (près du ruisseau de Kérogan, lieu dit Moulin Donan). Ce sont des roches à grain fin, de couleur grise ou beige, à débit facile ; une oxydation prononcée leur donne souvent une teinte rouille. Les minéraux visibles sont le quartz, la biotite et parfois le plagioclase. Deux paragenèses synfoliales ont été distinguées, au microscope, en fonction de la composition chimique de la roche. Elles comprennent toutes deux, quartz, plagioclase, biotite, feldspath potassique et, soit un grenat relictuel, soit un porphyroclaste plagioclasique ; s'y ajoutent aussi une muscovite secondaire et une chlorite aux dépens de la biotite.

2 - Des schistes graphiteux qui n'ont été identifiés qu'en un seul endroit près de Porz-Coz (1 km à l'Ouest de Trélézan) en pierres volantes. Il s'agit de roches foliées, de couleur gris foncé et terne, à grain fin. Elles ne sont constituées que de quartz et d'un minéral opaque (graphite ?) et évoquent le faciès de type « phtanite » connu dans le Briovérien armoricain (Dabard, 1997).

Enfin, des micaschistes à cordiérite affleurent à 2 km au Sud-Ouest de Trézélan (lieu-dit Coat-Mérot près du ruisseau de Kérogan) et à proximité de Guénézan (le long de la route D 767). Ce sont des roches, souvent riches en quartz, qui présentent un aspect granuleux, dû à de nombreuses petites taches sombres de forme arrondie ou allongée qui correspondent à d'anciennes cordiérites. L'analyse microscopique montre des clastes, reliques de cordiérite pinitisée, souvent pseudomorphosés en un agrégat phylliteux à quartz, biotite et muscovite.

Ces nodules, bien qu'ils n'apparaissent pas clairement superposés à la foliation cadomienne et qu'ils soient même parfois contournés par cette foliation, sont très probablement des manifestations de l'auréole thermique du granite varisque de Plouaret. Cette observation suggère une reprise de la foliation précoce au cours de la mise en place du granite, en climat rétro-morphique : paragenèse à muscovite secondaire et chlorite aux dépens de la biotite.

Âge des micaschistes de Guénézan. Comme pour le complexe migmatitique, ce n'est que sur une argumentation régionale que cette formation, unité au sein de l'ensemble paragneissique de Belle-Isle-en-Terre (Chantraine

et al., 1984) peut être attribuée au Briovérien, et que le métamorphisme et la déformation qui l'affectent peuvent être rapportés au cycle cadomien.

bλ. Formation de Lanvallon : Membre acide de Pléguen : leptynites (588 ± 11 Ma, Pb-Pb, Zr). Elle couvre un domaine triangulaire qui représente la terminaison occidentale d'une vaste zone d'affleurement sur la carte voisine Pontrieux-Étables, où elle a été définie (Égal *et al.*, 1996b). Elle est exposée dans la coupe de la vallée du Jaudy et dans les grandes carrières de Pen-ar-Crec'h, au Nord-Est de Mantallot et de Kerhouel au Sud-Ouest de Pommerit-Jaudy.

C'est un ensemble de leptynites, roches gneissiques de couleur gris-beige clair, constituées d'un assemblage à quartz et plagioclase dominants et biotite, muscovite ou actinote parfois abondantes. La foliation est toujours bien marquée, les textures sont granoblastiques, quelquefois à phénocristaux de plagioclase. L'origine orthodérivée de cette formation ne fait pas de doute (composition rhyodacitique subalcaline, Égal *et al.*, 1996a). Localement, elle contient des intercalations lenticulaires d'amphibolite (δ), et quelques passées détritiques s'y trouvent sous forme de quartzites graphiteux (λ_g) semblables à ceux de la Formation de Lannion.

Sur la carte Lannion, cette formation est limitée par des accidents, celui de Trédrez-Beauport, au Nord et celui de Pontrieux-Mantallot, au Sud, qui la biseautent en convergeant vers l'Ouest. Elle est ainsi séparée par ce dernier accident du membre basique (voir ci-dessous) avec lequel elle présente, sur la feuille voisine Pontrieux-Étables, des relations digitées.

bδ, Mθ. Formation de Lanvallon : Membre basique du Roselier (amphibolites) et métagabbros de Squiffiec (581 ± 12 Ma, Pb-Pb, Zr). Ces deux faciès, amphibolites et métagabbros, ont été réunis au sein d'une seule formation sur la carte Lannion à cause de leur extension limitée, de leur caractère imbriqué et de leur similitude lithologique. Ils sont séparés, sur la feuille voisine, en deux formations correspondant, d'une part, aux amphibolites de Lanvallon (bδ), d'autre part aux métagabbros de Squiffiec (Mθ). Sur la feuille Lannion, n'affleure que la terminaison occidentale de cet ensemble, au Nord du dôme migmatitique de Guingamp, de part et d'autre du massif granodioritique de Pontrieux.

C'est un ensemble essentiellement amphibolique (compositions andésitiques à basaltiques) où les deux faciès se distinguent assez clairement :

– un faciès à grain fin, les amphibolites (bδ), qui affleurent au Nord de Coatacorn et qui se prolongent le long de la bordure du massif de Plouaret où elles sont cornéifiées. Ce sont des roches bleu-vert sombre, à foliation bien marquée, parfois finement litées et se débitant en dalles ;

– un faciès à gros grain, les métagabbros (M θ), qui forment des massifs encaissés dans les amphibolites au Nord de Coatascorn, ainsi que le petit corps situé près de Kervisiou. Ce sont des roches massives et sombres à foliation fruste qui ont conservé leur aspect grenu d'origine, mais dont la paragenèse magmatique a été effacée.

Ces deux faciès contiennent la même paragenèse métamorphique à amphibole bleu-vert, plagioclase et accessoirement quartz, biotite, sphène et oxydes.

Âge de la Formation de Lanvollon. Il est fixé d'une part à 588 ± 11 Ma sur les leptynites, d'autre part à 581 ± 12 Ma sur les métagabbros par des datations Pb/Pb sur zircons réalisées dans le domaine de la baie de Saint-Brieuc (Égal *et al.*, 1996a).

Petits plutons isolés

ŶP. Granodiorite de Pontrieux. Elle affleure en bordure orientale de la carte, au sein de l'ensemble précédent (secteur de Coatascorn), où elle est tronquée par le massif de granite de Plouaret. Elle se prolonge sur la feuille voisine jusque dans le secteur de Pontrieux, où elle montre des relations claires d'intrusion dans les amphibolites de la Formation de Lanvollon (Égal *et al.*, 1996b).

Sur la carte Lannion, elle est bien visible sur les rives du Jaudy, au Nord de Coatascorn (lieux-dits Kerdourien et Trévoazan). C'est une roche massive, de teinte claire, à grain grossier. Elle est assez peu déformée dans sa partie nord, où elle montre parfois une foliation fruste conforme à celle de l'encaissant. Elle est traversée par d'étroites bandes de mylonite qui se multiplient dans sa partie sud et peuvent se densifier jusqu'à donner un faciès amygdalaire, voire mylonitique, à la roche.

En dehors des zones de déformation, elle montre une texture grenue et une paragenèse magmatique à quartz, plagioclase, biotite et feldspath alcalin subordonné ; peuvent s'y ajouter une amphibole et l'allanite en petits cristaux automorphes. La paragenèse rétomorphique, qui se développe avec la déformation, comprend quartz, plagioclase, épidote, muscovite et chlorite.

Sur son rebord nord (rives du Jaudy), la granodiorite développe dans son encaissant (Formation de Lanvollon) un métamorphisme de type cornéenne, acide ou basique. L'âge de la granodiorite de Pontrieux n'est pas connu, mais ses caractères structuraux suggèrent qu'elle est associée à l'évolution cado-mienne.

ŷP. Diorite de Péder nec. Ce petit massif est intrusif dans les formations métamorphiques du domaine de Guingamp. Situé en majeure partie sur la

carte Belle-Isle-en-Terre, il n'affleure que très peu sur la carte Lannion. En limite sud-est de la feuille, il est recouvert par un épandage limoneux et n'est pratiquement pas observable.

C'est une roche sombre et massive, grenue à grain moyen. Elle est essentiellement constituée d'un assemblage de plagioclase et de hornblende, auquel peuvent s'ajouter quartz et biotite.

L'âge de ce massif est inconnu ; il est considéré comme cadomien tardif (Chantraine coord., 1984).

Domaine de la baie de Lannion

Formations briovériennes

bGs. Formation de Plestin-les-Grèves à intercalations volcaniques acides (K^1) ou basiques (K^3). Cette formation affleure sur la côte ouest du Trégor, de part et d'autre de la pointe de Beg-ar-Forn et vers le Sud, jusqu'au petit port de Saint-Michel (Toul-ar-Vilin) où elle semble passer en continuité à la Formation de Buhulien. Au Nord, elle est limitée et biseautée par l'accident Beauport-Trédrez qui la sépare des formations volcaniques trégorroises, ce qui fait qu'elle n'affleure plus à l'Est du massif de granite du Yaudet. Vers l'Ouest, cette formation se poursuit largement de l'autre côté de la baie de Lannion, sur la feuille Plestin-les-Grèves, où elle a été définie (Chantraine *et al.*, 1986).

Cette formation est composée d'une alternance de grès grauwackeux et de siltites à lamines. Elle contient quelques **intercalations volcaniques**. Celles-ci sont assez rares et se présentent sous forme de petites lentilles ou de sills de puissance métrique, comme on peut les observer sur l'estran au Sud de Beg-ar-Forn. Ce sont soit des roches acides (K^1) métarhyolitiques à quartz, albite microlitique, muscovite, soit des roches basiques à paragenèse spilitique (K^3) à albite, actinote, chlorite.

De part et d'autre du petit pluton de Beg-ar-Forn la formation est à dominante de grauwacke, alors que dans sa partie sud et jusqu'à Toul-ar-Vilin, elle passe à une remarquable série rythmique à bancs de grès, d'épaisseur métrique, alternant avec des séquences silto-gréseuses répétées (Verdier, 1968). Les faciès sont soit des grauwackes feldspathiques, de teinte sombre, à matrice micacée abondante, soit des grès gris clair, pauvres en matrice, généralement granoclassés, soit des siltites grises ou noires souvent à lamines.

Les paragenèses sont à quartz toujours dominant, feldspath détritique, plus ou moins abondant suivant les faciès, biotite, chlorite et muscovite.

La déformation synmétamorphe (biotite) se caractérise par une schistosité, intense dans les niveaux schisteux et franche dans les grès et grau-wackes. Cette schistosité est verticale, plan axial de plis ouverts ou coffrés, d'amplitude décimétrique à décamétrique et à axes subhorizontaux (< 10° vers l'Est).

La Formation de Plestin-les-Grèves est traversée par le pluton quartzdioritique de Beg-ar-Forn, dont l'influence thermique se manifeste sur quelques dizaines de mètres dans l'encaissant, par des faciès lustrés et tachetés. Elle encaisse également les petits corps mafiques de type Keralain (voir ci-dessus). L'étude des faciès de contact montre que ce métamorphisme est anté-schisteux, résultat important pour la discussion sur l'âge de la déformation régionale (cf. chapitre « Évolution tectono-métamorphique »). Ce pluton de Beg-ar-Forn est daté à 528 ± 6 Ma (Guerrot et Peucat, 1990) ce qui fixe une limite supérieure à l'âge de la Formation de Plestin-les-Grèves (la limite Protérozoïque-Paléozoïque étant de 540 Ma).

bs. Formation de Buhulien. Cette formation, qui semble succéder en continuité à la précédente, n'affleure pratiquement pas sur la côte où elle est tronquée par l'accident limitant les formations paléozoïques. Elle est reconnue plus à l'Est, où elle longe la bordure du massif de granite de Plouaret jusqu'à la hauteur de Caouënnec. La rive droite du Léguer en donne une bonne coupe. Elle se distingue de la Formation de Plestin-les-Grèves par son caractère plus pélitique et plus alumineux et elle évoque, par ses faciès, la Formation de Garlan qui occupe une position semblable à l'Ouest, de l'autre côté de la baie de Lannion (Chantraine *et al.*, 1986).

La Formation de Buhulien est constituée d'un ensemble silto-micacé contenant de nombreux niveaux gréseux, en bancs massifs. Les siltites sont toujours très riches en micas (biotite et muscovite). Dispersés ou concentrés dans des lamines, ils marquent une intense schistosité ; ces roches de couleur brunâtre, à débit en dalles, ont fait l'objet de quelques exploitations, aujourd'hui abandonnées : à Kérévoanic (Nord de Ploubezre) et au moulin de Buhulien (Sud de Buhulien). Les grès, feldspathiques ou grau-wackeux, forment des bancs décimétriques à métriques de couleur violacée. À grain généralement fin, ils contiennent des feldspaths séricitisés et une matrice micacée (biotite et muscovite) souvent sous forme de lamines anastomosées et discontinues.

Cette formation est presque partout située dans l'auréole thermique des granites du Yaudet et de Plouaret, si bien que la plupart des roches ont un aspect lustré et tacheté. À l'approche des granites, les taches, constituées d'un assemblage de biotite-andalousite, sont assez développées pour donner un faciès nouveau aux roches. Les bancs de grès (parfois à grenat) sont quartzifiés et lardés de veines de quartz.

Bien que ces manifestations oblitérent les caractères tectono-métamorphiques originels de cette formation, celle-ci semble être affectée par le même type de déformation et le même degré de métamorphisme que la Formation de Plestin-les-Grèves. Elle est accolée, au Nord, aux formations volcaniques trégorroises avec lesquelles elle présente une discordance cartographique. Cette discordance est interprétée comme résultant d'un contact tectonique majeur faisant chevaucher le bloc cadomien nord-trégorrois sur les formations briovériennes et paléozoïques du domaine de la baie de Lannion. Cet accident est très bien exposé sur la voie ferrée Plouaret-Lannion, à 500 m au Nord du hameau de Keranglas. L'analyse structurale macro et microscopique met en évidence une déformation cisailante (rotation des nodosités, microplis des lamines, lanières de mylonites) de type décrochevauchant dextre.

La Formation de Buhulien, succédant en continuité à celle de Plestin-les-Grèves, est attribuée au Briovérien, mais cette attribution demeure hypothétique.

Formations paléozoïques (?)

Oζ. Orthogneiss de Plougouven. Les formations probablement paléozoïques, qui affleurent dans le coin sud-ouest de la carte et qui sont déformées et écaillées au cours de la tectonique hercynienne, sont disposées autour d'un lobe orthogneissique central orienté SW-NE. Ce lobe représente la terminaison nord-est du massif de Plougouven qui affleure largement sur la feuille Morlaix, contigüe au Sud-Ouest (Chantraine *et al.*, 1981).

L'orthogneiss de Plougouven est une roche à gros grain, généralement mésocrate et homogène. Sa texture, toujours orientée, est gneissique, parfois œillée. Elle varie avec l'intensité de la déformation depuis des faciès grenus, en reliques, jusqu'à des mylonites franches.

Il est constitué d'un assemblage de quartz, plagioclase acide et feldspath potassique parfois en grands clastes donnant son aspect œillé à la roche ; la biotite est omniprésente, la muscovite parfois abondante.

Sa composition géochimique est de type monzogranitique (Chantraine *et al.*, 1981) et son origine magmatique ne fait aucun doute : c'est un granite mis en place avant la déformation hercynienne, mais dont l'âge précis demeure inconnu ; la comparaison avec les orthogneiss qui occupent une position structurale similaire en Bretagne occidentale (orthogneiss de Brest) suggère également un âge ordovicien pour ces orthogneiss de Plougouven, mais cette comparaison demeure hypothétique.

$P\zeta$. **Paragneiss alumineux.** L'orthogneiss de Plougonven est, sur la carte Lannion, intrusif dans une formation de paragneiss fortement métamorphiques, localement anatectiques. Cette formation affleure au-dessus et autour de l'orthogneiss dont le massif s'ennoie vers le Nord-Est.

Ce sont des gneiss sombres, d'aspect assez homogène à paragenèse alumineuse catazonale. Outre le quartz et le feldspath, ils contiennent beaucoup de biotite et de muscovite, et la sillimanite y est très fréquente. Localement, ces roches sont le siège d'une fusion partielle qui se manifeste par des veines quartzo-feldspathiques qui croissent dans la foliation et s'injectent dans toute la roche.

Remarque : bien que ces paragneiss semblent passer en continuité aux formations schisto-quartzeuses sus-jacentes, leur protolite est inconnu et n'évoque pas le Paléozoïque régional. Ces paragneiss pourraient dériver d'un ensemble homogène, de type grauwacke, rappelant davantage les caractères des formations briovériennes.

$\xi P, \chi P$. **Schistes et quartzites de Ploumilliau.** Cette formation entoure la terminaison périclinale du complexe gneissique précédent, dans le coin sud-ouest de la carte et se poursuit vers le Nord-Est, le long de la bordure nord du massif de granite de Plouaret.

Elle est constituée d'une association de schistes et de quartzites, alternant en bancs décimétriques à décamétriques, et elle est globalement à dominante schisteuse dans sa partie basse et à dominante gréseuse dans sa partie haute. En outre, cette formation est, sur la carte, traversée en biais par l'isograde de la sillimanite (+ vers le massif de Plouaret, - vers la grève de Saint-Michel).

La partie basse (ξP) montre une série essentiellement schisteuse à paragenèse quartzo-micacée, passant à des micaschistes à staurotide et/ou sillimanite. Les phyllites sont la muscovite et la biotite ainsi que la chlorite et le chloritoïde dans les faciès schisteux moins métamorphiques. Ce sont des roches sombres, fissiles mais toujours à dominante siliceuse.

Les intercalations quartzitiques sont, dans cette partie de la formation, très fréquentes mais peu épaisses (décimétriques). Ce sont des quartzites sombres micacés, à grain fin. Cependant des bandes plus massives (quartzites plus abondants ou plus épais) s'individualisent déjà au sein de cette partie basse. Elles annoncent le développement de ces faciès dans la partie haute de la formation.

La partie haute (χP) est essentiellement quartzitique, bien qu'encore constituée par des alternances de bancs de grès quartzitique, de couleur gris-

ocre et de puissance métrique, et de niveaux schisteux, sombres, micacés, d'épaisseur variable.

Sur la carte, ces bancs gréseux longent la bordure du massif de Plouaret et constituent, un alignement parallèle d'enclaves gréseuses à l'intérieur du massif. Les grès y présentent des faciès quartzitiques ou saccharoïdes et sont souvent riches en feldspath développé au contact du granite (Grès de Caouënnec).

L'âge de cette formation est inconnu, mais sa composition schisto-quartzeuse lui confère un cachet plus paléozoïque que briovérien. La relation de continuité, presque assurée, avec les schistes et quartzites de la région de Plouigneau, corrobore cette attribution paléozoïque, bien qu'aucune datation n'atteste l'âge dévonien inférieur, admis depuis C. Barrois, pour cette dernière formation (Delattre *et al.*, 1958).

χ. Grès de Saint-Michel-en-Grève. Cette formation gréseuse massive arme les reliefs qui dominent la grève de Saint-Michel, dont le remarquable Grand Rocher. Elle surmonte probablement la formation précédente, mais leurs relations demeurent hypothétiques, d'une part, parce que de nombreux accidents orientés NE-SW écaillent l'ensemble de ces terrains, d'autre part, à cause des transformations métamorphiques qui suivent un gradient croissant vers le Sud-Est.

Les Grès de Saint-Michel peuvent soit constituer le sommet de la séquence sédimentaire régionale, soit être totalement indépendants et accolés par la tectonique à la formation schisto-quartzitique ; enfin un passage latéral entre les deux formations ne peut pas être exclu.

Les grès se présentent en bancs massifs clairs, d'épaisseur plurimétrique à décamétrique. Les interbancs psammitiques sont irréguliers et discontinus ; les grès, eux-mêmes, peuvent être micacés (muscovite). Ce sont des roches à grain souvent grossier, parfois graveleux, de couleur beige à blanche, passant à une teinte franchement rouille, due à des imprégnations ferrugineuses (oxydes de fer associés à quelques sulfures). Leur texture est soit quartzitique, soit saccharoïde.

Localement (grève sous l'église de Saint-Michel, carrière de Lann Vrudec sur la route D 30), cette formation contient des niveaux très spécifiques : ce sont des bancs gréseux montrant de nombreuses structures fusiformes, à remplissage gréseux également, de diamètre centimétrique et de longueur décimétrique, parallèles et horizontales. La densité de ces structures est très forte dans deux ou trois bancs qui se succèdent sur une dizaine de mètres d'épaisseur ; leur extension latérale est inconnue.

Depuis C. Barrois (1909), bien que cet auteur ne soit pas affirmatif, ces structures fusiformes sont généralement interprétées comme des « tigillites » et en conséquence les Grès de Saint-Michel sont rapportés au Grès armoricain (Balé, 1986 ; Coussement, 1989). Cette interprétation est très discutable ; la densité et la disposition des structures fusiformes ainsi que leur strict et constant parallélisme aux limites de bancs posent problème : seule une déformation cisailante intense pourrait avoir provoqué l'horizontalité des « terriers », verticaux à l'origine ; mais une telle déformation n'est pas manifeste : absence d'étirement du quartz dans les fuseaux, pas de linéation minérale dans l'encaissant, limites de bancs non transposées, figures sédimentaires conservées, etc. Donc, l'hypothèse « tigillites » apparaît contestable et, quoiqu'il en soit, l'attribution à l'Ordovicien est très incertaine. Ces grès ont également été attribués au Dévonien (Delattre *et al.*, 1958) à cause de leur liaison probable avec la formation des schistes noirs décrite ci-dessous, elle-même datée du Dévonien. En effet, au Grand Rocher, les niveaux, qui séparent les bancs de grès, sont des schistes noirs à andalousite semblables à ceux de la formation voisine, sans que leurs relations géométriques soient bien établies.

S. Schistes noirs, carbonés et alumineux. Ces roches n'affleurent que dans l'extrémité sud-ouest de la carte, de part et d'autre de la grève de Saint-Michel. Elles sont essentiellement phylliteuses, constituées d'une trame micacée (muscovite \pm biotite) très dense et très riche en pigment carboné ; la silice se présente sous forme de lamines ou de petits lits quartzeux sombres ; leur caractère alumineux est attesté par la présence éventuelle de chloritoïde et de grenat et par la croissance de blastes d'andalousite. Elles contiennent des niveaux à nodules pyriteux.

Sur la grève, sous l'église de Saint-Michel, ces roches sont transformées par le granite de Yaudet en cornéennes alumineuses : roches compactes à schistosité effacée, constituées d'un assemblage de quartz, biotite et andalousite.

Les affleurements de la grève de Saint-Michel, sur la carte Lannion, correspondent à la terminaison orientale d'une bande de schistes noirs qui, bien que discontinue sur la feuille Plestin-les-Grèves, se prolonge sur la feuille Morlaix jusqu'au Sud de cette ville. Si l'on admet cette continuité, on admet également leur âge, puisque ces roches sont datées, dans la région de Morlaix, du Dévonien inférieur (Deunff *et al.*, 1974).

δP . Amphibolites de Plestin-les-Grèves. Les amphibolites, qui affleurent en limite sud-ouest de la carte, font partie du massif de Plestin-les-Grèves qui s'étend largement sur la feuille voisine. Ce massif, généralement très homogène, est intrusif dans les formations paléozoïques et en particulier dans les schistes noirs où il s'ennoie de manière digitée.

Ce sont des roches vertes, soit massives et souvent à gros grain, soit foliées et à grain plus fin. Elles sont constituées d'un assemblage à amphibole dominante (actinote ou hornblende suivant leur degré de métamorphisme), chlorite ou biotite, plagioclase, ilménite et quartz rare. Elles montrent fréquemment des reliques de texture doléritique ou gabbroïque et, occasionnellement, des paragenèses à pyroxène magmatique conservé, plus ou moins amphibolitisées.

Ce massif de Plestin est traversé par de nombreux petits stocks de granite, et, vers le Nord-Est, ses apophyses se trouvent dans l'auréole thermique du granite du Yaudet. Dans les deux cas, les textures sont cornéifiées et les paragenèses néoformées (hornblende brune et pyroxène diopside).

La position structurale de ce massif est remarquable : situé à l'interface du bloc briovérien du Petit Trégor et des formations paléozoïques de la région de Morlaix, il jalonne une discontinuité régionale majeure (Chantraine *et al.*, 1986).

Son âge n'est pas établi, mais il est encadré : les metabasites sont intrusives dans les schistes noirs du Dévonien inférieur et déformées par la tectonique hercynienne, intracarbonifère. Un âge situé autour de la limite Dévonien–Carbonifère, période d'intense activité magmatique en Bretagne occidentale, est tout à fait vraisemblable.

Formation d'âge inconnu

K. Cornéennes de l'île Milliau. Sur son flanc sud (entre Pleumeur-Bodou et Trébeurden) le granite de Ploumanac'h est intrusif dans les orthogneiss icartiens qui ne sont que peu affectés par l'auréole thermique du granite : cataclase modérée, granulation du plagioclase, cristallisation d'une néobiotite.

Au contraire, sur l'estran de l'île Milliau, le granite est intrusif dans une formation d'origine sédimentaire qui est profondément transformée, au contact du massif, en schistes tachetés et cornéennes.

Cette formation, essentiellement grauwackeuse, est constituée d'alternances marquées par des variations de la taille du grain des roches et du rapport éléments silteux/matrice argileuse.

Le rattachement de cette formation à une des formations briovériennes reconnues autour de la baie de Lannion demeure hypothétique, mais ses caractères sédimentaires évoquent une possible parenté avec la Formation de Plestin-les-Grèves (voir ci-dessus).

Sur l'estran de l'île Milliau et sur les pointements rocheux avoisinants, cette formation est affectée par l'auréole thermique du granite de Ploumanac'h où

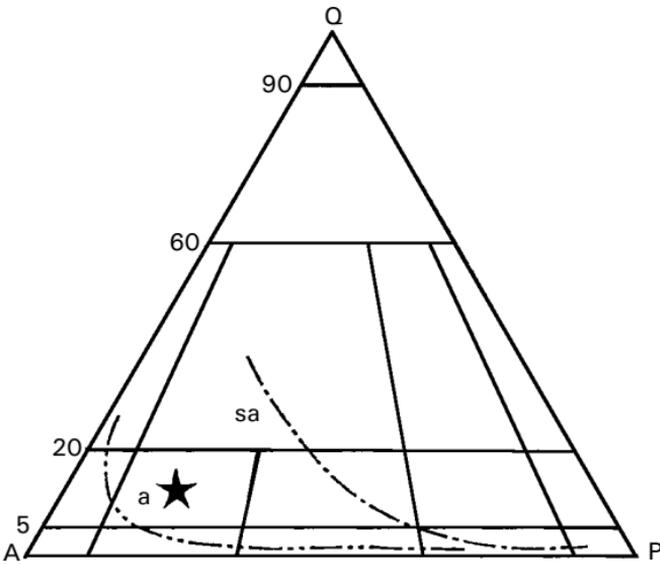


Fig. 2 - Position des syénites quartzifères à allanite de la région de Morlaix - Saint-Michel-en-Grève dans le diagramme QAP de la classification modale des granitoïdes (d'après Streckeisen)

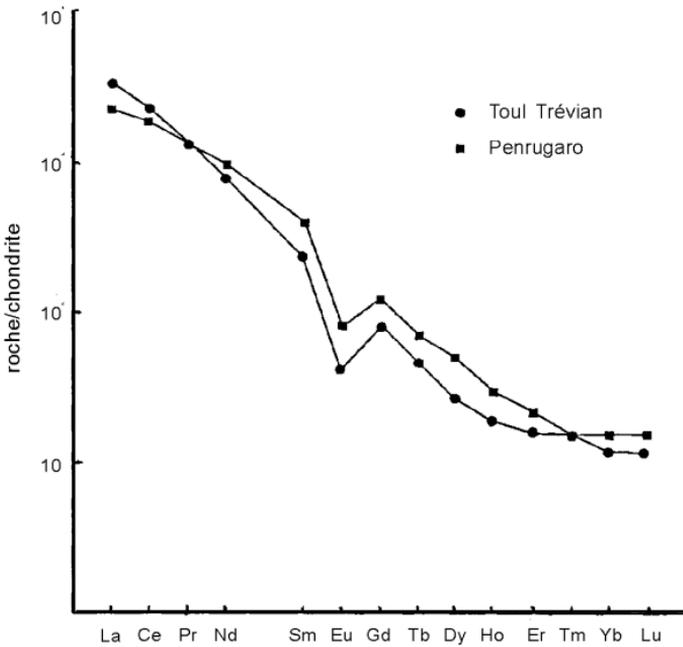


Fig. 3 - Diagramme des Terres Rares de deux syénites quartzifères

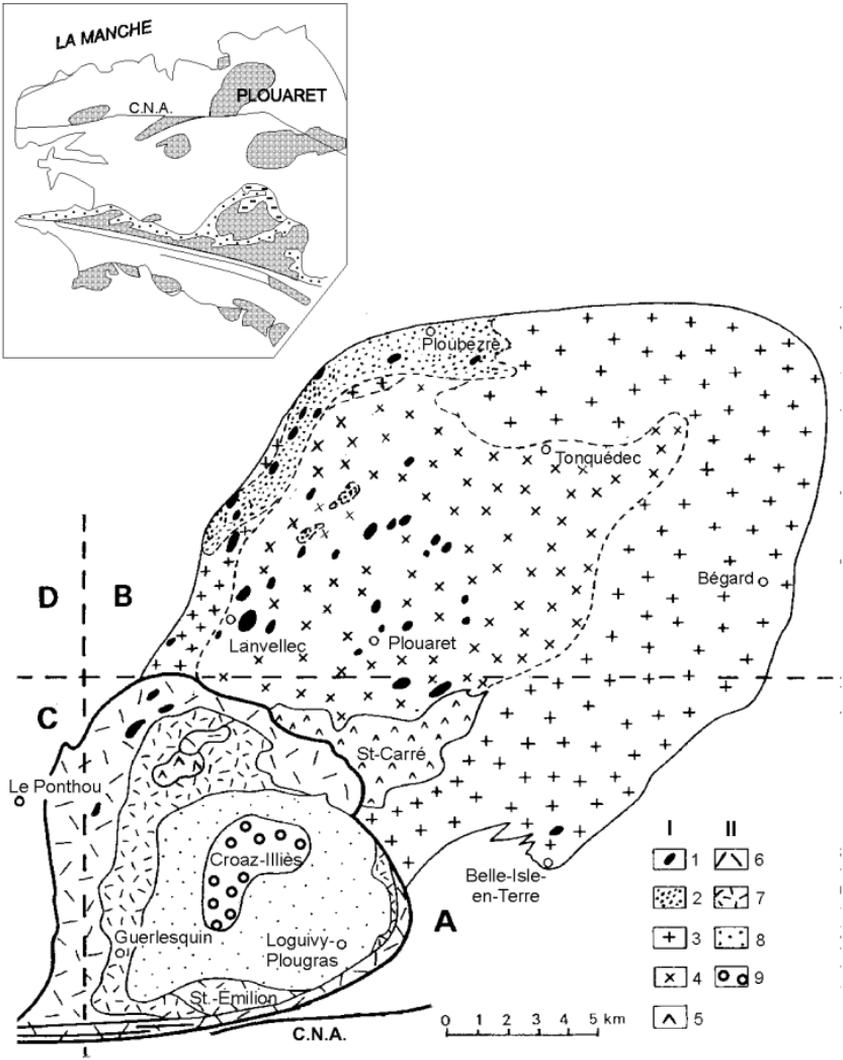
se manifeste un développement de la cordiérite associée à la biotite et, aux abords proches du massif, la cristallisation généralisée d'une paragenèse à feldspath potassique + biotite + cordiérite \pm almandin \pm sillimanite. Les roches sont alors de véritables cornéennes alumineuses (Barrière, 1977).

Petits plutons isolés

σ q. Syénite quartzifère de Toul Trévian. Plusieurs pointements de syénite quartzifère ont été mis en évidence dans les formations paléozoïques qui s'étendent du Sud de Morlaix à Saint-Michel-en-Grève (Chauris, 1992), dont au moins quatre intrusions au Sud de Saint-Michel-en-Grève (Toul Trévian, Toul ar Yar [deux pointements], Kerfubu). Tous ces massifs sont de faibles dimensions, le plus important, celui du Pont-Pol près Morlaix, étant de l'ordre de 2 km sur 0,7 km. Les affleurements sont souvent arénisés, parfois sur plus de 10 mètres d'épaisseur, les parties saines se limitant alors à des boules isolées.

La roche présente dans l'ensemble une grande homogénéité : grain fin (1 à 3-5 mm), teinte légèrement mésocrate, parfois faible fabrique planaire. La composition minéralogique est singulière : microcline quadrillé (55 à 60 % de la roche), oligoclase (~ 15 %), biotite, localement chloritisée (12 à 15 %), hornblende verte (jusqu'à 6 - 7 %), quartz sporadique (de l'ordre de 10 % seulement), myrmékites fréquentes, zircon abondant, apatite abondante et allanite très abondante (une lame mince montre souvent une douzaine d'individus, voire plus). L'allanite se présente en cristaux automorphes allongés, à structure zonée, brun rougeâtre, pléochroïques, plus ou moins métamictes, à biréfringence variable, mais faible. Les cristaux peuvent atteindre 2 mm. Dans la biotite, qui l'englobe fréquemment, l'allanite développe un halo pléochroïque intense. L'augmentation de volume, lors de la métamictisation, a parfois entraîné la formation de fissures rayonnantes autour du cristal. La composition modale permet de classer cette roche dans les syénites quartzifères (fig. 2). Ce type pétrographique est rare en France.

Les analyses chimiques (tabl. 2, annexe 2) confirment le caractère alcalin de ces roches. Deux échantillons, l'un du district de Morlaix (Penrugaro), l'autre de Ploumilliau (Toul Trévian), ont fait l'objet d'analyses complètes pour Terres Rares, U et Th (tabl. 2, annexe 2). Ces analyses indiquent la richesse exceptionnelle en Terres Rares légères, concentrées dans l'allanite. La comparaison des deux spectres confirme nettement le rapprochement effectué entre les pointements des deux districts (fig. 3). La teneur moyenne en thorium est également très élevée : 164 ppm ; par contre, la teneur en uranium reste assez faible (9,5 ppm). Des mesures de radioactivité ont été effectuées, sur le terrain, à l'aide d'un scintillomètre SPP2 sur les différents pointements de syénite quartzifère. La radioactivité moyenne de 18 sites du



ENSEMBLE I - 1 - Diorites de Lanvellec ; 2 - Granodiorite de Ploubezzre ; 3 - Granodiorite porphyroïde de Bégard ; 4 - Granite de Tonquédec ; 5 - Granite de Saint-Carré

ENSEMBLE II - 6 - Granite porphyroïde de Ponthou ; 7 - Leucogranite de Guerlesquin
8 - Leucogranite de Pontivy ; 9 - Leucogranite de Croaz-d'Illiès

A - B - C - D - Limite des feuilles géologiques à 1/50 000 : Belle-Isle en-Terre (A), Lannion (B), Morlaix (C), Plestin-les-Grèves (D)

C.N.A. : cisaillement nord-armoricain

Fig. 4 - Esquisse géologique du pluton de Plouaret
(Chauris et Garreau, 1983, complétée)

district de Morlaix s'élève à 338 c/s. Les moyennes sont du même ordre de grandeur dans le district de Saint-Michel-en-Grève (2 sites : 357 c/s).

L'origine et l'âge de la mise en place des syénites quartzifères soulèvent des problèmes encore non résolus. Les pointements sont tous situés dans les formations siluro-dévonienues des enveloppes du bassin carbonifère de Morlaix (Chauris, 1992). Au sein de ces formations grésopélitiques, des intrusions basiques, transformées en métagabbros et amphibolites, témoignent d'un épisode de distension crustale, à la limite Dévonien-Carbonifère (Chantraine *et al.*, 1986).

L'âge de la déformation de ces formations n'est pas fixé et, comme dans tout le domaine ouest breton, la question reste posée d'une éventuelle tectonique hercynienne précoce à la limite Dévonien-Carbonifère (phase bretonne). Les syénites quartzifères ont pu se mettre en place dans un contexte de distension, comme les intrusions basiques, mais elles ne sont pas affectées par la tectonique régionale, quel que soit son âge. Elles sont donc intracarbonifères, probablement Carbonifère inférieur (350-330 Ma), contemporaines de la sédimentation dans le bassin de Morlaix (Chauris, 1992).

Υκ. Granodiorite de Keransaudy. Cette roche constitue de nombreux petits corps intrusifs dans les formations paléozoïques qui affleurent au Sud de Saint-Michel-en-Grève (coin sud-ouest de la carte). Ces petits corps sont généralement allongés parallèlement aux orientations structurales régionales et semblent souvent jaloner les accidents décrochants inverses qui structurent cette région. Bien que la roche soit souvent altérée, quelques affleurements permettent de l'observer dans de bonnes conditions, sur les flancs du ruisseau de Kerdu, à 1 km au Sud-Ouest de Ploumilliau (lieu-dit Keransaudy) et à 1 km à l'Ouest de ce village (lieu-dit Kerprigent). Plusieurs petits corps affleurent aussi autour de Saint-Sébastien, en limite sud-ouest de la carte.

C'est une roche grenue assez sombre, à grain moyen, à composition granodioritique : quartz, plagioclase dominant le feldspath potassique, biotite et apatite abondante. Une analyse chimique (tabl. 2, annexe 2) a été effectuée sur un échantillon prélevé à Kérinec (à l'Ouest de Saint-Sébastien) qui distingue très bien cette granodiorite des syénites quartzifères voisines, par son caractère peralumineux et, entre autres, par ses teneurs élevées en Sr et Ba. Contrairement à ces dernières, elle n'est que très peu radioactive (101 c/s), du fait de l'absence de l'allanite et malgré l'abondance de l'apatite.

L'âge de cette granodiorite est inconnu, mais pourrait être relativement précoce dans l'évolution hercynienne pour les mêmes raisons que les syénites quartzifères (voir ci-dessus).

MASSIFS GRANITIQUES VARISQUES

Massif de Plouaret (329 ± 5 Ma, Rb-Sr)

Vue d'ensemble

La feuille Lannion couvre la moitié septentrionale du massif granitique de Plouaret (35 x 20 km), dont la feuille Belle-Isle-en-Terre occupe la moitié méridionale, tandis que l'extrémité occidentale déborde sur la feuille Morlaix. Ce massif représente l'un des plus vastes plutons de la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine (Chauris et Garreau, 1983a) qui s'étend sur plus de 200 km, de l'Atlantique à la Rance. Vers l'Ouest, par delà l'étroite lame de granite mylonitique de Lannéanou, il se poursuit par le massif granitique de Plounéour-Menez (feuilles Morlaix et Le Faou). Il constitue, par suite, la partie orientale d'un batholite composite qui s'allonge sur près de 70 km depuis les environs de Bégard, à l'Est, jusqu'aux abords de Sizun, à l'Ouest.

Sur la carte, le massif de Plouaret, *sensu lato*, est divisé et décroché par le cisaillement nord-armoricain. À l'Est, le massif de Plouaret, *sensu stricto*, présente une forme ovoïde de grand axe SW-NE ; à l'Ouest, le massif de Plounéour-Menez est allongé selon une bande ENE-WSW.

Le massif de Plouaret (*sensu stricto*) correspond à un pluton composite constitué de deux ensembles principaux (Chauris et Garreau, 1983a ; fig. 4) :
– Au Nord-Est, un premier ensemble (complexe I ou de Bégard) comprend, selon l'ordre probable de mise en place : la **diorite de Lanvellec** (η), en amas décamétriques à kilométriques, concentrés dans la moitié occidentale du complexe ; la **granodiorite de Ploubezre** (γ^1), légèrement porphyroïde, souvent associée aux diorites précédentes ; la **granodiorite de Bégard** ($\rho\gamma^1$), fortement porphyroïde, dont l'absence fréquente au Nord-Ouest du massif paraît due à un passage (progressif ?) à la granodiorite de Ploubezre ; le **monzogranite de Tonquédec** (γ^3), légèrement porphyroïde, à biotite omniprésente et muscovite subordonnée vers le Sud-Ouest, se développe à l'Ouest de la granodiorite de Bégard ; le **granite de Saint-Carré**, à biotite dominante et muscovite accessoire, est intercalé entre la granodiorite de Bégard et le granite de Tonguédec et cantonné à la feuille de Belle-Isle-en-Terre ; les nombreux **stocks et filons granitiques à grain fin** (γ^3). L'ensemble I, précoce et à amas basiques, présente une dissymétrie dans la localisation des premières injections (diorite de Lanvellec, à l'Ouest ; granodiorite de Bégard à l'Est). Les injections plus récentes (granites de Tonquédec et de Saint-Carré) sont mieux centrées. Les données chimiques sur les différentes formations (tabl. 4 et 5, annexe 2) montrent que la différenciation magmatique, soulignée par la diminution des teneurs en Fe, Ti,

Mg, Ca, Ba, Sr, Cr, Ni et V, demeure modérée. Les diagrammes géochimiques (cf. chap. « Conditions de formation des entités géologiques ») permettent de visualiser les trois grands groupes : diorites de Lanvellec, granodiorites de Ploubezre et de Bégard, monzogranite de Tronquédec et granites tardifs.

– Au Sud-Ouest, et recoupant le premier ensemble, un second ensemble (complexe II ou du Ponthou), à structure subconcentrique emboîtée, affleure en majeure partie, sauf à son extrémité septentrionale (**granite porphyroïde du Ponthou**, $\rho\gamma^3$) sur la feuille Belle-Isle-en-Terre où il est décrit en détail. Ici, les diorites sont absentes, sauf à l'état de panneaux enclavés en provenance de l'ensemble I. La différenciation magmatique y est plus importante, avec intrusion d'un leucogranite au centre du massif (auréolé de greisens).

Les trajectoires de fluidalité magmatique (Guillet *et al.*, 1985) confirment la chronologie précédente en mettant en évidence l'intrusion de l'ensemble II dans l'ensemble I. Les données gravimétriques suggèrent un enracinement profond du pluton à l'aplomb de la partie centrale de l'ensemble II (cf. chap. « Conditions de formation des entités géologiques »).

Enfin, l'examen de la répartition des minéraux lourds dans les alluvions des ruisseaux encaissés dans le massif (prospection BRGM, division minière du Massif armoricain) permet aussi de séparer les deux grands ensembles au sein du pluton. À titre d'exemple, une carte est présentée (fig. 5), se rapportant à l'amphibole et au sphène. L'ensemble I est caractérisé par la forte densité de ces deux minéraux (liés aux faciès dioritiques et granodioritiques), alors que ces mêmes espèces (liées aux panneaux dioritiques enclavés) sont très sporadiques dans l'ensemble II.

η. Diorite de Lanvellec. Ces roches basiques constituent les premières intrusions du pluton de Plouaret. Elles sont principalement localisées dans la moitié occidentale de l'ensemble I, où elles sont souvent associées aux granodiorites légèrement porphyroïdes de Ploubezre (voir ci-dessous). Elles sont enclavées dans le granite de Tonquédec et recoupées par des filons de ce granite. Dans l'ensemble II (feuille Belle-Isle-en-Terre), elles forment de vastes panneaux enclavés (en provenance de l'ensemble I) au sein du granite du Ponthou. Elles affleurent généralement sous forme de grosses boules, emballées dans une arène brunâtre de décomposition ou isolées sur le sol ; elles ont été localement exploitées comme pierre de taille (ESE de Lanvellec ; Le Launay ; Kerbrunec,...). Les contours précis de ces amas, dont l'extension va de quelques dizaines de mètres à plus d'un km, restent difficiles à délimiter. Dans la première édition de la feuille Morlaix à 1/80 000 (1905), C. Barrois avait déjà cartographié plusieurs affleurements de ces roches, considérées comme provenant « vraisemblablement des premières consolidations basiques du magma ».

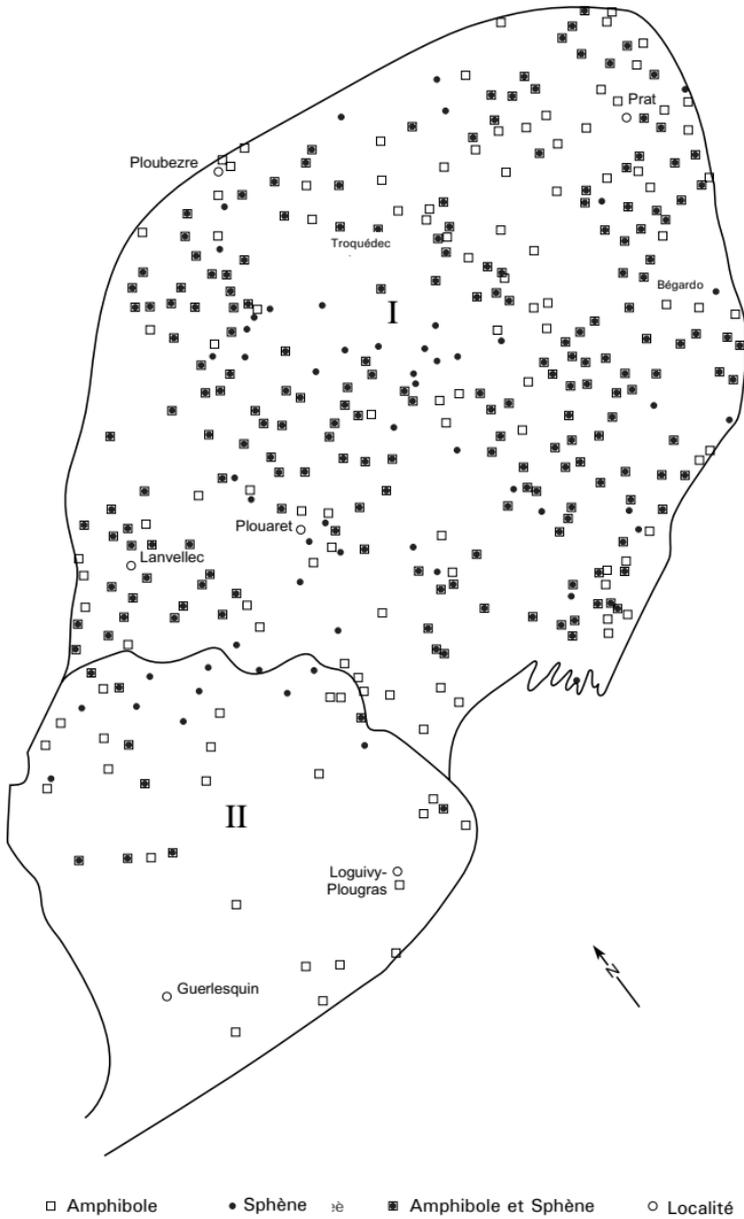


Fig. 5 - Répartition de l'amphibole et du sphène alluvionnaires (prospection BRGM) dans les ensembles I et II du pluton composite de Plouaret

Le grain est fin à moyen, la teinte gris noirâtre, la densité élevée (entre 2,87 et 2,78, selon les points [densité moyenne de 11 échantillons = 2,80]. La composition minéralogique peut être synthétisée ainsi :

- biotite, en lames bien fraîches, avec inclusions d'apatite et plus rarement de zircon et d'allanite. C'est le minéral ferromagnésien le plus abondant. Le fort pléochroïsme va du brun-rouge au beige clair. Par altération hydrothermale, développement de chlorite et, parfois (dans les clivages) de prehnite. Les analyses à la microsonde (Nachit, 1986) indiquent une biotite magnésienne (avec un rapport Mg/Mg + Fe voisin de 0,60) ;
- hornblende verte, moins abondante et de dimension plus faible que la biotite, en cristaux souvent groupés en nids, avec inclusions d'apatite, zircon et allanite. Les analyses à la microsonde (Nachit, 1986) montrent des amphiboles calciques plus ou moins alumineuses, avec un rapport Fe/Fe + Mg compris entre 0,23 et 0,32 ; elles se situent dans le champ des hornblendes magnésiennes ;
- clinopyroxène, rarement observé, se situant dans le champ des salites ;
- plagioclase, abondant, en grands cristaux automorphes (labrador - andésine) ;
- feldspath potassique, très rare, non perthitique (Or 90 à Or 96) ;
- quartz, avec des pourcentages assez variables, soit en cristaux xénomorphes, soit parfois en plages subcentimétriques à pluricentimétriques, entourées d'une auréole réactionnelle ferromagnésienne (hornblende) ;
- minéraux accessoires : sphène, associé à la biotite et à l'amphibole ; apatite, incluse dans la biotite ; allanite en cristaux automorphes, en inclusion dans la biotite ; zircon ; pyrite ; ilménite.

Le tableau 3 (annexe 2) présente la composition chimique de 12 diorites, prélevées sur la feuille Lannion. Le point essentiel est le pourcentage en potasse, lié à l'abondance de la biotite. On notera, par ailleurs, les teneurs moyennes relativement élevées en certains éléments traces (Cr, Ni, Sr, Ba).

γ⁴. Granodiorite de Ploubezre. Ces formations granodioritiques sont souvent associées aux diorites de Lanvellec. Elles affleurent principalement vers la bordure nord-ouest du pluton et, plus largement encore, dans la partie ouest de sa bordure septentrionale (environs de Ploubezre). Elles se distinguent sur le terrain des diorites de Lanvellec par leur teinte moins sombre et par leur cachet légèrement porphyroïde (plagioclases blanchâtres de 1 à 2 cm). Dans la région de Ploubezre, une foliation magmatique, orientée W-E et à pendage raide vers le Sud, se développe dans la granodiorite et s'observe dans les affleurements alignés parallèlement à l'accident trégorrois Trédrez-Beauport qui longe le rebord nord du massif.

Minéralogiquement, la composition rappelle un peu celle des diorites de Lanvellec (biotite avec inclusions d'apatite et de zircon ; hornblende verte, offrant parfois des reliques de pyroxène salite ; sphène), mais s'en distingue

par l'absence de quartz à auréole réactionnelle, la fréquence plus grande du feldspath potassique et surtout la diminution de la basicité du plagioclase zoné (andésine - oligoclase). La densité est aussi significativement plus basse (2,69, moyenne de 2 échantillons).

La distinction entre les deux roches est également nette sur le plan géochimique : augmentation de la teneur en silice ; diminution des pourcentages en Fe, Mg, Ca, Ti, et du côté des éléments en traces, décroissance des teneurs en Cr, Ni, et dans une moindre mesure, en Sr et Ba (tabl., col. 1 à 4, annexe 2).

$\rho\gamma^4$. **Granodiorite de Bégard**. Cette intrusion s'étend très largement dans les parties nord-est, est et sud-est du pluton de Plouaret, tant sur la feuille Belle-Isle-en-Terre que sur la feuille Lannion. Par contre, les affleurements sont beaucoup plus restreints vers la bordure nord-ouest.

Elle se distingue de la granodiorite de Ploubezre par la présence de gros (35 x 25 mm) feldspaths potassiques porphyroïdes trapus, maclés Carlsbad, disséminés (microcline avec inclusions de biotite, plagioclase, quartz) ; le microcline peut aussi se présenter en petites plages interstitielles. Le quartz apparaît en larges plages. Mais par ailleurs, on retrouve la biotite, abondante (avec apatite et zircon), la hornblende verte, les grands plagioclases zonés (andésine-oligoclase, avec présence de myrmékites au contact du feldspath potassique). Le sphène, de grande taille, se présente parfois en cristaux losangiques. L'allanite apparaît en cristaux zonés. Au total, la roche offre une tonalité assez sombre, grisâtre, où les feldspaths porphyroïdes tranchent par leur coloration claire. La densité (2,68, moyenne de 5 échantillons) est à peine inférieure à celle de la granodiorite de Ploubezre.

La comparaison des analyses chimiques entre les deux roches (tabl., col. 1 à 4 - Granodiorite de Ploubezre ; col. 5 à 8 - Granodiorite de Bégard, annexe 2) ne montre pas de différences très significatives ; on notera toutefois une légère augmentation des teneurs en SiO_2 et en K_2O ; une légère diminution des pourcentages en Fe, Mg, Ca. Il semble bien que les deux formations soient génétiquement proches, ce que suggère aussi la minéralogie (et le lever cartographique).

La granodiorite de Bégard a fourni une pierre de taille estimée (voir chap. « Substances utiles, carrières »).

γ^3 . **Monzogranite de Tonquédec**. Sur la feuille Lannion, le granite de Tonquédec occupe la partie centre-ouest de l'ensemble I. Il enclave les diorites de Lanvellec. Les mauvaises conditions d'observation n'ont pas permis de préciser la nature des contacts avec les granodiorites de Ploubezre et de Bégard (passage progressif par différenciation centripète ou caractère intrusif).

Toutefois, la postériorité du monzogranite semble bien assurée par l'étude de terrain.

C'est une roche blanc-gris avec légère tendance porphyroïde (feldspath centimétrique), souvent arénisée. La biotite, abondante, est moins ferrifère que celle des granodiorites. Le plagioclase (oligoclase zoné) renferme des inclusions de biotite. Le feldspath potassique (microcline) présente des inclusions de biotite, de plagioclase et de quartz. Hornblende et sphène n'ont pas été observés. La densité est de 2,65 (moyenne de 2 échantillons).

L'analyse chimique (tabl. IV, col. 9, annexe 2) confirme les différences avec les granodiorites : on note, en particulier, une nette augmentation de la teneur en silice, et une diminution des pourcentages en Fe, Mg, Ti, Ca. Toutefois, les teneurs en Sr et en Ba demeurent relativement élevées.

Au Sud-Ouest de Plouaret, apparaît un faciès plus clair (avec un peu de muscovite et de grandes plages quartzueuses), que la mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis de distinguer sur la carte. Par rapport au granite de Tonquédec, *sensu stricto*, l'analyse des éléments en traces indique une décroissance des teneurs en Cr, Sr et Ba. Ce faciès paraît correspondre approximativement à la partie centrale du granite de Tonquédec.

En plusieurs points, le granite de Tonquédec a été intensément kaolinisé le long des grands filons quartzueux subméridiens (voir chap. « Substances utiles, carrières »). Géochimiquement, la kaolinisation se traduit essentiellement par la chute des teneurs en Fe, Mg, Na, Ca, Sr et, évidemment, par une très forte augmentation de PF. Par contre, les teneurs en Ti et Ba ne présentent pas de variations significatives (tabl. 5, annexe 2).

N³. Granite à grain fin. De nombreuses intrusions tardives recoupent la granodiorite de Bégard et le monzogranite de Tonquédec. Du fait de leur dureté relative, elles apparaissent assez souvent en relief dans la topographie, formant des arêtes alignées. Beaucoup plus faciles à travailler que la granodiorite de Bégard et nettement moins altérées que le monzogranite de Tonquédec, elles ont été un peu partout exploitées pour les constructions rurales.

Elles appartiennent à trois types différents : granite à biotite (le plus fréquent) ; granite à deux micas (occurrence de Crec'h Allain, au NNE de Tré-grom) ; granite aplitique, peu micacé (Plancognac, à l'Est de Lanvézéac) (tabl. 6, col. 1 à 6, annexe 2).

Dans les deux premiers types, les teneurs moyennes sont encore élevées en strontium et surtout en baryum.

Seul le troisième type présente une certaine originalité : c'est une roche à grain fin (quelques dixièmes de mm, devenant localement hétérogène avec apparition de feldspath et de quartz plurimillimétrique), de teinte légèrement rosée, à microcline abondant et albite séricitisée. Elle se distingue aussi des autres intrusions tardives par sa composition chimique : fortes teneurs en silice (77,62 %) et en potassium (5,69 %), faibles teneurs en Fe_2O_3 (0,36 %), MgO (0,12 %), CaO (0,25 %), TiO_2 (0,07 %) et, dans une moindre mesure en Sr et Ba. Sa densité est particulièrement basse (2,54). Elle représente la venue la plus acide du pluton de Plouaret reconnue à ce jour sur la feuille Lannion (mis à part, selon toute probabilité, le cas d'un filon de granite fin – ultérieurement kaolinisé – observé à Min Toul).

$\rho\gamma^3$. **Granite porphyroïde du Ponthou.** Cette formation, qui constitue l'unité la plus externe du complexe II qu'elle ceinture presque totalement (feuille Belle-Isle-en-Terre), effleure à peine à l'extrémité sud de la feuille Lannion.

C'est une belle roche de teinte blanc-gris, caractérisée par les nombreux mégacristaux allongés (5-8 cm) de feldspath potassique (microcline), maclés Carlsbad, grossièrement alignés. Les plagioclases sont zonés (oligoclase). Le quartz est abondant, à légère extinction onduleuse, la biotite contient de nombreux zircons et de l'apatite. Le sphène est très sporadique, la muscovite est très généralement absente. La densité est de 2,65. On note la présence d'enclaves à grain fin, grisâtres, légèrement orientées, très riches en biotite, de densité égale à 2,72. Localement, on observe des cumulats de mégacristaux de feldspath potassique. Le plan de fluidalité magmatique, souligné par l'alignement des mégacristaux et des enclaves à grain fin, dessine un cylindre subvertical, subparallèle au contact externe de l'ensemble II (cf. chap. « Conditions de formation des entités géologiques »).

Âge du granite de Plouaret. Le granite de Plouaret est un pluton composé de plusieurs intrusions successives (pluton polyphasé). Cependant, ces diverses injections sont probablement très proches l'une de l'autre dans le temps ; en effet l'isochrone composite réalisée sur le massif par la méthode Rb/Sr ne montre pas de dispersion notable et donne un âge moyen de 329 ± 5 Ma (Chantraine coord. *et al.*, 1984). Cet ensemble plutonique fait donc partie des massifs relativement précoces dans l'évolution varisque, connus dans le domaine ouest breton comme les granites de Saint-Renan ou du Huelgoat (336 ± 13 Ma pour ce dernier ; Peucat *et al.*, 1979).

Massif du Yaudet (300 ± 10 Ma, Rb-Sr)

Le petit massif granitique sub-ovoïde du Yaudet (8 km du Nord au Sud, sur moins de 5 km d'Ouest en Est) est parfois appelé aussi, mais à tort, granite de Trédrez ou granite de Ploulec'h (ces deux bourgs sont situés en

dehors des limites du massif). Il affleure à 1,5 km seulement au Nord-Ouest du grand pluton de Plouaret, avec lequel il ne présente, toutefois, aucune relation, malgré sa proximité. Il en diffère à la fois par sa composition, son âge et ses conditions de mise en place (Chauris, 1986, 1987). Le massif du Yaudet est un pluton composite.

ρΥΥ. Granite porphyroïde. La plus grande partie des affleurements est constituée par un granite porphyroïde blanc-gris, caractérisé par l'abondance des mégacristsaux de feldspath potassique qui atteignent fréquemment 5 à 6 cm de long, la présence d'oligoclase (An ~ 20) séricitisé, de biotite avec zircon et apatite, de quartz sans extinction roulante et de muscovite tardive sporadique.

La fluidalité magmatique, marquée par l'alignement des feldspaths porphyroïdes, est localement assez nette (Goaslagorn). L'un des rares contacts visibles avec les formations encaissantes (cornéennes basiques de Notigou, en bordure de mer) se traduit, sur quelques mètres, par la diminution du grain (avec quartz globuleux et biotite verte) et par la décroissance des teneurs en Ca, Mg, Ba, Sr (tabl. 7, annexe 2). Le contact même, qui plonge ici d'une dizaine de degrés seulement vers l'Ouest, est souligné par la cristallisation d'un stockscheider, à grands feldspaths potassiques cunéiformes, caractérisé par une forte teneur en potasse ($K_2O = 7,56\%$) (tabl. 7, annexe 2). Les enclaves microgrenues, grisâtres, de composition granodioritique, sont peu nombreuses dans le granite porphyroïde (tabl. 7, annexe 2).

ρΥΥ. Granite à grain fin. Plusieurs intrusions de granite à grain fin ont été mises en évidence. Chimiquement, elles se distinguent du granite porphyroïde encaissant par une décroissance des teneurs en Ca et Sr ; les autres éléments ne présentent guère de variations significatives. Structuralement, ces intrusions tardives apparaissent dans quatre contextes différents. (a) Un endogranite à deux micas, apparemment d'extension restreinte dans une des carrières abandonnées de Ponchoumein (tabl. 7, annexe 2). (b) Un autre endogranite, à deux micas, nettement plus étendu, occupe la partie centre-est du massif (tabl. 7, annexe 2). Il recoupe le granite porphyroïde sus-jacent (ou exogranite) à l'emporte-pièce. Un bon contact a été observé au Sud-Est de Crec'h an Taro ; le granite fin plonge sous le granite porphyroïde avec un angle d'environ 25° ; il n'y a pas de stockscheider entre les deux intrusions. (c) Des injections marginales, comparables à l'endogranite central (b) affleurent au Sud et au Sud-Est du pluton. (d) Enfin, de rares filons (tabl. 7, annexe 2) pourraient constituer des satellites de l'endogranite (b).

Quelques processus post-magmatiques ont affecté le massif granitique du Yaudet : greisenisation, très sporadique (près de Goaslagorn) ; tourmalinisation, très fréquente (environs de Beg Léguer [tabl. 7, annexe 2] ; carrière Christ,...) ; kaolinisation (Poulma Doguen, [tabl. 7, annexe 2]) ; silicification

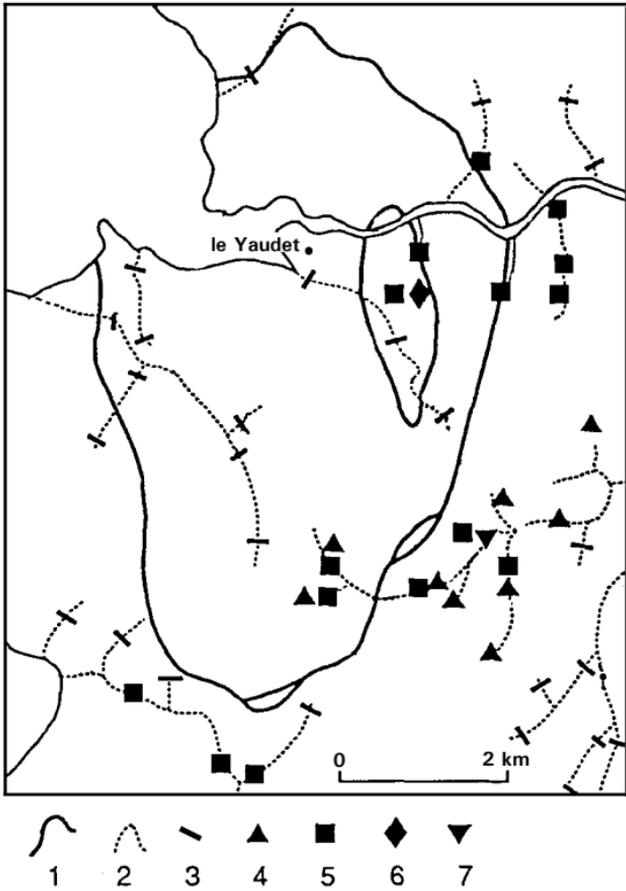


Fig. 6 - Granite du Yaudet. Minéraux alluvionnaires
(prospection BRGM)

(nombreux filons quartzeux : Notigou,...). Les occurrences minéralisées liées à ces processus et mises en évidence par la prospection alluvionnaire (fig. 6, p. 54), sont décrites dans le chapitre relatif aux minéralisations (« Substances utiles, carrières »). Le greisen de Goaslagorn est riche en muscovite, associée à de grands cristaux de quartz sans extinction roulante ; les anciennes biotites du granite sont pseudomorphosées en amas de petites plages de chlorite. Aux épontes des tourmalinites de Beg-Léguer, le granite est blanchi (« déferrisation » causée par la venue borée). La tourmaline, en cristaux bien formés, souvent aciculaires, à pléochroïsme bleu-vert, appartient essentiellement au type ferriphère, avec magnésium subordonné ; elle est précoce et en voie de remplacement par le quartz qui la moule. Localement, cristallise de la chlorite en éventail. La pyrite, abondante, en plages plurimillimétriques disséminées, paraît également postérieure à la tourmaline.

Mis à part les rares enclaves microgrenues (granodiorites), le pluton offre une grande homogénéité de composition. Il n'apparaît pas de différences majeures entre l'exogranite porphyroïde et les endogranites à grain fin. La différenciation magmatique demeure modérée, comme le soulignent les teneurs en Mg, Ti, Ba et, inversement, en Rb.

Âge du granite du Yaudet. L'âge précis de la mise en place du pluton reste encore incertain. Des datations isotopiques par les méthodes K/Ar et Rb/Sr sur biotite (Leutwein *et al.*, 1968) ont fourni respectivement des âges de 320 ± 10 Ma et 300 ± 10 Ma. Son appartenance à un stade tardif de l'évolution varisque est corroborée par ses relations avec l'encaissant paléozoïque de sa partie sud : intrusion « à l'emporte pièce », présence de bordure figée dans le massif et présence de cornéennes dans l'encaissant.

Massif de Ploumanac'h (293 ± 15 Ma, Rb-Sr)

Sur la carte Lannion, effleure, dans son extrémité nord-ouest, le massif granitique de Ploumanac'h. Ce massif forme la pointe nord-ouest du Trégor, entre Lannion et Perros-Guirec. Il couvre une surface d'environ 35 km² et offre une côte très découpée aux nombreux récifs et îlots : la « côte de granite rose » célèbre auprès des touristes, la corniche entre Ploumanac'h et Trébeurden étant particulièrement spectaculaire. Le massif de granite présente une architecture emboîtée, résultant de trois intrusions successives centrées (Barrière, 1976 ; fig. 7). Les contours de ce pluton composite et les diverses unités cartées sont repris de la carte publiée par cet auteur. Aucun lever ni aucune étude n'ont été entrepris dans le cadre du lever de la carte Lannion.

Les descriptions des trois faciès qui affleurent sur la carte proviennent de la thèse de Barrière (1977). Cet auteur distingue trois unités au sein du massif, sur des critères structuraux et chronologiques : l'unité 1, précoce et

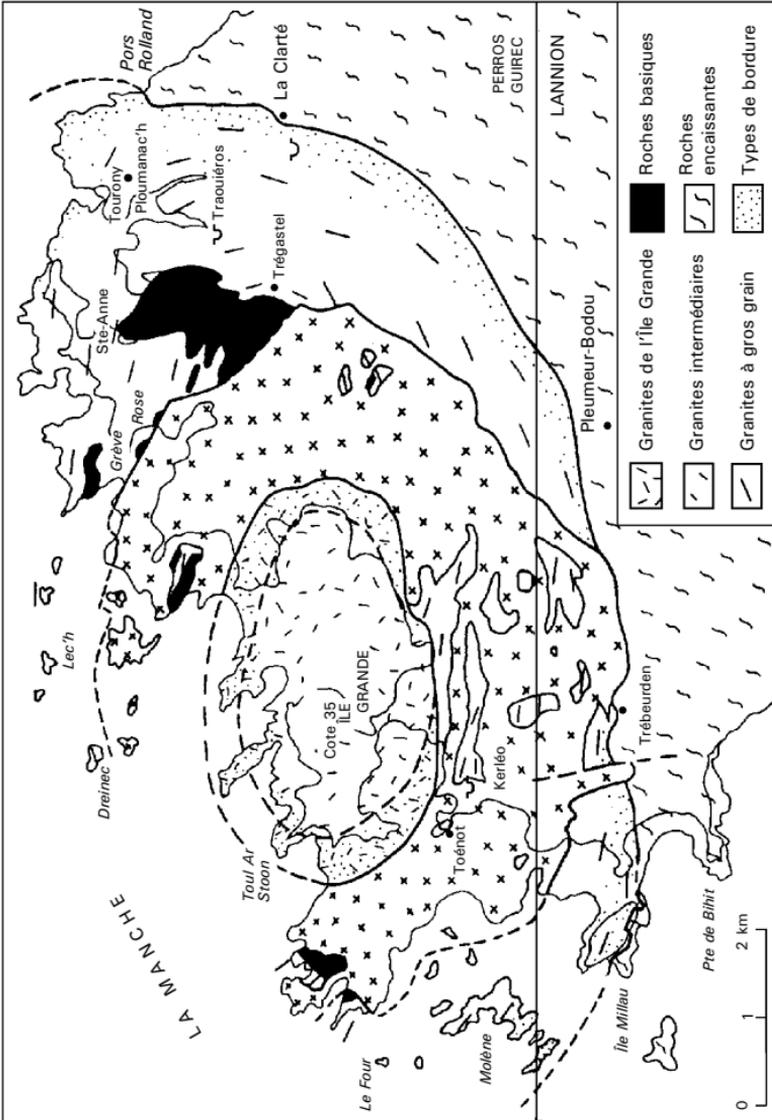


Fig. 7 - Esquisse géologique du pluton de Ploumanac'h (Barrière, 1977)

externe affleure sur la carte Lannion : granites ($\rho\gamma^2$) de la Clarté (syénogranite) et de Traouïéros (monzogranite) ; l'unité 2 intermédiaire qui expose deux faciès : le monzogranite de Canton (γ^{3M}) et le leucogranite de Woas-Wen ($^L\gamma^3$) ; l'unité 3, tardive et interne, n'affleure pas sur la carte Lannion.

$\rho\gamma^2$. **Granites de la Clarté et de Traouïéros.** Globalement, le faciès de la Clarté est le plus externe et le faciès de Traouïéros plus interne, les relations entre les deux types de granite étant graduelles. Ce sont des roches à gros grain, de teinte rose clair à sombre, montrant une orientation planaire, surtout marquée dans le faciès porphyroïde. Le faciès de la Clarté montre un plagioclase blanchâtre et des cristaux rouges xénomorphes de feldspath alcalin et est relativement pauvre en minéraux colorés. Le faciès de Traouïéros est plus riche en minéraux colorés : il contient un plagioclase verdâtre et se distingue par de grands cristaux automorphes de feldspath alcalin de teinte rose. Leur composition évolue d'un pôle syénogranitique à un pôle monzogranitique : quartz souvent globuleux, feldspath alcalin en gros cristaux soit xénomorphes, soit automorphes, plagioclase (oligoclase-andésine) biotite et hornblende.

γ^{3M} . **Monzogranite de Canton.** Ce granite fait partie de l'unité 2 intermédiaire et est injecté dans le granite précédent. C'est une roche de teinte grise, rosée ou bleutée, peu ou pas orientée à grain fin et cristaux automorphes centimétriques de feldspath alcalin. Sa texture est grenue à tendance porphyrique, sa composition monzogranitique mésocrate : quartz, microcline, oligoclase et biotite relativement abondante.

$^L\gamma^3$. **Leucogranite de Woas-Wen.** Ce granite fait aussi partie de l'unité 2, intrusive dans l'unité 1, mais, bien que interne, il déborde largement le granite externe qui est tronqué entre Pleumeur-Bodou et Trébeurden. C'est une roche à grain fin saccharoïde, de teinte blanc rose, peu ou pas orientée. Sa texture est grenue à tendance aplitique, sa composition monzogranitique leucocrate : quartz, microcline, oligoclase, biotite rare et muscovite accessoire.

Les analyses chimiques (tabl. 8, annexe 2) permettent de rattacher le massif de Ploumanac'h aux associations subalcalines à caractère ferro-potassique.

Âge du massif de Ploumanac'h. Ce pluton a fait l'objet d'une datation par isochrone Rb/Sr, définissant un âge de 293 ± 15 Ma (Vidal, 1976, 1980) ; il fait donc partie des plutons tardifs (Stéphanien) du Massif armoricain.

FILONS ET PIPES

$\mu\gamma^3$. **Microgranite.** Ces roches apparaissent surtout en petits stocks et en moindre proportion en filons, à l'Ouest (de Porz-Mabo à Serval) et à l'Est (entre Lanvézéac et Quemperven).

Il s'agit, d'une manière générale, de microgranites de teinte rose ou rose pâle, à phénocristaux plurimillimétriques (quartz globulaire et feldspath rose ou blanc) noyés dans une pâte sub-aphanitique. Une étude en lame mince montre que leur composition minéralogique est assez constante : les phénocristaux sont de l'albite, de l'orthose et du quartz ; des cristaux de pyrite apparaissent parfois en nombre ; la mésostase est constituée des mêmes éléments en petites plages xénomorphes, associés, de façon inégale suivant les secteurs, à de la muscovite, de la biotite ou de l'apatite en microcristaux automorphes.

Ces microgranites sont intrusifs dans les formations briovériennes. Leur âge n'est pas connu, mais leur antériorité, par rapport à la mise en place des granites varisques de Plouaret et du Yaudet, est attestée par les observations faites à proximité de ces massifs : phénomènes de silicification ; apparition de minéraux néoformés tels que la biotite ; faciès cataclasés avec croissance de phyllites dans les microfissures, comme au Sud-Ouest de Quemperven (Poulglaou) et au Sud-Est de Mantallot (Kervocu).

Ces roches pourraient être (tout du moins les stocks intrusifs à la périphérie du batholite nord-trégorrois) l'équivalent des microgranites de Loguivy (Auvray *et al.*, 1976), qui sont interprétés aujourd'hui comme des extrusions (tardives ?) associées au batholite (Thiéblemont *et al.*, 1996).

τα. Trachyandésite du Cran. Au Nord-Est de Quemperven (lieux-dits Coatarel, Kervot et le Cran) et à l'Est de Rospez (lieu-dit la Salle), affleurent des petits stocks (dimensions hectométriques) d'une roche magmatique très fraîche, très massive, non déformée et intrusive dans les formations briovériennes.

Cette roche, de teinte gris clair à gris sombre, est porphyrique, à pâte aphanitique ; les phénocristaux feldspathiques présentent souvent un aspect clastique. Son examen montre une mésostase microlitique comprenant une trame de feldspaths finement engrenés, des gerbes d'amphibole, de la biotite et du quartz interstitiel ; les phénocristaux sont du plagioclase (oligoclase). Sa composition chimique n'est pas connue, mais sa paragenèse minérale permet de penser qu'il s'agit d'une trachy-andésite.

Ces petits stocks montrent parfois des textures bréchiques qui peuvent être interprétées comme résultant d'une mise en place de type diatrème. Ils pourraient être apparentés aux intrusions volcaniques décrites dans le bassin de Plouviro, à une dizaine de kilomètres plus à l'Est sur la feuille Pontrieux-Étables (Égal *et al.*, 1996b). Dans cette hypothèse, ces roches seraient du même âge Ordovicien (Auvray *et al.*, 1980b).

$\mu\gamma$ g. **Microgranite à grenat.** Un filon de microgranite traverse la granodiorite de Beg-ar-Forn (Sud-Ouest de Trédrez) et se prolonge vers le Nord dans son encaissant briovérien. Il est bien visible sur l'estran où son épaisseur est d'ordre métrique et son orientation méridienne. Il est donc sécant sur toutes les structures régionales orientées Ouest-Est.

C'est une roche de teinte gris clair, au cœur du filon, à beige pâle, en bordure, où le grain devient plus fin. Elle est très dure, siliceuse, à cassure esquilleuse. Sa texture est microgrenue à microlitique ; sa paragenèse comprend : quartz dominant, feldspath, biotite, muscovite et grenat épars. Les sulfures peuvent être abondants.

Au contact de la formation briovérienne et de la granodiorite, on peut observer de belles figures de remplissage de fentes de tension par le microgranite.

ρ . **Rhyolite.** Dans le coin nord-est de la feuille, quelques filons de roches hypersiliceuses traversent toutes les formations du socle selon deux ensembles à directions N40°E et N80°E, mais sont surtout présentes dans les volcanites des formations de Paimpol et de Locquirec :

– l'ensemble, dirigé NE-SW, comprend cinq filons principaux dans le secteur de Milin Coz, très bien exposés en bordure de la route N 786, avec une puissance pluridécimétrique à plurimétrique : le filon le plus large atteint 3 m par endroits. Leur teinte varie du noir au pourpre. En général, leur texture est aphanitique d'aspect pétrosiliceux. Mais quelques affleurements montrent des faciès soit à lamines (fluidalité magmatique) perpendiculaires aux épontes, soit bréchiques d'origine primaire ou secondaire ;

– l'ensemble, orienté WSW-ENE, est principalement représenté par un filon de 6 km de long, allant de Prat Lédan au Merdy Bihan et au-delà, vers Tréguier. Il affleure très bien d'une part dans le ruisseau du Roudour, ainsi que sur le front de taille de la carrière du Convenant Blanchard. Dans ce dernier site, sa puissance ne dépasse pas quelques décimètres, mais il développe à ses épontes une transformation hydrothermale de l'encaissant sur une épaisseur importante. Le toit et le mur du filon sont fortement minéralisés en sulfures et intensément argilisés, donnant une teinte brune, rouge violacé à la roche.

Les faciès filoniens rencontrés, soit à l'affleurement, soit en pierre volante, sont de teinte gris-bleu très sombre, vert olive ou pourpre, à cassures esquilleuses et fréquemment mouchetés de sulfures inframillimétriques. Pétrographiquement, il s'agit soit d'une roche aphyrique, entièrement cryptocristalline et très siliceuse, soit d'une roche porphyrique, à mésostase microcristalline felsitique et phénocristaux feldspathiques (albite-oligoclase).

Ces roches peuvent être comparées à celles, de nature semblable, décrites dans le Trégor oriental (Auvray *et al.*, 1976) et datées depuis. Recoupant les

basaltes de Paimpol, elles ne peuvent pas être associées aux rhyolites de Lézardrieux qui viennent de fournir un âge de 615 Ma (Thiéblemont *et al.*, en préparation), et qui sont donc contemporaines du batholite nord-trégorrois. Elles peuvent, au contraire, correspondre aux rhyolites – associées aux basaltes de Paimpol, dans la région où cette formation a été définie – qui sont datées à 610 Ma (Égal *et al.*, 1996b).

αβ. **Dolérite**. Ces roches sont représentées par plus d'une vingtaine de filons situés principalement au Nord de la feuille, au sein du batholite granodioritique nord-trégorrois et de son encaissant volcanoclastique ainsi que dans leur soubassement orthogneissique.

Elles correspondent aux diabases ophitiques (ϵ) signalés par C. Barrois sur les feuilles à 1/80 000 Tréguier (1908) et Lannion (1909), et sont à associer aux dolérites du Trieux ($\mu\theta$) décrites sur la feuille à 1/50 000 Tréguier (Auvray *et al.*, 1976). De longueur hectométrique à kilométrique, les filons ont une puissance très variable, métrique à décamétrique. Ils sont généralement orientés WSW-ENE, parallèlement aux structures régionales.

Il s'agit de roches massives, peu ou pas altérées, mélanocrates, à teinte vert-bleu. Les faciès sont microgrenus à microlitiques, du cœur à la périphérie des filons les plus larges, avec des textures soit typiquement doléritiques visibles à l'œil nu, soit ophitiques à grain fin.

Leur paragenèse magmatique comprend plagioclase, pyroxène, et minéraux opaques (ilménite pouvant constituer jusqu'à 10 % de la roche totale). Ces roches sont localement ouralitisées, avec développement d'une paragenèse secondaire à amphibole, épidote et biotite ou chlorite. Leur composition chimique leur confère un caractère tholéiitique (Auvray *et al.*, 1976 ; Roach *et al.*, 1992).

Ces filons appartiennent à une famille reconnue dans toute la partie nord du Trégor et cantonnée au batholite et à son encaissant. Leur âge n'est pas connu, mais ils s'inscrivent très probablement dans l'évolution cadomienne. Ils se distinguent nettement, entre autres par leur orientation constante WSW-ENE, du grand champ filonien nord-armoricain, connu dans tout le domaine cadomien et d'âge vraisemblablement paléozoïque.

D'autres dolérites se trouvent dans le coin sud-est de la carte au sein du complexe migmatitique. D'orientation méridienne, ces filons appartiennent très probablement au champ filonien nord-armoricain de la région de Guingamp.

v. **Lamprophyre**. Quelques sills ou dykes de roches microgrenues basiques à caractère lamprophyrique affleurent sur la carte Lannion.

Au NNE de Lannion, dans l'ancienne carrière dite « du stand de tir », à l'Est du Rusquet, trois filons, très altérés, se trouvent au contact entre le granite aplitique du Rusquet et le Membre de Coatréven de la Formation de Locquirec. Il s'agit d'une roche vert-bleu, subaphanitique à phénocristaux inframillimétriques de micas et à mouches de minéraux métalliques totalement oxydés.

À l'Est de Camlez, sur le front de taille de la carrière en exploitation du Convenant Blanchard et le long de la route d'accès, trois filons métriques (N160°-60°E) traversent sans déformation les roches tufacées à clastes d'albite. Cette roche est très micacée, fortement altérée, de teinte vert-kaki. Au cœur des filons, le faciès est porphyrique à phénocristaux centimétriques, automorphes et zonés. En lame mince et bien que très altérés, ces phénocristaux, à l'état de fantôme, semblent correspondre à d'anciens pyroxènes pris dans une pâte riche en phyllosilicates. À la bordure des filons, les faciès sont aphanitiques, très riches en mica noir.

À l'Est de la Roche-Derrien, un filon du même type se trouve au sein des faciès grésograuwackeux de la formation de La Roche-Derrien. Cette roche microgrenue, de teinte grise, est assez bien conservée. En lame mince, le minéral dominant est un plagioclase pris dans une trame à biotite (10 à 20 %) et quartz interstitiel rare. Ces caractères concourent à ranger cette roche magmatique dans la classe des kersantites *s.l.*

Au Sud-Est de Buhulien, au lieu-dit Traou ar Ru, un petit stock lamprophyrique affleure dans le talus. Son faciès microgrenu, marron terreux, se caractérise par une surabondance en minéraux métalliques (40 à 50 % de la roche totale). En lame mince, les minéraux identifiables sont, par ordre d'importance : l'ilménite, la biotite chloritisée, l'amphibole et le quartz.

En bordure de la route D 8, au lieu-dit Saint-Renaud, entre Tréguier et la Roche-Derrien, affleure un petit pointement de minette, puissant de quelques mètres. Totalement altérée, cette roche brune est pulvérulente et contient de très nombreux phénocristaux de mica à aspect chatoyant. En lame mince, le minéral principal est un mica brun clair qui représente 30 à 40 % de la roche, pris dans une pâte faite de quartz, orthose et biotite ; comme minéral accessoire, l'apatite, en fine baguette, est omniprésente.

Q. Quartz. De très nombreux filons de quartz traversent l'ensemble des formations du socle, briovériennes et paléozoïques de la carte Lannion. D'épaisseur généralement plurimétrique dans les formations sédimentaires et volcaniques, ils peuvent atteindre quelques dizaines de mètres de puissance dans le massif granitique de Plouaret, où ils sont particulièrement abondants de part et d'autre de la vallée du Léguer. Dans ce massif, ils se suivent sur plusieurs

kilomètres en armant des séries de crêtes bien visibles dans le paysage. Ces filons ont souvent été exploités (cf. chap. « Substances utiles et carrières »).

Ces venues hydrothermales, à quartz laiteux, calcédonieux, améthyste ou saccharoïde, développent, à leurs épontes, une silicification et/ou une kaolinisation de grande ampleur.

Du point de vue structural, ces filons emplissent des fractures de tension, dont les plus importantes et les plus fréquentes se situent dans un éventail subméridien de N160°E à N30°E. Ce sont les dernières manifestations tectoniques régionales, témoins d'une extension Est-Ouest tardihercynienne ; mais certains indices semblent montrer qu'ils ont subi des rejeux plus récents (Garreau, 1977).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations résiduelles

AY, A. Arènes granitiques et arènes kaoliniques. Des arènes granitiques (AY), relativement profondes et évoluées, se trouvent à l'état de placages résiduels sur le batholite nord-trégorrois, lorsque sa couverture limoneuse a été démantelée.

Un premier petit placage d'arènes granitiques sableuses, de quelques mètres d'épaisseur, se trouve à l'Ouest de Camlez (lieu-dit Ar Vouilladec) en bordure nord de la carte.

Le placage le plus étendu et le plus évolué se trouve sur la terminaison occidentale du batholite, au Sud de Pleumeur-Bodou, sur un plateau à 100 m d'altitude. D'épaisseur inconnue, mais certainement supérieure à plusieurs mètres, ces arènes résultent d'une importante évolution *in situ* aboutissant à l'argilisation (kaolinite probable **A**) du substratum. Une ancienne petite exploitation (simple grattage superficiel) peut être observée au Champ Blanc (Ouest de Serval).

Cette intense altération est très probablement, et au moins en partie, d'origine profonde (hydrothermale), comme le suggère le dernier petit placage (**A**) situé au Nord de Trédrez (ancien grattage à Kerespertz). L'argilisation s'y développe, en effet, aux épontes du filon de quartz qui jalonne la bordure du massif du Yaudet.

Formations continentales

S, C. Dépôts de versant et coulées de « head » ; colluvions de tête et de fond de vallon. Des formations argileuses colluvionnées (C) peu

épaisses peuvent couvrir, lorsque la pente est faible sur les plateaux ou au fond de dépression en tête de vallons, des espaces assez importants, alors que le ruissellement reste diffus ou inorganisé. Elles forment la transition entre les épandages de plateau et les alluvions fluviales. Leur représentation cartographique est toujours schématique.

Les dépôts de versant et coulées de « head » (S) sont fréquents : d'une part, sous forme d'altérites colluvionnées et accumulées au bas des versants, lorsque la pente est relativement accentuée ; d'autre part, sous forme de coulées et d'éboulis résiduels, attaqués par l'érosion marine, observables en particulier sur la côte de Trédrez.

LP, LC. **Épandages limoneux : « limon ocre » et complexe argilo-sableux : « limon gris ».**

Les **limons gris** (LC) forment un complexe hétérogène argilo-sableux à caractère hydromorphe occupant les dépressions humides. Au Nord de Plouaret, comme au Sud de Cavan, ils reposent sur des argiles jaunâtres que l'on peut apercevoir dans les tranchées de drainage. Ils portent des sols à gley ou à horizon podzolisé. Au Nord de Saint-Jean, sur la N 786, entre Trédrez et Ploulec'h, au château de Coat-Trédrez, apparaissent, à la base du profil, des argiles semblables aux argiles résiduelles, kaoliniques (A). Ces limons gris, hétérogènes, proviennent très probablement, tout du moins en partie, d'altérites remaniées sur place.

Les **limons ocre** (LP) sont homogènes, d'origine éolienne de type loessique, parfois carbonatés. Ils couvrent de larges surfaces dans la partie septentrionale de la carte, entre Trébeurden, Lannion et La Roche-Derrien, et s'étagent entre 110 m, à Kerdélen à l'Ouest de Trézény, et 50 m, entre Guindy et Jaudy, au Nord-Est. Dans la partie centrale de la carte, entre Ploubezré et Plouaret, Caouënnec et Bégard, ils affleurent de façon plus discontinue, généralement entre 100 et 130 m, sur le plateau ganitique où ils remplissent des cuvettes, en particulier autour de Ploumilliau, Kéraudy, Bégard et au Nord de Plouaret. Dans le Sud de la région, aux reliefs vigoureux et plus élevés, ils sont rares et moins épais : quelques décimètres, contre un à deux mètres, parfois, au Nord. On constate souvent une accumulation plus grande de limon en bas des pentes pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. À proximité des grands filons de quartz en saillie, des dépôts de pente, formés de cailloutis ou blocs de quartz, s'éparpillent à partir du sommet et vont enrichir, en matériel anguleux, les épandages limoneux. Les bancs de quartzite, inclus dans les granites à la bordure du massif de Plouaret, formant des buttes alignées entre Plouzélambre, Ploubezré, Caounnec et Lanvézéac, fournissent aussi un épandage superficiel d'éléments anguleux.

Ces épandages limoneux, semblables à ceux qui couvrent de vastes espaces sur les plateaux côtiers du Nord de la péninsule bretonne, du Léon au Trégor, sont de type périglaciaire et d'âge Pléistocène (Monnier, 1979).

Formations fluviatiles et estuariennes

MFv. Sédiments estuariens anciens (indication ponctuelle*). Les sédiments récents des basses vallées et des rias marines peuvent, localement, recouvrir des sédiments marins plus anciens. Ainsi, au lieu-dit Pont-Rouz (500 m au Sud de Lanmérin, altitude 30 m NGF), des sédiments anciens ont été découverts à l'occasion du forage d'un puits (Kerfourn, 1965), sous les alluvions du Guindy. Ces sédiments estuariens ont ensuite été reconnus par sondages. Le remblaiement, disséqué par le réseau hydrographique actuel, atteint 9 m à Pont-Rouz (Morzadec-Kerfourn, 1975) : il est constitué, à la base, de galets essentiellement quartzeux ; entre 4,60 m et 3,80 m, les galets se raréfient, les coquilles d'huîtres deviennent abondantes ; un sable argilo-calcaire marque son sommet, jusqu'à 2,50 m de profondeur.

Les analyses polliniques permettent d'attribuer les sédiments de la partie basale au Pliocène supérieur, et les sables du sommet, au passage Pliocène-Pléistocène. Cette découverte montre qu'à la limite Pliocène-Quaternaire, la mer a pénétré à l'intérieur de la Bretagne en empruntant le réseau hydrographique actuel, déjà incisé à cette époque.

MFz, MFy. Sédiments estuariens récents : « slikke » et « schorre ». Les dépôts de vase occupent les basses vallées du Léguer (rivière de Lannion) et du Jaudy (en aval de la Roche-Derrien). Les « schorres » (MFy) sont surtout développés dans les parties internes des estuaires et ne sont recouverts que par les marées de vives eaux ; ils sont relativement consolidés et recouverts par la végétation. Les « slikses » (MFz), vase molle, thixotrope, dépourvue de végétation, sont recouvertes à chaque marée ; les chenaux centraux des rias y sont généralement profondément entaillés.

Fz. Alluvions fluviatiles récentes. Plus sableuses et graveleuses que les colluvions qui les nourrissent et qu'elles surmontent parfois, ces formations occupent le fond des principales vallées. Dans celles du Jaudy, en aval de La Roche-Derrien et dans la ria du Léguer, en amont du Yaudet, elles passent en continuité à des formations vaseuses. Ces alluvions sont récentes et considérées comme holocènes. Sur les plateaux, les alluvions de plusieurs petits cours d'eau, bien que très peu épaisses, ont été cartographiées. Leur représentation paraît nécessaire à la compréhension des phénomènes actuels d'érosion.

Formations littorales

D, G. **Dunes littorales et cordons de galets.** En baie de Lannion, le littoral est dominé, partout, par des falaises de plusieurs dizaines de mètres d'altitude, soit vives, attaquées par la mer, soit temporairement mortes, protégées par des accumulations de galets (plage de Tresmeur en Trébeurden), ou de petits cordons de galets et dunes très résiduels et viabilisés (Saint-Efflam et Saint-Michel-en-Grève). À la pointe de Séhar en Locquémeau, on peut observer un tombolo double d'âge flandrien. Celui de la pointe de Bihit en Trébeurden, plus élevé au-dessus du niveau des marées de vives eaux, est plus ancien et d'âge éémien.

Les **dunes littorales** (D) forment de très petits ensembles dunaires à la plage de Gwel-a-Gorn au Beg-Léguer et au Nord du Grand Rocher (grève de Saint-Michel) où elles ont presque disparu par suite d'extraction de sable. Elles se sont formées à l'Holocène (lors de la transgression marine flandrienne).

Les **cordons de galets** (G), d'âge éémien ou flandrien, régularisent le tracé du littoral, enfermant en arrière de très petites plaines alluviales comme à Saint-Efflam, Locquémeau ou à Trébeurden, entre la falaise morte et le nouveau port de Trouzoul, qui a récemment été creusé à l'emplacement d'un estran de sable. Ces cordons viabilisés ne sont visibles que dans les sous-bassements des routes ou digues qui les surmontent. Actuellement, le vaste parking du port de Trébeurden semble être installé sur un tombolo reliant Le Castel à Trozoul.

Formations anthropiques

X. **Remblais terrigènes ; stériles et décharges.** La principale zone de remblais se situe au Nord de Lannion, installée sous le tarmac de l'aérodrome de Lannion-Servel et les usines voisines. L'agglomération de Lannion présente deux autres zones à forts remblais : l'une, très ancienne, dans la basse ville, en rive gauche du Léguer, sur des dépôts d'alluvions ; l'autre, récente, dans le quartier de Saint-Marc, pour l'installation d'une zone artisanale.

D'autre part, dans diverses communes, les travaux de routes et de voiries ont nécessité le remblaiement de nombreux talwegs, notamment le long de la N 167 et de la D 786.

L'installation de la voie ferrée Lannion-Plouaret a conduit, pour sa part, aux environs de Keranglas, à la mise en place de levées de terre et de roche sur une hauteur de plus de 25 m, en rive droite du ruisseau de Kerlouzouen.

Au Nord de La Roche-Derrien, en rive gauche du Jaudy, sur la commune du Minihiy-Tréguier, une zone de polder fut conquise sur l'estuaire par l'édi-

fication d'une digue d'un kilomètre de long, vingt à trente mètres de large et cinq à six mètres de haut.

Les stériles de carrières pour granulats forment d'importants terrils, comme : au Moulin du Duc (Lannion) ; à Pen ar Crec'h (Mantallot) ; à Kérhouel (Pommerit-Jaudy).

Enfin, les décharges domestiques occupent soit d'anciennes carrières abandonnées, soit des périmètres spécialement aménagés. Les plus importantes décharges en carrières sont situées autour de Lannion (carrière de Moulin du Duc) ; d'autres se trouvent à proximité des agglomérations : Trébeurden, La Roche-Derrien, Ploumilliau, Bégard ou Plouaret.

Les périmètres aménagés pour le stockage des déchets organo-plastiques modernes sont en nombre plus limité : Parcou Thomas (entre Lannion et Rospez) ; les Quatre Vents (entre Langoat et Mantallot).

FORMATIONS SOUS-MARINES

La partie sous-marine de la feuille Lannion couvre la bordure orientale de la baie de Lannion, dont la majeure partie est couverte par la feuille Plestinles-Grèves.

La morphologie littorale est très diversifiée depuis la zone d'îles et de récifs des abords de l'île Milliau, au Nord, jusqu'à la grande grève de Saint-Michel, au Sud. Le Léguer (rivière de Lannion) forme un petit estuaire entre Trébeurden et Locquémeau ; sa ria, entaillée de plus de 60 m à son embouchure, se prolonge en mer par une paléovallée profonde d'une dizaine de mètres et comblée sous les sédiments superficiels de la baie. Plus au large (fig. 8), cette paléovallée rejoint celle, orientée N-S, du Douron, qui atteint par endroits une profondeur d'incision d'une vingtaine de mètres. Cette figure présente également la configuration du prisme littoral holocène en baie de Lannion.

La cartographie des sédiments superficiels est basée à la fois sur leur granulométrie et sur leur teneur en calcaire, selon la méthode mise au point par C. Larssonneur pour la carte de la Manche à 1/500 000 (1979).

Sur la carte Lannion les sédiments sont composés d'un mélange de matériel lithoclastique et de matériel bioclastique.

Le **matériel lithoclastique** reflète la diversité lithologique du socle nord-breton. La fraction quartzeuse provient d'un matériel ancien, remanié à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et partiellement redistribué par la transgression flandrienne ; les apports actuels y sont faibles. La fraction silto-argileuse résulte d'apports variés et de remaniements successifs, au

cours du Quaternaire et d'un brassage en milieu marin depuis la transgression flandrienne et se poursuivant actuellement.

Le matériel le plus grossier (Cl, Gl ; cailloutis et graviers) est cantonné à la zone de haute énergie (courants de marée) du plateau de roches situé aux abords de l'île Milliau. S'y ajoutent quelques cordons de galets côtiers.

Les sables (Sl, Sb) forment la majeure partie des dépôts tout le long de la côte ; ils entourent les dépôts grossiers précédents, couvrent l'estuaire du Léguer et s'étalent largement au fond de la baie (grève de Saint-Michel).

Les sédiments fins (Vl, Vb ; sables vaseux et vases sableuses) sont peu répandus, limités à quelques plages au fond de la baie et dans l'estuaire du Léguer ; ils passent, dans le domaine continental, aux slikkes et aux schorres (MFz et MFy) de la ria du Léguer.

Le **matériel bioclastique** est très diversifié et souvent abondant ; son origine est à la fois végétale et animale. Ce matériel, d'âge flandrien, s'accumule en contaminant progressivement les dépôts résiduels lithoclastiques antéflandriens.

Il est localement mélangé aux dépôts grossiers (Cb) dans le secteur abrité derrière l'alignement pointe de Bihit-rocher du Taureau. Il contamine principalement les dépôts plus fins (Sb et Vb). Dans le fond de la baie, les sables et vases contiennent entre 50 et 70 % de calcaire. Il en est de même dans le vaste épandage sableux situé entre les pointes de Bihit et de Séhar. La plus forte accumulation en matériel bioclastique (> 70 %) se trouve sous la pointe de Séhar ; au contraire, les sédiments de l'estuaire du Léguer sont pauvres en calcaire (< 50 %).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SÉDIMENTATION

Sédimentation briovérienne

Les formations briovériennes affleurant sur la carte Lannion sont, en majeure partie, magmatiques, comme dans tout le Trégor. La sédimentation briovérienne n'est représentée que par les formations de La Roche Derrien, de Plestin-les-Grèves et de Buhulien. Ces trois formations ont souvent été comparées et rapprochées : mêmes dépôts rythmiques, même immaturité de composition, même type de faciès, etc.

Bien que séparées, sur la carte Lannion, par l'accident de Beauport-Trédrez, elles occupent, de part et d'autre de cette faille, des positions semblables : en baie de Lannion, la Formation de Plestin-les-Grèves surmonte la série volcanique de l'Armorique (Chantraine *et al.*, 1986), et en baie de

Saint-Brieuc, la Formation de La Roche Derrien surmonte la série volcanique de Paimpol (Égal *et al.*, 1996b).

L'identité de ces deux séries volcaniques étant démontrée sur la carte Lannion (au degré métamorphique près), l'équivalence des deux formations sédimentaires apparaît très probable.

Les associations sédimentaires de la formation de La Roche Derrien ont été étudiées par E. Denis (1988), qui montre qu'elles s'apparentent à des successions turbiditiques gréseuses, et que leur milieu de dépôt est caractéristique d'un site tectonique actif (arc insulaire continental ou marge active continentale). Ce résultat est en accord avec la nature du volcanisme sous-jacent (de type arc insulaire).

Sédimentation paléozoïque

Les formations paléozoïques, affleurant sur la carte Lannion, appartiennent aux unités d'âge ordovicien à dévonien qui encadrent le bassin carbonifère de Morlaix (Cabanis *et al.*, 1979). Comme dans toute la Bretagne occidentale, elles correspondent à des dépôts de plate-forme relativement stable pendant le Paléozoïque inférieur. Pendant toute cette période, les conditions paléogéographiques demeurent inchangées, et le type de sédimentation reste le même, marqué par des alternances schisto-gréseuses (Guillocheau et Rolet, 1982).

Cette plate-forme, établie à l'Ordovicien, époque qui correspond probablement à son maximum d'extension, demeure en régime de distension crustale modérée jusqu'au Dévonien, comme en témoignent les manifestations volcaniques qui la perturbent de manière épisodique. A ce volcanisme, de type extensif, se rattachent, sur la carte Lannion, les amphibolites de Plestin (Chantraine *et al.*, 1986).

Cependant, sur la carte Lannion, l'âge des formations affleurantes demeure imprécis, en particulier, rien ne permet de dire si l'Ordovicien est représenté dans ce secteur, ou si l'ensemble des formations est d'âge siluro-dévonien (la seule donnée fiable étant l'âge siluro-dévonien des schistes noirs S). Cette question rejoint celle de l'âge de l'orthogneiss de Plougouven (O₃) qui demeure inconnu, comme sa signification : intrusion granitique précoce ou soubassement des dépôts sédimentaires locaux.

MAGMATISME CADOMIEN

Batholite nord-trégorrois

Ce batholite a fait l'objet de plusieurs études récentes (les plus complètes étant celles de B. Auvray en 1979 et de P. Graviou en 1984) dont nous rappellerons les principaux résultats.

B. Auvray (1979) met en évidence le caractère calco-alcalin du batholite. Il fait l'hypothèse de l'existence d'une ceinture volcano-plutonique trégorroise, associant le batholite plutonique et le volcanisme de Tréguier-Paimpol, chacun représentant un niveau différent de mise en place, l'ensemble s'étant formé dans un même contexte géotectonique. La genèse du volcanisme de Paimpol étant, sans ambiguïté, associée à un processus de subduction, cet auteur considère qu'il en est de même pour le batholite nord-trégorrois. Ce modèle a constitué pendant longtemps le fondement des interprétations géodynamiques de la chaîne cadomienne, qui est encore, tout du moins en partie, interprétée comme le résultat de l'évolution d'une marge active située à l'aplomb d'une zone de subduction.

P. Graviou (1984) reprend ce modèle en l'approfondissant par des études pétrologiques et géochimiques du batholite ; il en donne, en outre, une première datation par la méthode U/Pb sur zircon à 615 ± 13/-7 Ma. Cet auteur, tout en conservant l'hypothèse d'une origine essentiellement juvénile du magma, s'interroge sur l'importance de la contamination continentale : les rapports isotopiques initiaux du strontium, 0,707 à 0,709, étant incompatibles avec une origine purement mantellique, cette contamination pourrait provenir de la croûte icartienne au cours de la montée du magma (l'ortho-gneiss de Trébeurden, enclavé dans le batholite présentant des rapports initiaux de l'ordre de 0,717).

Ce problème de la participation continentale à la genèse du magma a été repris en géochimie isotopique (Sm-Nd) par C. Guerrot (1989), qui obtient des ϵ_{Nd} compris entre -5,9 et -8,7 ; ces valeurs très basses sont en faveur d'une contamination importante du magma, voire de la fusion d'une croûte ancienne.

Enfin les travaux réalisés dans le cadre du Projet Cadomien (Thiéblemont *et al.*, 1996) et du lever de la carte Lannion (voir ci-dessus) aboutissent à confirmer une nouvelle organisation du batholite, déjà proposée par R.A. Strachan et R.A. Roach (1990), en regroupant le batholite proprement dit et son encaissant hypovolcanique (tufs de Tréguier-Locquirec) et en le dissociant clairement du volcanisme de Paimpol. La distinction de ce volcanisme est également argumentée par les résultats des analyses isotopiques Sm-Nd (Dabard, 1997) donnant des ϵ_{Nd} de l'ordre de + 5 contre des ϵ_{Nd} de l'ordre de - 7 pour les tufs de Tréguier-Locquirec. L'appartenance de la série de Paimpol au volcanisme, associé aux zones de subduction, a été corroborée

entre temps par l'étude géochimique de B. Cabanis (1986) qui l'apparente aux tholéïtes d'arc insulaire.

L'étude géochimique (Egal *et al.*, 1996a) montre aussi de grandes similitudes entre les roches plutoniques et hypovolcaniques : composition rhyodacitique semblable et mêmes spectres de terres rares. Si l'on reporte les analyses de l'ensemble volcano-plutonique différencié dans le diagramme Zr vs (Nb/Zr)_N (fig. 9) (Thiéblemont et Tegye, 1994), on constate que leur distribution est similaire à celle du magmatisme associé aux zones de collision et différente de celui des zones de subduction.

L'interprétation géodynamique du batholite nord-trégorrois diffère alors nettement des interprétations antérieures : il pourrait être le témoin d'une évolution cadomienne précoce (< - 615 Ma) indépendante de l'évolution cadomienne *s.s.* (> - 615 Ma) associée au dispositif orogénique de type marge active continentale.

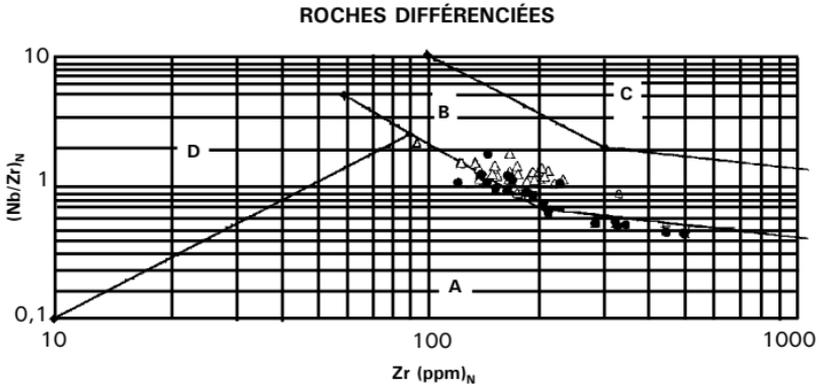
Volcanisme trégorrois

Trois séries volcaniques briovériennes affleurent sur la carte Lannion :

- une série essentiellement basique : la Formation de Paimpol ;
- une série bimodale acide/basique : la Formation de Lanvallon ;
- une série essentiellement acide : la Formation de Lannion.

La **Formation de Paimpol** est principalement faite d'une série de metabasaltes spilites qui présentent une composition de basalte tholéïtique à faibles teneurs en TiO₂ (< 1,3 %). Cette formation a fait l'objet de nombreuses études géochimiques (Auvray et Maillat, 1977 ; Auvray, 1979 ; Cabanis, 1986 ; Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996a) dont nous rappellerons le résultat principal : cette formation s'apparente au volcanisme des contextes actuels de subduction. Dans les diagrammes de discrimination géotectonique en particulier, basés sur les éléments traces (par exemple le diagramme Tb/Ta/Th, Cabanis et Thiéblemont, 1988 ; fig. 10) la distribution des échantillons s'inscrit dans le champ des tholéïtes d'arc insulaire. Ce résultat, mis en évidence dès 1977, est à l'origine de l'interprétation géodynamique de la chaîne cadomienne dans le cadre de l'évolution d'une marge active : à l'aplomb d'une zone de subduction, les laves de la Formation de Paimpol se sont mises en place en domaine de croûte continentale amincie.

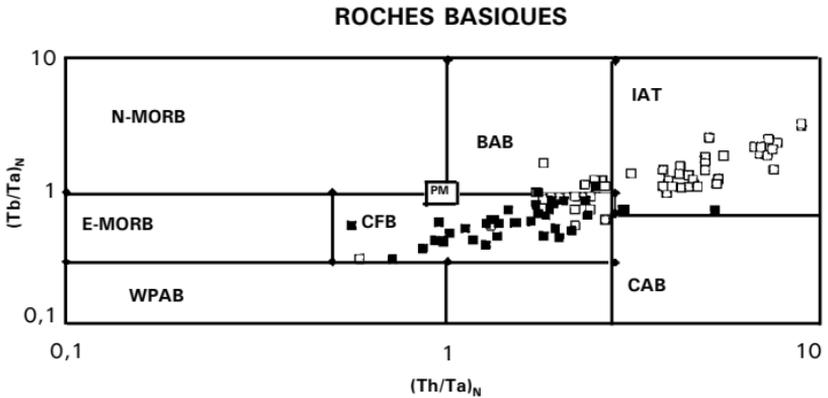
La **Formation de Lanvallon** est composée d'une série acide (Membre de Pléguien) et d'une série basique (Membre du Roselier) qui sont souvent trop métamorphiques pour que l'on puisse identifier leurs protolites. Elle ne présente qu'une extension limitée sur la carte Lannion, alors qu'elle affleure largement sur les feuilles voisines Pontrieux-Étables-sur-Mer et Saint-Brieuc,



Distribution des échantillons du batholite nord-trégorrois (Δ) et des tufs de Locquirec - Tréguier (\bullet).

A : magmatisme des zones de subduction
 B : magmatisme calco-alcalin des contextes de collision ou associés aux provinces tholéïtiques continentales
 C : magmatisme intraplaque alcalin à transitionnel
 C : magmatisme peralumineux des contextes de collision

Fig. 9 - Diagramme Zr vs $(Nb/Rr)_N$
 (Thiéblemont et Tegye, 1994)



Distribution des échantillons des laves basiques de Pimpol (\square) et de Lanvollon (\blacksquare)

WPAB : basaltes intraplaques alcalins à transitionnels
 BAB : basaltes des bassins arrière-arc
 IAT : basaltes tholéïtiques à calco-alcalins des arcs insulaires
 CAB : basaltes calco-alcalins tholéïtiques des marges actives

Fig. 10 - Diagramme $(Tb/Ta)_N$ vs $(Th/Ta)_N$
 (Cabanis et Thiéblemont 1988, modifiée par Thiéblemont)

où des associations de roches volcaniques et hypovolcaniques ont été reconnues (Égal *et al.*, 1996b).

Cette formation avait déjà fait l'objet d'une étude géochimique pour sa partie basique (Cabanis *et al.*, 1987) qui a été reprise et étendue à sa partie acide dans le cadre du Projet Cadomien (Égal *et al.*, 1996a).

Ces deux études, auxquelles nous renvoyons le lecteur intéressé, s'accordent sur le caractère tholéiitique des roches basiques (de composition basaltique à andésitique) ; en outre (et), la dernière met en évidence le caractère calco-alkalin à tholéiitique des roches acides (de composition rhyolitique à dacitique). Elles s'accordent également sur leur mode de mise en place en contexte d'extension crustale. Mais alors que la première envisage, à partir des considérations géotectoniques, un site de type bassin arrière-arc, la seconde montre que ces tholéiites continentales (fig. 10) ne présentent aucun caractère compatible avec un site de mise en place lié à un processus de subduction (Égal *et al.*, 1996a) ; ce résultat avait déjà été suggéré dans une étude précédente qui parlait de « bassin ensialique » (Lees *et al.*, 1987).

Ce dernier résultat, concernant la Formation de Lanvollon, confronté aux données acquises sur la Formation de Paimpol, soulève un problème régional important : ces deux formations, dont les âges de mise en place sont proches et dont les caractères géotectoniques sont incompatibles, sont, en effet, aujourd'hui accolées de part et d'autre de l'accident Beauport-Trédrez. Pour expliquer cette contradiction, il faut soit considérer que la juxtaposition de ces deux unités est tectonique (cet accident ayant alors joué un rôle majeur au cours de l'évolution orogénique) soit envisager une évolution très rapide du contexte de mise en place des deux unités (l'influence de la subduction ne durant que quelques millions d'années).

La **Formation de Lannion** est limitée à la carte Lannion où ses affleurements s'intercalent entre ceux de la Formation de Locquirec et ceux de la Formation de Paimpol. Relativement métamorphique, puisque située dans l'Ouest du Trégor, elle présente de nombreux et puissants niveaux volcaniques acides et quelques intercalations volcaniques basiques.

Une étude géochimique a été réalisée sur l'échantillonnage de l'estran côtier de Trédrez, qui offre une coupe continue depuis la Formation de Locquirec, au Nord, jusqu'à la Formation de Paimpol, au Sud (ces deux formations étant séparées de la Formation de Lannion par des accidents tectoniques).

À part quelques intercalations metabasaltiques, à caractère tholéiitique, cette formation est, en majeure partie, constituée de roches acides (rhyodacites). L'omniprésence de la contamination sédimentaire et l'importance de l'altération hydrothermale ne permettent pas d'obtenir des informations pertinentes sur leur origine.

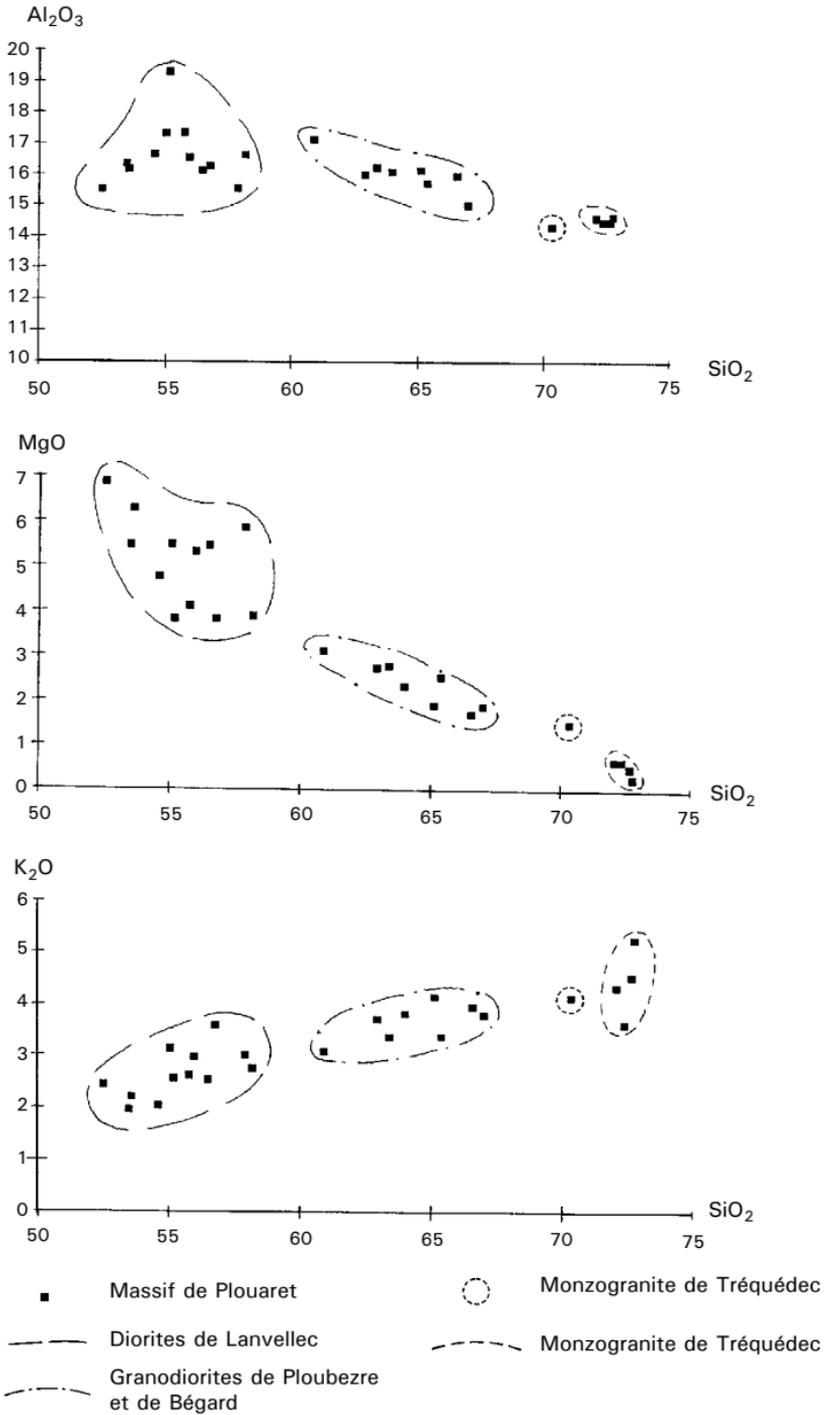


Fig. 11 - Diagramme d'évolution de quelques éléments en fonction de la silice

GRANITES VARISQUES

Massif de Plouaret

Les **données chimiques*** (annexe 2) mettent en évidence le caractère faiblement peralumineux (indice de Shand : $1,18 < A/CNK < 1,21$) des granodiorites et des monzogranites qui constituent la majeure partie du massif (ensemble I). Les diorites en enclaves dans ce massif appartiennent aux associations méta-alumineuses. Les stocks et filons de granites à grain fin sont du type peralumineux fortement potassique.

Les diagrammes d'évolution d'éléments en fonction de la silice (fig. 11) confirment la distinction de ces trois familles et suggèrent également, mais sur une seule analyse, l'individualisation du monzogranite de Tonquédec, par rapport aux granodiorites de Ploubezre et de Bégard qui sont, elles, chimiquement comparables.

Dans le diagramme typologique de Debon-Le Fort (1983) (fig. 12), la grande dispersion des points figurant les diorites de Lanvellec, dans le champ des associations méta-alumineuses, résulte surtout de la variabilité de leur teneur en K_2O , en moyenne assez élevée, et reflète sans doute les nombreuses figures d'hybridation magmatique visibles sur le terrain. La situation particulière du monzogranite de Tonquédec s'y manifeste également. Les granites à grain fin se regroupent dans le champ des associations peralumineuses potassiques, de part et d'autre de la limite des granites leucocrates.

Ces quelques données chimiques suggèrent que le granite composite de Plouaret ne résulte pas du seul mécanisme de différenciation. L'ensemble des granodiorites et des monzogranites pourrait résulter de la cristallisation d'un magma issu de la fusion d'une source crustale ; ce magma aurait subi des processus de mélange avec un magma basique, dont les diorites seraient les témoins. Cette contamination est également suggérée par la valeur peu élevée du rapport isotopique initial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705$ (Chantraine coord. *et al.*, 1984). Les granites tardifs semblent avoir une origine essentiellement crustale.

Les **données structurales** permettent d'envisager la géométrie du massif de Plouaret. La carte des trajectoires des structures planaires (fig. 13 ; Guillet *et al.*, 1985) montre que, dans l'ensemble I (partie nord du massif), les surfaces de fluidalité dessinent des trajectoires grossièrement concentriques et emboîtées ; elles sont parallèles à la bordure orientale du massif, sauf exception de la région de Bégard ; elles sont faiblement sécantes sur la bordure occidentale, mais en continuité avec les foliations tectoniques de l'encaissant. Dans l'ensemble II (partie sud du massif) les surfaces de fluidalité dessinent des trajectoires concentriques reflétant la zonation lithologique

* Les analyses chimiques des éléments traces, présentées en annexe, ont été réalisées par la méthode ICP/AES du BRGM, dans le cadre des prospections géochimiques ; leur précision ne permet pas de les utiliser pour des investigations pétro-géochimiques.

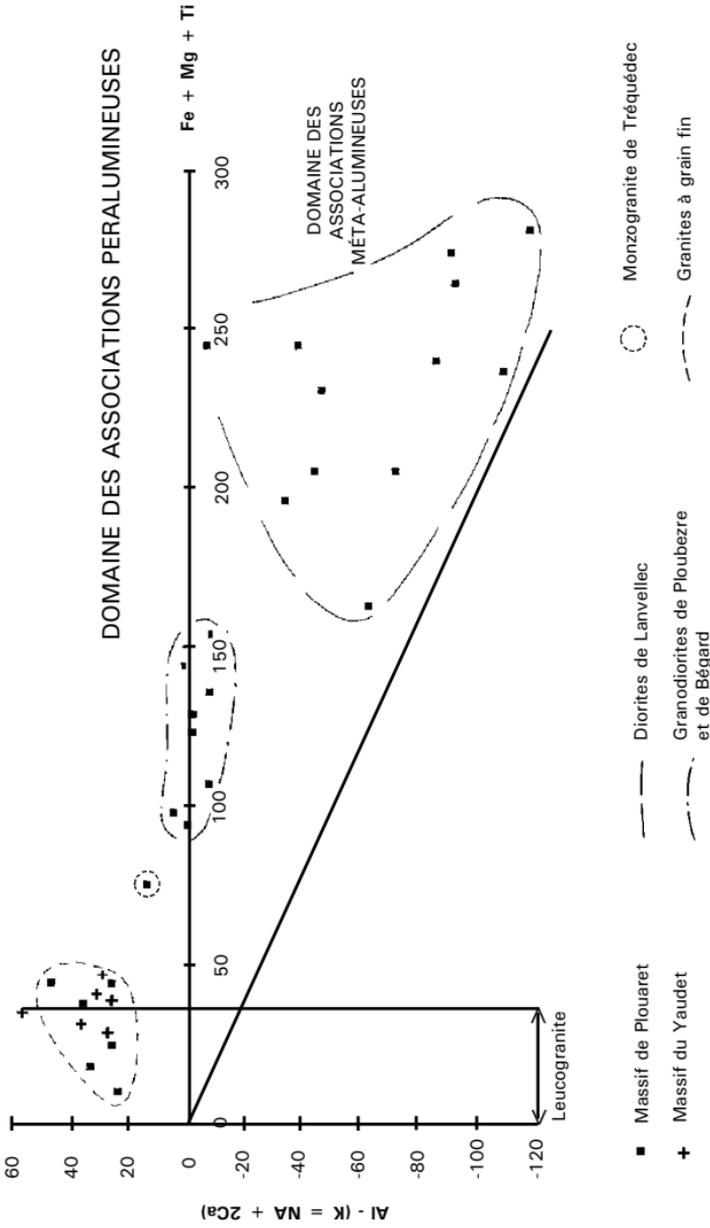


Fig. 12 - Diagramme typologique (Debon et Le Fort, 1983)

du massif (Chantraine coord. *et al.*, 1984). Elles sont encore sécantes à l'Ouest, sur la bordure du massif, et en continuité avec les foliations de l'encaissant. Elles sont tronquées au Sud par la bande du cisaillement nord-armoricain.

Les deux dispositifs structuraux s'affrontent dans une zone étroite où, localement, sur les bords du massif, les fluidalités de l'ensemble II recourent celles de l'ensemble I (fig. 13), confirmant la chronologie proposée (Chauris et Garreau, 1983a). L'accommodation, au cœur du massif, des fluidalités des deux ensembles, suggère que l'affrontement s'est effectué à l'état visqueux. Elle met en évidence la différence de morphologie entre les deux ensembles : l'ensemble nord, sous forme de lame à plancher plat et peu profond ; l'ensemble sud, sous forme conique, profondément enraciné (fig. 14 ; Guillet *et al.*, 1985).

L'ensemble de ces données permet de proposer un modèle pour la mise en place du granite de Plouaret (Guillet *et al.*, 1985). Elle résulterait de plusieurs intrusions successives (suivant la chronologie globale ensemble I – ensemble II) ; ces intrusions granitiques se feraient sous forme de diapirs associés au fonctionnement du cisaillement nord-armoricain (selon le modèle gonflement – cisaillement de J.P. Brun, 1981). La mise en place du massif est donc globalement contemporaine de la tectonique varisque régionale.

Massif du Yaudet

Les quelques analyses chimiques réalisées (annexe 2) montrent que ce granite appartient aux associations peralumineuses fortement potassiques ($1,36 < K_2O/Na_2O < 1,62$). Sur le diagramme typologique de Debon-Le Fort (fig. 12), ses points se regroupent avec ceux des granites tardifs à grain fin du massif de Plouaret. Ce groupement ne suffit pas à étayer l'hypothèse d'une liaison génétique entre les deux types de roche ; il n'est dû probablement qu'à un phénomène de convergence.

L'analyse des relations structurales des granites avec leur encaissant paléozoïque montre que la mise en place du granite du Yaudet (clairement post-tectonique) est postérieure à celle du granite de Plouaret (globalement syn-tectonique).

Toutes ces manifestations magmatiques, tardives par rapport à la mise en place du massif de Plouaret, ont des caractères comparables et pourraient avoir une origine crustale commune.

Massif de Ploumanac'h

Ce granite se distingue totalement des granites précédents par son caractère subalcalin ferro-potassique. Ses affleurements n'étant qu'effleurés par la

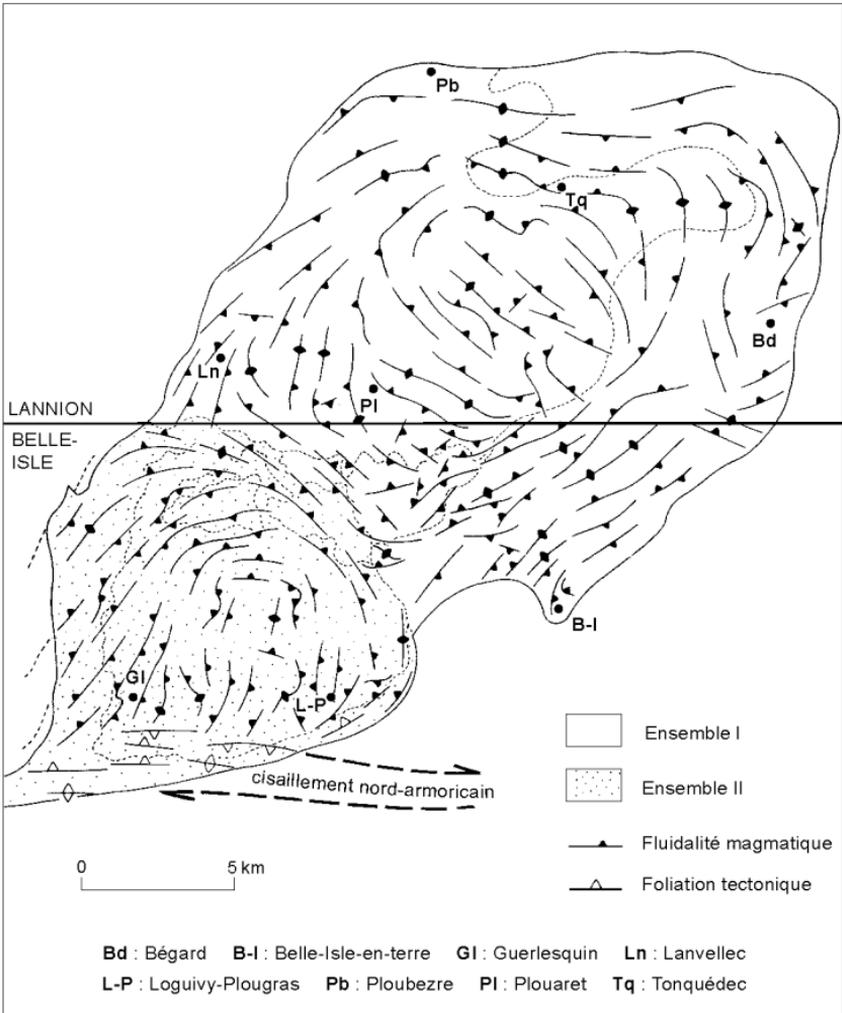


Fig. 13 - Carte des trajectoires de fuidalité magmatique et de la foliation tectonique dans le massif de Plouaret (Guillet et al., 1985)

carte Lannion, ses conditions de formation ne seront pas développées ici. Le lecteur pourra se reporter aux travaux de M. Barrière (1977).

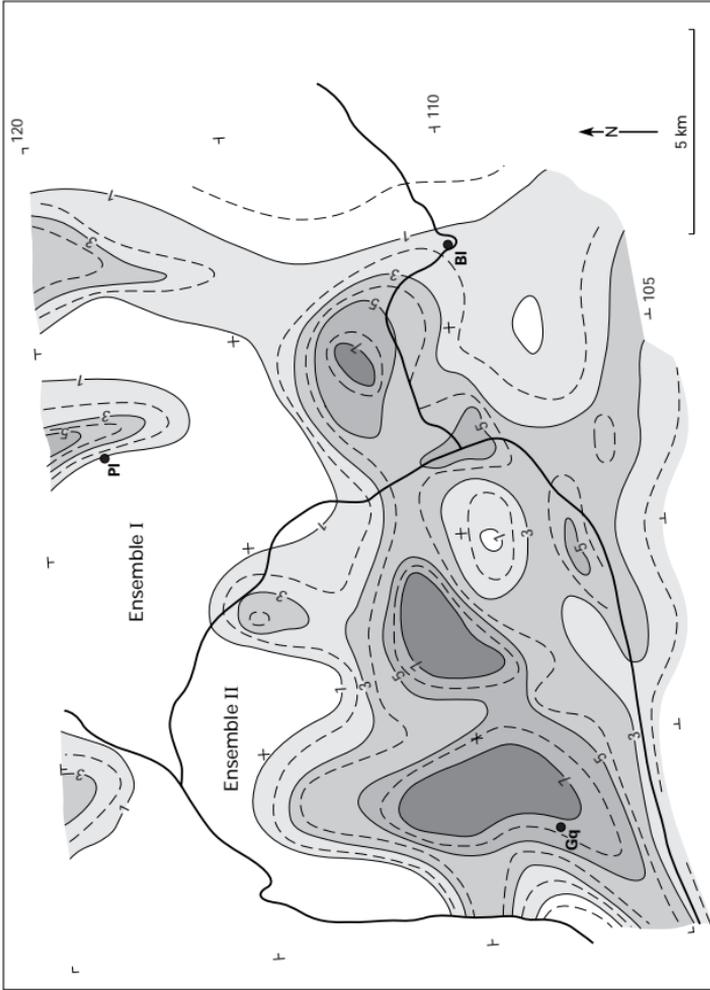
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DOMAINE DE LA BAIE DE LANNION

Dans ce domaine, la déformation régionale se manifeste, dans toutes les roches, par une fabrique planaire qui se marque par une schistosité pénétrative dans les formations les moins métamorphiques, passant à une foliation intense dans les formations les plus métamorphiques. Cette schistosité/foliation est orientée de manière constante N40° à 50°E, parallèlement à la bordure du granite de Plouaret dans le coin sud-ouest de la carte et devient est-ouest sur le flanc nord du massif. Elle est toujours proche de la verticale et plutôt à pendage nord. Elle est associée à un métamorphisme à gradient croissant vers le massif de granite depuis un faciès à biotite, muscovite, andalousite (dans les métapélites) au Nord-Ouest, sur la côte, jusqu'à un faciès à biotite, staurotide, sillimanite (anatexie dans les orthogneiss) au Sud-Est, vers le granite.

L'analyse de cette déformation peut être faite sur l'estran côtier, entre Begar-Forn et Saint-Michel-en-Grève (Verdier, 1968 ; Balé, 1986). La série briovérienne rubanée est affectée par une schistosité intense qui est plan axial, d'une part, de plis droits et ouverts, d'amplitude métrique à décamétrique, dans les niveaux gréseux les plus massifs et, d'autre part, de plis serrés à tendance isoclinal, d'amplitude décimétrique à métrique, dans les alternances schisto-gréseuses.

Globalement, cette déformation est de type aplatissement, la composante de cisaillement demeurant modérée. La linéation visible est une intersection S0/S1 généralement subhorizontale. Les structures fusiformes, exposées dans les grès de Saint-Michel-en-Grève, ne semblent pas être des tigillites cisillées et basculées (voir ci-dessus), comme cela a été proposé auparavant (Balé, 1986). Les critères de cisaillement sont rares et discrets, même dans les matériaux favorables à leur manifestation (andalousite dans les schistes noirs, feldspaths des orthogneiss). Cependant, le plongement sporadique des linéations, en particulier aux abords du granite de Plouaret, et les amorces de glissement et de cisaillement dans les charnières de plis (par exemple sur la coupe de Saint-Michel-en-Grève) sont interprétés comme des effets d'un cisaillement régional modéré. Il en est de même des accidents à composante chevauchante vers le Sud-Est qui, parallèlement aux trajectoires des directions principales de déformation, traversent les formations dans le coin sud-ouest de la carte et dans lesquels sont injectées des lames de granite. Ces accidents manifestent un écaillage tectonique régional, d'amplitude modérée.



— Limite du massif Pl : Plouaret Bi : Belle-Isle-en-Terre Gq : Guerlesquin

Fig. 14 - Carte des profondeurs estimées du plancher granitique d'une partie du massif de Plouaret
(courbes en kilomètres). (Guillet et al., 1985)

L'âge de cette déformation est clairement varisque. Elle affecte des formations paléozoïques et briovériennes et elle se moule sur le granite de Plouaret vers lequel croît l'intensité du métamorphisme régional.

Cette déformation est celle qui affecte l'ensemble du Petit Trégor depuis le bassin de Morlaix jusqu'à cette région de Ploumilliau (Autran *et al.*, 1979). L'accident de Beauport-Trédrez, qui limite au Nord ce domaine, présente un caractère essentiellement décrochant de sens dextre. Cependant, il participe à l'écaillage général vers le Sud du domaine nord-trégorrois. Son fonctionnement est essentiellement d'âge varisque, mais une activité précoce, cadomienne, ne peut pas être exclue.

DOMAINE NORD-TRÉGORROIS

Les formations de ce domaine sont affectées par une déformation principale dont l'intensité croît d'Est en Ouest, depuis la baie de Saint-Brieuc (région de Paimpol) jusqu'à la baie de Lannion (région de Trédrez). Rappelons que ce domaine est limité au Sud par l'accident Beauport-Trédrez (ancienne faille du Trégor « *pro parte* »).

Dans la partie orientale de la feuille Lannion, l'intensité de cette déformation est encore faible. Elle se manifeste par une schistosité verticale, très peu pénétrative dans les formations volcaniques ou les niveaux gréseux massifs, mieux marquée dans les alternances schisto-gréseuses où elle est associée à des plis droits et ouverts, d'amplitude métrique, à faible plongement vers l'Est. Ces structures sont cohérentes avec le grand pli synclinal-anticlinal que dessinent sur la carte les formations de Paimpol et de La Roche-Derrien.

Cette déformation s'accompagne d'un métamorphisme de très faible intensité : dans les roches basiques, l'épidote et l'actinote peuvent être considérées comme secondaires par rapport à la paragenèse spilitique primaire ; dans les métapélites, le faciès est à séricite-chlorite. Vers l'Ouest, la déformation s'intensifie, la schistosité devient pénétrative dans toutes les formations. Conjointement, le métamorphisme atteint et dépasse l'isograde de la biotite, en même temps qu'apparaît, dans les roches basiques, une amphibole bleu-vert (actinote - hornblende).

Dans la partie occidentale, la coupe de Trédrez permet une analyse détaillée de la déformation. Le métamorphisme est plus difficile à caractériser, car cette coupe est située dans l'aurole de contact du granite du Yaudet.

Sur cette coupe (fig. 15) l'ensemble des formations est affecté par une déformation principale hétérogène de forte intensité. Elle se manifeste par une foliation bien marquée dans la plupart des faciès (moins nette dans les

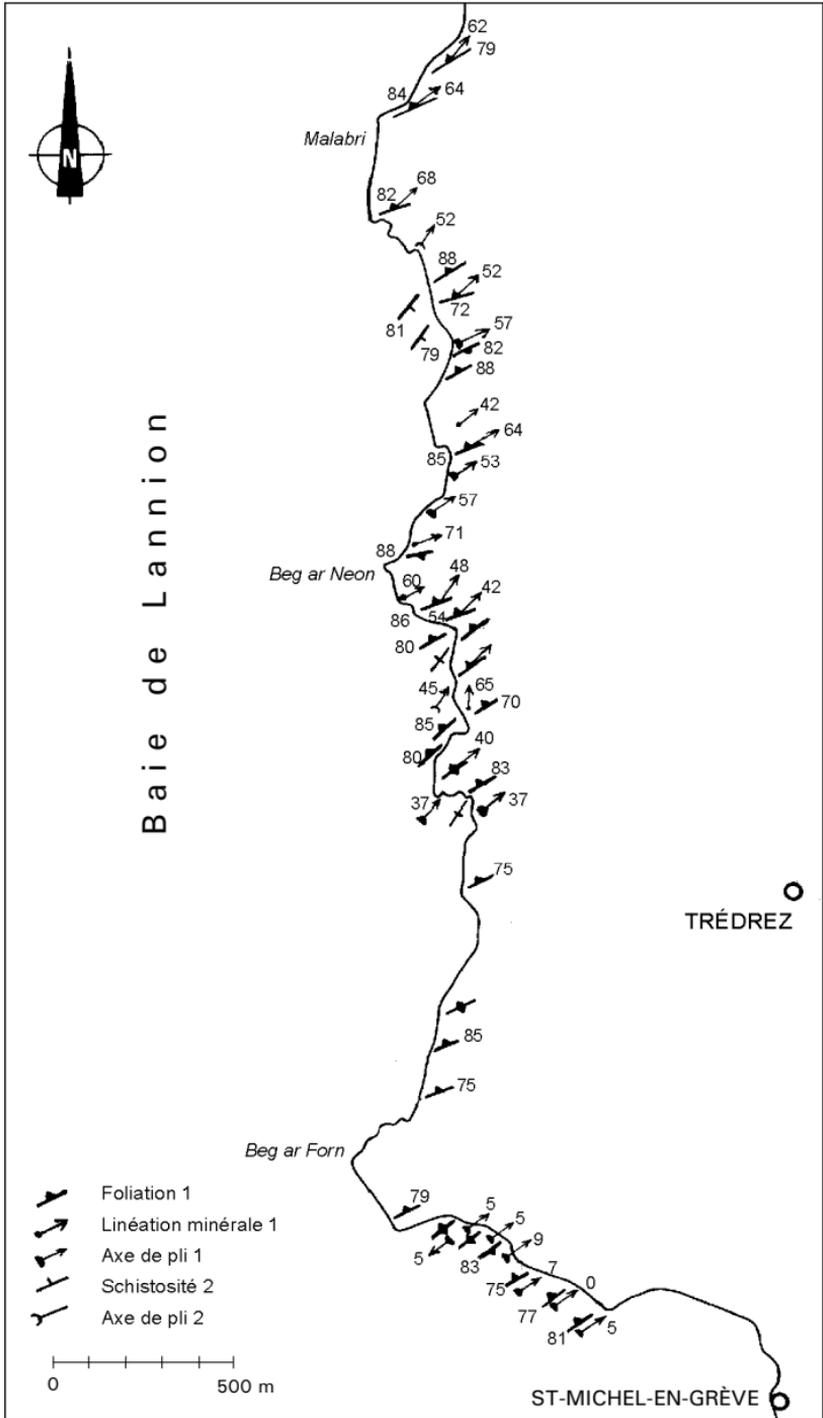


Fig. 15 - Coupe de Trédrez, données structurales (Ledru 1984, inédit)

volcanites massives, acides ou basiques). Cette foliation est orientée autour de N 50°E tout le long de la coupe ; elle est partout proche de la verticale, mais à pendage constant vers le Nord ; elle porte une linéation minérale, visible dans presque tous les faciès, à plongement variable, mais toujours fort vers le NE. Cette foliation est associée à de rares plis, plus ou moins serrés, asymétriques et cisailés, indiquant un déversement de la série vers le Sud-Est. Plusieurs failles, parallèles aux plans axiaux des plis, découpent la série, suivant, souvent, des interfaces lithologiques.

Cette première déformation est, elle-même, traversée par des couloirs cisailants dextres, marqués par des « kink bands » et par une schistosité de fracture, orientée N 30°E, également subverticale à pendage sud.

La déformation principale présente un caractère clairement non-coaxial (les critères étant : l'asymétrie des bandes de cisaillement, les zones abritées dissymétriques, etc.), mais son interprétation demeure localement difficile. D'après P. Balé (1986) elle s'inscrirait, à l'échelle régionale, dans un régime global décro-chevauchant senestre, établi en bordure externe du domaine cadomien. Cet auteur considère donc que cette déformation est cadomienne, alors que, de l'autre côté de la baie de Lannion, dans le Petit Trégor, A. Autran *et al.* (1979), envisagent pour cette déformation régionale un âge varisque. La contradiction est manifeste, mais le problème n'est pas résolu.

Résumons ce problème en prenant comme limite majeure, au sein du Trégor, l'accident Beauport-Trédrez (voir schéma structural, associé à la carte géologique et coupes structurales en annexe 3 [dépliant]) :

• à l'Ouest (*baie de Lannion*)

- au Sud de l'accident (domaine de la baie de Lannion), la déformation, affectant des formations paléozoïques, est varisque sans ambiguïté (voir ci-dessus) ;
- au Nord de l'accident (domaine nord-trégorrois), l'âge de la déformation est incertain : présumé varisque à l'Ouest de la baie de Lannion, il est supposé cadomien à l'Est de cette même baie.

Remarque : sur la coupe de Trédrez, la différence observée dans les déformations de part et d'autre de l'accident n'implique pas qu'elles soient d'âges différents.

• à l'Est (*baie de Saint-Brieuc*)

- au Sud de l'accident (domaine de la baie de Saint-Brieuc), la déformation est cadomienne sans ambiguïté (Égal *et al.*, 1996b) ;
- au Nord de l'accident (domaine nord-trégorrois) l'âge de la déformation, généralement considéré comme cadomien est, à notre avis, également incertain.

Remarque : l'intensité de la déformation est si faible au nord de l'accident, qu'il est difficile de la comparer avec celle, plus forte et bien datée, au Sud de l'accident.

Notons enfin que les datations, Ar/Ar, réalisées sur le batholite nord-trégorrois (Ruffet *et al.*, 1991) n'apportent pas d'argument significatif à ce problème, car cette étude intéresse la partie nord-est du massif qui n'est pratiquement affectée ni par la déformation régionale, ni par le « voile thermique » (Auvray, 1979). De nouvelles datations Ar/Ar dans la partie ouest du Trégor seraient probablement perturbées par la présence du granite du Yaudet.

L'accident de Lézardrieux–Locquémeau, qui sépare les formations volcaniques du batholite plutonique, est difficile à analyser ; il semble que son jeu majeur soit de type décro-chevauchant, senestre et vers le Sud, compatible avec la déformation du domaine nord-trégorrois (Balé, 1986). Mais le caractère polyphasé de cet accident apparaît probable, comme le montre l'analyse de la déformation de la zone faillée sur l'estran côtier ; aucun argument ne permet, dans cette région de dater cet accident complexe.

DOMAINE DE SAINT-BRIEUC ET DE GUINGAMP

Les formations du domaine de Saint-Brieuc et de Guingamp sont prises dans un même champ de déformation (Égal *et al.*, 1996b). Cette déformation s'exprime par une intense foliation qui, au Nord de l'accident de Pontrieux–Mantallot, s'oriente autour d'une direction E-W et présente des pendages variables souvent forts et plutôt vers le Nord. Au Sud de l'accident Pontrieux–Mantallot, les trajectoires de la déformation dessinent un dôme, fortement asymétrique, de grand axe N-S ; les pendages, faibles (10° à 30°) dans le coeur du dôme, augmentent vers l'extérieur (30° à 50°) avec une distribution centrifuge. Les foliations portent une linéation minérale d'étirement dont les directions ne montrent pas de logique claire au Nord de l'accident Pontrieux–Mantallot. Au Sud de cet accident, les linéations présentent une disposition rayonnante autour du dôme, avec des pendages proches des lignes de plus grande pente. De nombreuses bandes de cisaillement sont observables, à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon, tout autour du dôme, qui indiquent un mouvement en « faille normale » également centrifuge (fig. 16) mettant en évidence le caractère extensif du dôme (Le Goff *et al.*, 1994).

La présence de bandes conjuguées et la fabrique essentiellement planaire des roches démontrent, malgré l'importance des cisaillements, une composante en aplatissement de la déformation.

Notons enfin que les foliations régionales sont sécantes sur les limites lithologiques et passent en continuité, dans le domaine briovérien, d'une unité à l'autre. Par contre, elles sont tronquées « à l'emporte-pièce » par le granite varisque de Plouaret.

Cette déformation est synchrone d'un métamorphisme à faciès amphibolite de bas grade au Nord de l'accident Pontrieux–Mantallot, caractérisé par des paragenèses à biotite-amphibole bleu-vert et grenat ou épidote sporadiques. Au Sud de l'accident, les conditions thermiques de la déformation diminuent du cœur du dôme vers sa périphérie. Au cœur, les conditions sont celles de la fusion crustale (la sillimanite n'a pas été observée, absence probablement due à la nature chimique des protolites). Vers la périphérie, les conditions évoluent dans le faciès amphibolite, du haut grade au bas grade ; ainsi, les amphiboles des metabasites passent de la hornblende brune, dans les intercalations au sein du dôme, à la hornblende verte, sur son pourtour et à une hornblende-actinote bleu-vert, au-delà de la granodiorite de Pontrieux.

L'âge de cet événement tectono-métamorphique est cadomien (Égal *et al.*, 1996b), mais ces auteurs envisagent la possibilité d'un diachronisme entre les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp. Dans le domaine de Saint-Brieuc, plusieurs datations Ar/Ar (Dallmeyer *et al.*, 1991) fixent une limite supérieure, autour de 570 Ma, à l'âge de l'événement régional.

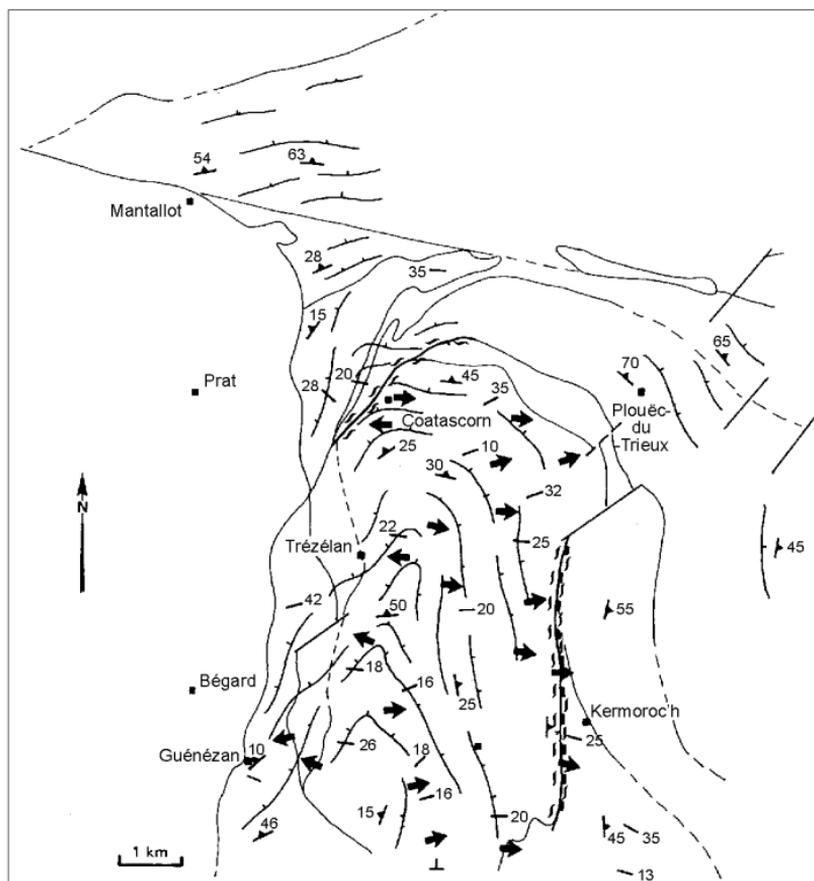
Dans le domaine de Guingamp, l'âge de la fusion crustale n'est contraint que par la datation du pluton de Saint-Brieuc, intrusif dans les migmatites, à 533 ± 12 Ma (Pb/Pb ; Hébert *et al.*, 1993) ; cet âge pourrait donc être du même ordre (autour de 540 Ma) que celui de la fusion crustale dans le domaine de Saint-Malo, ces deux domaines étant généralement considérés comme équivalents.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

ÉVOLUTION CADOMIENNE

La carte Lannion, en achevant l'essentiel de la couverture géologique à 1/50 000 du Trégor, depuis la baie de Lannion (carte Plestin-les-Grèves ; Chantraine *et al.*, 1986) jusqu'à la baie de Saint-Brieuc (carte Pontrieux–Etables ; Égal *et al.*, 1996b) permet de préciser la structure et l'évolution de cette unité, tout en soulevant quelques problèmes concernant les limites du bloc cadomien dans cette région.

Le Trégor est une des unités du segment nord-breton de l'orogène cadomien. Ce segment de chaîne a fait l'objet de nombreuses études récentes qui convergent pour interpréter le dispositif orogénique cadomien dans un



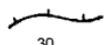
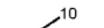
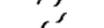
-  Trajectoire de foliation
-  Foliation avec pendage
-  Linéation avec plongement
-  Direction avec sens de cisaillement
-  Faille normale ductile
-  Zone mylonitique
-  Contour géologique

Fig. 16 - Champ de déformation et critères cinématiques dans et autour du complexe migmatitique (Égal et al., 1996)

contexte de type arc insulaire/marge continentale (Auvray et Maillet, 1977 ; Balé et Brun, 1983 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Graviou *et al.*, 1988).

Les interprétations divergent au contraire sur la nature du processus tectonique d'accrétion continentale conduisant à l'élaboration du bloc cadomien, tout en s'accordant sur le sens globalement N-S de la convergence et sur le caractère décro-chevauchant de la tectonique :

- soit accrétion latérale en contexte tectonique transpressif, essentiellement accommodé par des décrochements transcurrents senestres (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1996) ;
- soit empilement de nappes crustales en contexte tectonique compressif, combinant des chevauchements de grande ampleur avec les décrochements senestres (Balé et Brun, 1983 ; Brun et Balé, 1990).

Les études récentes (Égal *et al.*, 1996a ; Hébert *et al.*, 1997 ; cette carte) menées dans le cadre du projet Cadomien, n'apportant pas d'informations déterminantes, un profil sismique a été réalisé au travers de ce segment de chaîne (Projet Armor du programme GéoFrance 3D). Les résultats, en cours de publication, sont décisifs, car ils mettent en évidence, au sein de la croûte supérieure, une succession d'écaïlles tectoniques, enracinées au Nord et émergeant au niveau des principaux accidents reconnus en surface (Bitri *et al.*, 1997).

Évolution magmatique

L'évolution magmatique dans le domaine orogénique cadomien est bien caractérisée et jalonnée par de nombreux calages chronologiques :

- mise en place du batholite nord-trégorrois à 615 Ma au sein d'un complexe hypovolcanique précurseur (Tréguier–Locquirec). L'origine essentiellement crustale de ce magmatisme, incompatible avec un processus de subduction, remet en question sa signification et pourrait témoigner d'une évolution cadomienne précoce ;
- dépôt vers 610 Ma de la série volcano-sédimentaire de Paimpol–La Roche Derrien, symptomatique du processus de subduction cadomienne qui ne semble avoir été actif que durant une courte période ;
- mise en place, en domaine de croûte amincie, du complexe volcano-plutonique de l'unité de Saint-Brieuc, résultant d'un processus d'extension crustale, activé à l'écart de la subduction précédente ; cette mise en place est datée entre 590 et 580 Ma (Lanvollon–Squiffiec).

L'incompatibilité géotectonique de ces différentes manifestations magmatiques, confrontée à leur cohérence chronologique, suggère une grande extension du dispositif initial et/ou une grande amplitude des mouvements

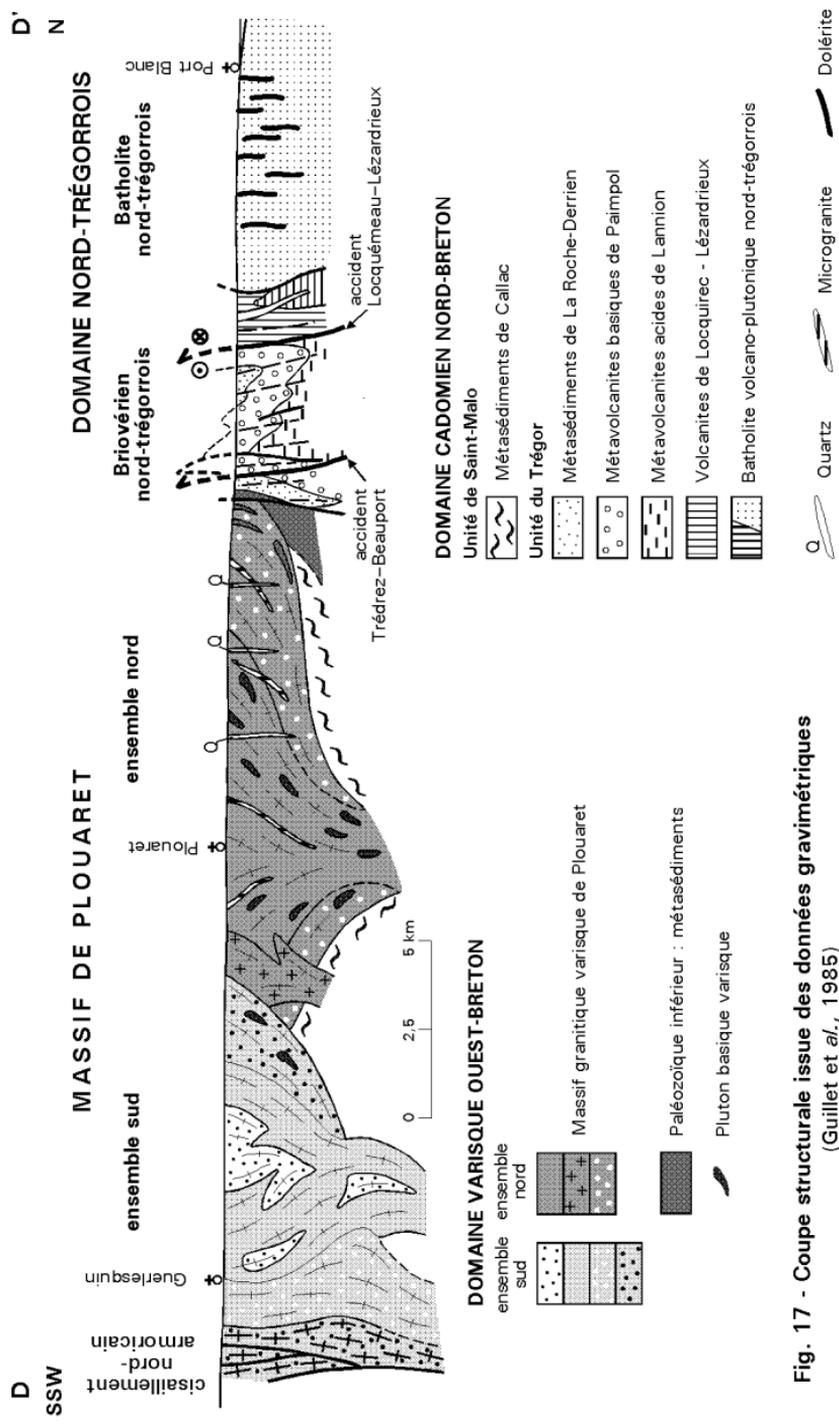


Fig. 17 - Coupe structurale issue des données gravimétriques
(Guillet et al., 1985)

tectoniques responsables de leur juxtaposition finale (voir fig. 17 et coupes structurales en annexe 3).

Évolution tectonique

Dans un contexte global de convergence tectonique, la juxtaposition des différentes unités précédentes se fait au cours d'une collision oblique (tectonique décro-chevauchante) arc insulaire/marge continentale ; cette collision entraîne le découplage et l'écaillage du domaine orogénique sur le domaine continental. A cette collision est associée :

- d'une part, une tectonique tangentielle de grande ampleur qui se manifeste davantage au niveau des cisaillements intracrustaux décro-chevauchants qui séparent les diverses unités les unes des autres ;
- d'autre part, un métamorphisme de basse à moyenne pression qui montre un gradient croissant du Nord vers le Sud, c'est-à-dire du sommet vers la base de la pile.

L'âge de cet événement tectono-métamorphique est scellé par des âges de refroidissement à 570 Ma, correspondant à l'exhumation de la chaîne.

Dans le domaine continental, l'épaississement, consécutif à l'écaillage tectonique du domaine orogénique, provoque la fusion crustale à l'origine de la mise en place des dômes anatectiques (migmatites de Guingamp et Saint-Malo) qui est datée entre 560 et 540 Ma.

Sur la carte Lannion, l'unité du Trégor se situe au sommet de l'empilement orogénique observable. Indemne de toute déformation côté baie de Saint-Brieuc, elle est affectée, côté baie de Lannion, par une déformation dont l'âge, cadomien ou varisque, demeure indéfini.

ÉVOLUTION VARISQUE

La carte Lannion touche au domaine varisque ouest-breton dont l'histoire soulève encore de nombreux problèmes.

Les formations affleurantes dans le Sud-Ouest de la carte font partie des formations paléozoïques qui enveloppent le domaine briovérien du Petit Trégor et qui constituent également le soubassement du bassin carbonifère de Morlaix.

Ce bassin s'inscrit dans un trait structural majeur du Nord-Ouest du Massif armoricain (Cabanis *et al.*, 1979). Il sépare le domaine cadomien du Petit Trégor (Autran *et al.*, 1979) et le domaine exotique varisque du Léon (Le Corre *et al.*, 1989).

Les formations paléozoïques sous-jacentes sont essentiellement siluro-dévoniennes et sont en contact anormal, aussi bien avec les formations volcanoclastiques briovériennes du Petit Trégor, qu'avec les formations métamorphiques varisques du Léon. Elles s'apparentent aux formations du même âge du centre-ouest breton qui constituent le soubassement du bassin carbonifère central. Elles correspondent à une sédimentation de plate-forme, plus ou moins stable (Guillocheau et Rolet, 1982). L'interruption de la sédimentation entre le Dévonien inférieur et le Tournaisien pourrait témoigner d'un épisode tectonique précoce (phase bretonne).

Quoi qu'il en soit, au Tournaisien, tout le domaine ouest-breton est en régime d'extension crustale. À ce processus, sont associées l'ouverture du bassin de Morlaix et la mise en place, datée autour de 350 Ma, du magmatisme tholéiitique du Petit Trégor : gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, métadolérites de Barnenez et amphibolites de Plestin.

La tectonique varisque de type « transpressive » est associée au fonctionnement du cisaillement nord-armoricain et à la mise en place des massifs de granite de Saint-Renan (Léon) et de Plouaret (Trégor) datée autour de 330 Ma. Elle provoque, en régime décro-chevauchant dextre, la déformation des unités paléozoïques du bassin de Morlaix et de son soubassement siluro-dévonien, dont l'intensité augmente vers les massifs de granite et vers le cisaillement nord-armoricain.

Cette tectonique apparaît aussi responsable de la déformation des unités briovériennes du Petit Trégor, voire de la partie ouest du Trégor, qui ne semblent pas affectées, de manière notable, par la tectonique cadomienne.

Cependant, il est difficile de fixer l'âge des accidents trégorrois :

- il est clair que l'accident Beauport–Trédrez et son prolongement dans le Petit Trégor, à composante inverse, qui juxtapose le domaine briovérien et le domaine paléozoïque est d'âge essentiellement varisque ;
- il est, au contraire, probable que l'accident Lézardrieux–Locquémeau soit un des cisaillements responsables de l'empilement tectonique cadomien, juxtaposant le Batholite nord-trégorrois à l'unité de Paimpol.

NB : cette dernière remarque pourrait expliquer une incohérence cartographique apparente, dans l'Ouest du Trégor, où un des isogrades du métamorphisme régional recoupe l'accident Lézardrieux–Locquémeau. Cette relation n'est possible que si le métamorphisme (probablement hercynien) est postérieur à l'accident (sans doute cadomien).

La tectonique varisque, enfin, est scellée par les massifs de granites du Yaudet et de Ploumanac'h, dont la mise en place est datée autour de 300 Ma.

ÉVOLUTION RÉCENTE

En l'absence de dépôts d'âge correspondant, à l'exception des sédiments estuariens « *pro-parte* » pliocènes, l'évolution méso-cénozoïque de cette partie du Massif armoricain est très mal connue. Il semble acquis que l'essentiel de la fracturation du massif est inscrit dès la fin de l'histoire varisque. Il en est ainsi des principaux accidents qui affectent le massif selon des orientations moyennes N160°E et N30°E, dont le plus important le traverse depuis la baie de Saint-Brieuc jusqu'à la région nantaise. Ces accidents ont très probablement rejoué au cours du Mésozoïque, au moment de l'ouverture du golfe de Gascogne et du graben de la Manche (Garreau, 1977). Au cours du Cénozoïque, ils ont guidé ou piégé de nombreux petits bassins associés à l'extension éocène-oligocène, dont en Bretagne occidentale le bassin de Concarneau-Quimper.

La morphologie actuelle du Massif armoricain suggère que cette activité s'est prolongée jusqu'à une époque récente, et, qu'aujourd'hui encore, des ajustements se poursuivent. Ainsi, de part et d'autre de l'accident de la baie de Saint-Brieuc, les blocs ouest et centre-bretons ont des comportements différentiels en « touches de piano » : affaissement du bloc central et soulèvement du bloc ouest. En outre, dans ce dernier, l'examen de la pente des altitudes de la côte nord à la côte sud et la différence des profondeurs d'incision des vallées actuelles entre les deux côtes, suggèrent un mouvement de basculement de ce bloc, relevant le rebord nord et abaissant le rebord sud.

Ce mouvement serait confirmé par la différence d'altitude (une trentaine de mètres) des dépôts pliocènes entre la côte nord (dépôts de Pont-Rouz, à l'Est de Lannion) et la côte sud (dépôts de Toulven, au Sud de Quimper).

Enfin, l'existence d'une séismicité faible et diffuse en Bretagne (séisme récent de Bégard, sur la feuille Lannion, par exemple) corrobore la pérennité de ces mouvements tectoniques.

GÉOMORPHOLOGIE RÉGIONALE

PLATEAUX

Le relief de la région est surtout caractérisé par un ensemble de plateaux plus ou moins disséqués et quelques buttes ou crêtes, armées généralement par des filons de quartz ou des bancs de quartzite. Ces plateaux accidentés de cuvettes humides dérivent de la surface d'érosion éocène qui se retrouve tout le long de la côte bretonne. Largement développés sur le substratum granitique et métamorphique au Nord et à l'Ouest de Lannion (plateaux de Trézény, Servel et Trédez), ils s'étendent sur tout le massif granitique de Plouaret qui occupe le centre de la région (Garreau, 1978). Les plateaux

s'abaissent régulièrement de quelque 130 m au Sud (crêtes à 142 m à l'Ouest et à l'Est de Plouaret) jusqu'à 100 m à l'Ouest de Trézény. Au Sud de la carte, un gradin tectonique irrégulier de 20 à 40 m de dénivelée domine, autour de Plufur et du Vieux-Marché, l'ensemble de la région (fig. 17).

Les vallées, profondément encaissées du réseau hydrographique principal, ont un tracé guidé par des failles de direction : N170°E (dominante), N70 à 90°E (ria du léguer) et N120° à 140°E, dont la combinaison aboutit au tracé « en baïonnette » du Léguer au Sud de Buhulien, du Roudour (orientation N10° à 45°E) et du Dour Elego (orientation N120° à 130°E) entre Keraudy et Plufur. Plusieurs petits bassins, situés dans des dépressions peu accentuées, caractérisent le plateau de Plouaret. Le plus vaste est celui de Prat, au Sud du bourg, qui montre un réseau adapté, vers le Nord, à la structure en diaclases circulaires du massif granitique. Cette structure, tranchée par la surface d'érosion, a facilité l'hydrolise de la roche et la formation d'une vaste ellipse d'altérite dans laquelle s'est installée la grande cuvette de Bégard, en cours de déblaiement par le réseau hydrographique. Cette morphologie particulière indique une reprise d'érosion récente dans les limons et argiles qui ont comblé des dépressions ou alvéoles préexistantes lors de la dernière période de climat périglaciaire (Würm), entre 80 000 et 10 000 ans B.P.

Au Nord de la ria du Léguer (fig. 18 en dépliant), un niveau d'érosion littoral marque le plateau vers 80 m au Beg-Léguer. Il épouse très exactement la partie septentrionale du massif granitique du Yaudet, excavé par rapport au complexe granito-gneissique cadomien du Nord-Trégor. C'est un bel exemple d'érosion différentielle perceptible dans le paysage, car marqué par une rupture de pente de quelques mètres.

CRÊTES FILONIENNES

Des hauteurs méridionales limitant la région, se détachent, vers le Nord, trois crêtes qui forment de longs reliefs cloisonnant le plateau du Trégor. Celles de Pluzunet et du Vieux-Marché sont armées par de gros filons de quartz à améthyste. Les crêtes ont entre 1 000 et 2 000 m à la base, avec 100 à 200 m de largeur au sommet et une dénivelée moyenne de 20 à 50 m au-dessus du plateau. Le système filonien de Pluzunet (la crête, ici, est armée par trois filons parallèles) a une orientation N15°E, et celui du Vieux-Marché, N170° à 180°E. Ces deux crêtes encadrent la vallée du Léguer. À l'Ouest, une large crête d'interfluve s'avance de Plouaret à Keraudy, culminant à 142 m. On a affaire à un système, orienté N160° à 170°E, de fractures silicifiées et de petits filons de quartz, qui se prolonge au Nord par un important champ filonien de quartz, que l'on suit jusqu'à Trébeurden par Ploumilliau et Trédrez. Ces reliefs résiduels montrent tous une rupture de pente entre 120 et 140 m, alignée selon la direction N130°E du versant septentrional du

plateau de Bégard (147 m dans le bourg) de part et d'autre de la vallée de Guénézan, au Sud-Est. Plus au Nord, vers 120 m puis 110 m, les sommets des crêtes témoignent de l'extension de la surface originelle au-dessus du niveau d'aplanissement dégradé actuel à 90 ou 100 m.

Si l'on peut suivre jusqu'à Servel le grand filon du Vieux-Marché, à peu près continu sur 20 km, d'autres filons, sur des distances plus courtes (quelques kilomètres) arment des buttes allongées de direction subméri-dienne : filons de Saint-Michel-en-Grève à Locquémeau, de l'Étoile à l'Ouest de Mantallot ou de Rubleizic entre Prat et Coatacorn.

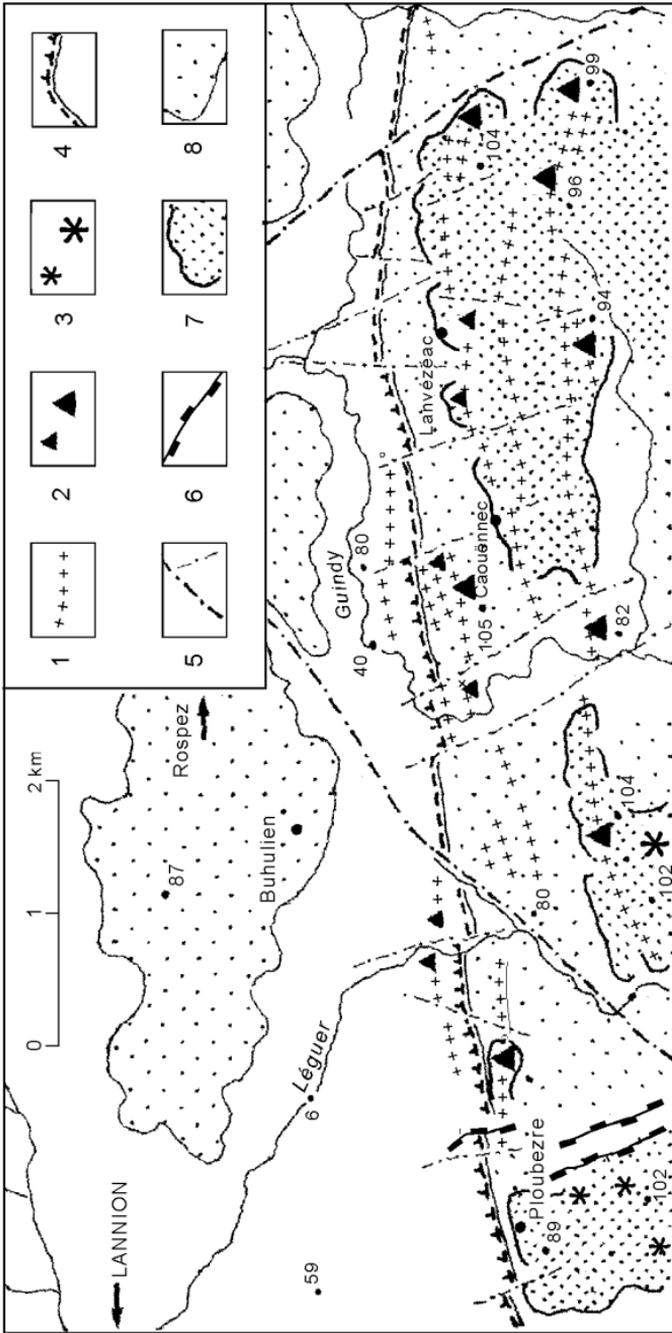
CRÊTES ET BUTTES DE QUARTZITE

La bordure septentrionale du massif granitique de Plouaret, de Ploubezre à Caouënnec-Lanvézéac est caractérisée par une série de crêtes et de buttes alignées sur 9 km d'Ouest en Est, parfois en trois rangées sur 2 km de large autour de Caouënnec (fig. 19). Il s'agit de bancs de quartzite très résistants inclus dans le granite, ou précédant, au Nord, la limite du massif. Les bancs de quartzite ont été découpés et décrochés par des failles orthogonales sub-méridiennes responsables du morcellement actuel en buttes et crêtes. La majorité d'entre elles, culminant entre 100 et 110 m, sont des témoins de la surface éocène. Les plus basses (70 à 90 m au Nord et vers Ploubezre), proches de l'escarpement qui limite les granites, appartiennent à un niveau d'érosion plus récent, développé autour du Beg Léguer et dans la dépression de Lannion à La Roche-Derrien.

À l'Ouest, de Plufur à Plouzélambre, un banc de quartzite, de quelques mètres de large, serpente à l'intérieur du granite, à proximité de sa bordure, donnant une série de petites crêtes exploitées en carrière et culminant entre 80 et 100 m. Hors du granite, vers l'Ouest, jusqu'à la baie de Saint-Michel-en-Grève, de nombreux bancs de quartzite, d'orientation généralement NE-SW, arment plusieurs crêtes ou ressauts vers 90 à 100 m autour de Tréduder.

DÉPRESSION DE LANNION À LA ROCHE-DERRIEN

L'extrémité occidentale du couloir topographique et tectonique, qui, de Lannion, mène à la baie de Saint-Brieuc, est un pays de basses collines aux sommets aplanis, culminant, près de Quemperven, à 91 m (80 m vers Lannion et 65 m au Nord de La Roche-Derrien). Creusée par l'érosion dans des formations schisteuses volcano-sédimentaires et métamorphiques, elle présente des bordures escarpées commandées par des failles formant au Nord, à l'Ouest et au Sud, les trois côtés d'un long quadrilatère ouvert à l'Est et large de quelques kilomètres. Le versant occidental est un escarpement de



1 - Bandes de quartzite formant les crêtes
 2 - Grandes et petites buttes de quartzite
 3 - Grandes et petites buttes de granite
 4 - Limite septentrionale du massif granitique de Plouaret (avec barboles : escarpement)
 5 - Failles limitant et morcelant les crêtes
 6 - Filon de quartz formant les crêtes
 7 - Surface d'aplatissement à 100 m d'altitude moyenne
 8 - Surface d'érosion inférieure, vers 80 m d'altitude moyenne

Fig. 19 - Crêtes et buttes de Caouënnec

ligne de faille orienté N170°E, de 90 m de dénivelée, avec des pentes très fortes dominant Lannion et le Léguer. Il recoupe les structures du plateau de Ploulec'h orientées autour de N80°E. De Lannion à Camlez, les escarpements, surplombant la dépression d'une cinquantaine de mètres, coïncident avec la limite du complexe granito-gneissique du Nord-Trégor, marquée par la longue bande du granite de Trézény et les accidents de la carrière de Kérangal : filons de quartz et ultramylonites qui arment, en cet endroit, les versants (fig. 18 en dépliant).

Les photos aériennes permettent de repérer, en avant des escarpements, une longue faille orientée N80°E, qui court de Lannion à Pont-Losquet, au Nord-Ouest de La Roche-Derrien. Elle guide le cours du ruisseau de Saint-Marc, à Lannion et la vallée du Guindy, entre Lanmérin et Pont-Losquet.

La bordure méridionale de la dépression est plus accidentée, guidée dans son tracé par la grande faille du Trégorrois (N70° à 90°E). L'escarpement, généralement d'une cinquantaine de mètres de dénivelée, s'appuie sur deux unités structurales importantes recoupées par la faille : le complexe gneissique de Lanvollon, à l'Est de Quemperven, et le massif granitique de Plouaret, avec sa bordure occidentale armée par des bancs de quartzite.

Le réseau hydrographique de la dépression s'organise à partir de la baie de Lannion selon une orientation d'origine tectonique W-E, différente des directions subméridiennes des cours du Léguer, du Guindy et du Jaudy dans leur traversée du plateau de Plouaret, Tonquédec et Bégard. Aucune trace du passage de ces trois cours d'eau ne peut être trouvée sur le plateau septentrional qui s'étend de Pleumeur-Bodou à Camlez et qui est drainé vers la côte nord-ouest de Perros-Guirec. La marée remonte jusqu'à Lannion et La Roche-Derrien. Les rias du Léguer et du Jaudy, qui s'encaissent très profondément par de grands méandres dans les plateaux, coulent à des altitudes plus basses que le Guindy. Ce dernier développe largement son réseau hydrographique dans la dépression entre Rospez et Quemperven à 30 ou 40 m en moyenne au-dessus des deux autres fleuves. À la même latitude, sous Kérespenn en Lanmérin, le Guindy est 25 m plus haut que le Léguer. Cette différence d'altitude se retrouve au Sud-Est de la région avec le Jaudy à Kerprigent (110 m), le Léguer près de Trégrom (50 m) et le Guindy au Sud de Botlézan à 140 m ! Le Guindy appartient au réseau du Jaudy avec lequel il conflue à Tréguier. Il paraît menacé de capture par ce dernier à Pont-Losquet où le ruisseau de Langoat, suivant une faille N130°E, a sa tête de source située à 250 m et 3 m plus haut que le Guindy (22 m).

Le seuil de Buhulien (fig. 18 en dépliant), à 69 m, sépare, sur 400 m, les réseaux hydrographiques du Léguer, à 10 m et du Guindy, à 50 m à la même latitude. Les deux cours d'eau, aux cours méridiens et parallèles séparés par moins de 2 km, s'écartent brusquement par des virages à angle droit se dirigeant,

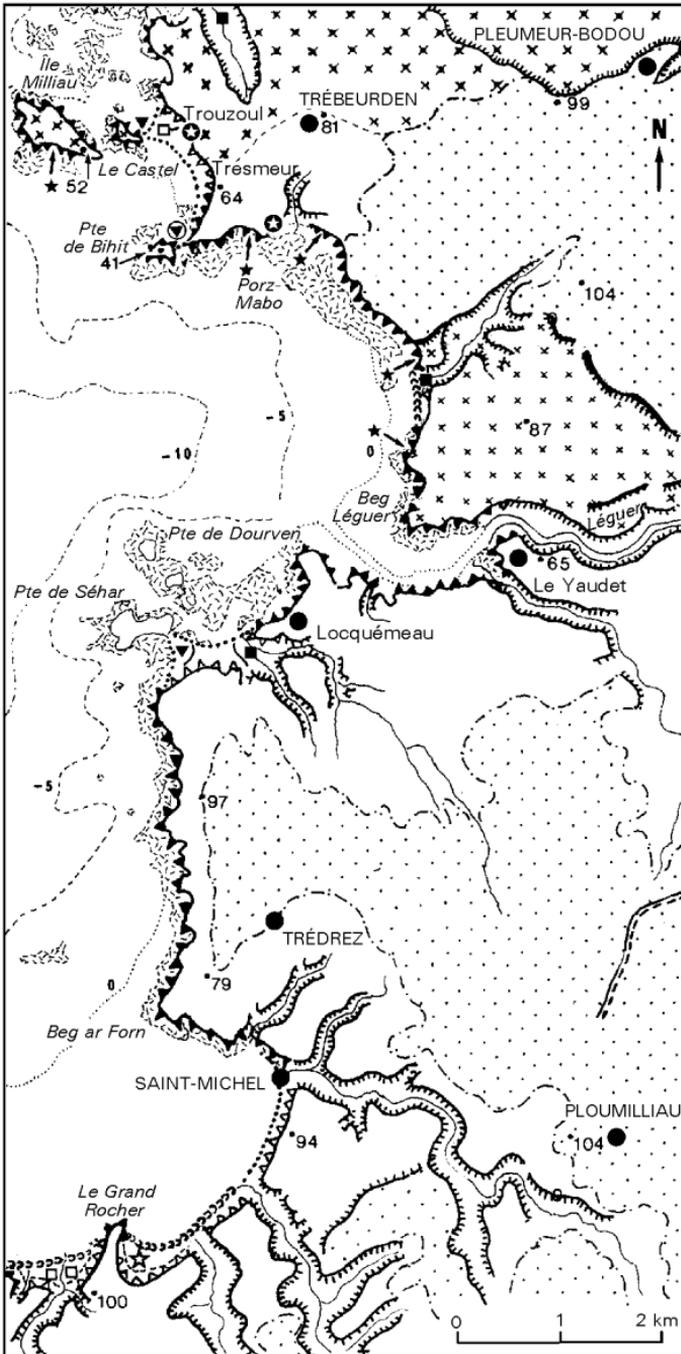


Fig. 20 - Esquisse géologique du littoral

-  Falaise vive
-  Falaise morte
-  Courbes de niveau sous-marines et platier rocheux
-  Cordon de galets (Flandrien)
-  Cordon dunaire résiduel (Flandrien)
-  Massif dunaire dégradé (érosion anthropique) (Flandrien)
-  Dune résiduelle (Émien)
-  Tombolo double (Flandrien)
-  Tombolo (Émien) et pédoncule de la pointe de Bihit
-  Emplacement de plage ancienne
-  Marais maritime
-  Marais maritime ensablé et drainé
-  Escarpement et vallée encaissée
-  Surface d'aplanissement à 90-100 mètres
-  Granite du Yaudet excavé (Beg Léguer)
-  Granite de Ploumanac'h excavé (Trébeurden, Pleumeur-Bodou)

l'un, vers la baie de Lannion et l'autre, vers l'estuaire du Jaudy au Nord-Est du Trégor. Plus au Sud, il y a là une possibilité de capture future du Guindy par le ruisseau de Buhulien, affluent du Léguer. On peut aussi envisager une capture ancienne du Guindy, alors affluent du Léguer, par le Jaudy.

LITTORAL

À l'Ouest, en bordure de la baie de Lannion (fig. 20), les plateaux arrivent partout en contact avec la mer qu'ils dominent généralement de 90 à 100 m, perdant un peu d'altitude dans Trébeurden et à l'embouchure du Léguer : Pointe de Servel et Beg Léguer au Nord, Locquémeau, Pointe du Dourven et Yaudet au Sud. Il s'agit d'une côte à falaise où escarpements à landes et pelouses et abrupts verticaux ont entre 50 et 80 m d'altitude. Ces falaises sont vives de la Pointe de Bihit en Trébeurden jusqu'à Locquémeau ainsi qu'à l'île Milliau et de la Pointe de Séhar à Saint-Michel-en-Grève. Un plattier rocheux, encombré de blocs vers le pied de la falaise, témoigne de l'érosion marine actuelle (transgression flandrienne). Assez étroit au pied du plateau de Trédrez (50 à 100 m de large), il est plus développé (100 à 200 m) et ensablé en baie de Locquémeau ainsi qu'entre la Pointe de Bihit et Porz-Mabo. Récifs et îles l'accidentent devant Trébeurden (démantèlement de la partie littorale du massif granitique de Ploumanac'h) et au Nord de la Pointe de Séhar (roches métamorphiques). Il y a aussi des falaises protégées de l'attaque marine actuelle par de minces et fragiles cordons de galets ou de dunes limitant parfois de très petites dépressions littorales humides. Ainsi en est-il du quartier résidentiel de Trozoul en Trébeurden, en particulier du jardin public, les maisons bâties sur la dune s'appuyant sur la falaise morte. Même phénomène au bas de Locquémeau où la falaise morte de Pen-ar-Roz est protégée par le double tombolo de la Pointe de Séhar et de part et d'autre du Grand Rocher à Pont-ar-Yar et à Saint-Efflam où la route consolide ou remplace le cordon protégeant la falaise ancienne. Ces structures témoignent, comme les précédentes, d'un façonnement du littoral, au cours de l'interglaciaire Riss-Wurm, par la transgression marine de l'Éémien qui a édifié le tombolo de l'isthme de la Pointe de Bihit. L'ancienneté du littoral est aussi attestée par quelques résidus de plages anciennes de sable ou de galets conservés dans des anfractuosités des falaises vives, juste au-dessus du niveau actuel des hautes mers. Des reliques de massif dunaire en Trébeurden, Trouzoul, Tresmeur et Porz-Mabo, pourraient appartenir à l'Éémien. Celles du Beg Léguer et du Grand Rocher en Saint-Michel-en-Grève sont sans doute flandriennes.

Des estrans sableux se sont développés parmi les écueils de part et d'autre de l'embouchure du Léguer, mais prennent surtout un développement considérable en baie de Saint-Michel, formant la grande plage plane de la lieue de Grève qui découvre de 2 km et s'étend sur 4,5 km depuis Beg-ar-

Forn jusqu'à Plestin-les-Grèves en dehors de la carte. Des sédiments marins vaseux occupent la ria du Léguer, du Yaudet à Lannion et celle du Jaudy jusqu'à La Roche-Derrien où un petit schorre, transformé en polder, s'est développé au Nord de l'agglomération, sur la rive occidentale du cours d'eau.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Deux types de dispositif sont utilisés pour capter les eaux souterraines : le puits traditionnel, foncé à faible profondeur (une dizaine de mètres) et le forage, qui permet d'atteindre une centaine de mètres de profondeur.

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 m³/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 de l'ordre de 100 à 600 m³.

Sur la feuille Lannion, quatre captages de ce type restent en exploitation pour l'adduction d'eau potable (tableau ci-dessous) :

Commune	Lieu-dit	Syndicat d'exploitation	Profondeur (m)	Diamètre (m)	Géologie	Débit/an (m ³)	Teneur en nitrates (mg/l)
Caouënnec	Kerléo	Kreis-Leguer	7,2	2	Limon et arène granitique	30 000	50 à 60
Ploubezre	Kéranglas	Commune	8,5	3	Contact granite et quartzites	73 000	55 à 65
Ploulec'h	Le Bourg	Léguer	5,5	2	Limon et arène granitique	120 000	40 à 50
Rospéz	Crech Quiniou	Kreis-Tréguer	7	2	Volcanites du trégor	100 000	20 à 40

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- d'une part, aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- d'autre part, 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.

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.

On a recensé 98 forages (tabl. 9, annexe 4) sur le territoire de la feuille Lannion pour lesquels on possède les renseignements suivants : géologie, profondeur et débit en fin de foration, résumés dans le tableau ci-dessous.

Géologie	Carte Lannion			Département 22		
	Effectif	Moyenne débit (m ³ /h)	Moyenne profondeur (m)	Effectif	Moyenne débit (m ³ /h)	Moyenne profondeur (m)
Schistes et grès briovériens	4	11,9	44	387	8,4	57
Cornéennes et micaschistes	8	10,8	50	326	12	62
Gneiss	1	0,5	55	160	9,8	65
Granites hercyniens	35	23,4	64	268	8	61
Migmatites	7	6,3	60	130	8,1	59
Roches volcaniques	35	29	60	87	29,4	55
<i>Total</i>	<i>98</i>	<i>21,3</i>	<i>59</i>	<i>1 706</i>	<i>10,3</i>	<i>60</i>

À l'échelle de la carte, la profondeur moyenne des forages est de 59 m (valeurs extrêmes : 27 et 118 m) et le débit instantané moyen est de

21,3 m³/h (valeurs extrêmes : 0,1 et 250 m³/h). Si la moyenne des profondeurs est équivalente à la moyenne des profondeurs des forages du département, la moyenne des débits est deux fois supérieure, principalement à cause du résultat des forages dans les granites hercyniens qui sont exceptionnellement bons dans le secteur de Lannion.

On remarque un contraste important entre les valeurs des moyennes des débits et des profondeurs selon la nature géologique des terrains traversés par les ouvrages : pour les débits de 6,3 m³/h (migmatites) à 29 m³/h (roches volcaniques) et pour les profondeurs de 44 m (schistes et grès briovériens) à 64 m (granites hercyniens).

Il faut noter les excellents résultats des forages implantés dans les roches volcaniques, aussi bien sur le territoire de la carte que sur celui du département. Ces formations géologiques, outre le fait qu'elles sont fortement fracturées, possèdent une perméabilité intrinsèque importante liée à un phénomène de dégazage lors de leur épanchement en surface, et, ce, tout particulièrement pour les laves en coussins et bréchiques : la quantité des vésicules peut représenter entre 30 et 50 % du volume de la roche dans les coulées à coussins.

Huit forages contribuent à l'alimentation en eau potable de la région de Lannion ; ils sont implantés soit dans des roches volcaniques, soit, dans du granite hercynien, ou au contact granite/encaissant. Ils atteignent ou dépassent les 60 m de profondeur. Généralement, les teneurs en nitrates sont faibles, comme le montre le tableau ci-dessous.

Commune	Lieu-dit	Syndicat d'exploitation	Profondeur (m)	Diamètre (m)	Géologie	Débit/an (m ³)	Teneur en nitrates (mg/l)
Caouënnec	Kerléo (1 forage)	Kreis-Leguier	100	250	Granite hercynien	< 100 000	< 5
Minihy-Tréguier	Kernévec (3 forages)	Kernévec	60 68 90	250 320 300	Roches volcaniques	≤ 360 000	35 à 45
Ploumilliau	Kertanguy (1 forage)	Commune	80	300	Contact granite et schistes métamorphiques	60 000	< 10
Rospéz	L'Hôpital (3 forages)	Kreis-Tréguier	66 60 100	167 175 100	Roches volcaniques	137 000	0 à 20

Qualités chimiques des eaux

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le demeure à l'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. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précautions, de même que les puits en général 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 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.

Cependant, il faut noter que les eaux des spilites de Paimpol et de l'Armorique se distinguent par un pH plus élevé ($\text{pH} > 7$) et des teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} supérieures aux autres eaux du socle (A. Carn, 1983).

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 rendre un traitement indispensable.

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 biochimiques, 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. Quelle qu'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 temps nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer, ne l'est pas, mais ce dernier 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).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les occurrences métallifères de la feuille Lannion sont, dans l'ensemble, de découverte assez récente (Mulot, 1971 ; Pierrot *et al.*, 1975 ; Chauris, 1986, 1987, 1989a et b ; Chauris *et al.*, 1976, 1983a et b) ; dans la plupart des cas, leur reconnaissance est encore loin d'être achevée. Dans la mesure du possible, des données succinctes, présentées ici, sont rapportées aux différents métallotectes régionaux.

Minéralisations dans les formations volcano-sédimentaires briovériennes

C'est dans la Formation de Lannion que se rencontrent les principales occurrences métallifères du district de la baie de Lannion (Chauris *et al.*, 1976 ; Chauris, 1986) (fig. 20).

Lits pyriteux interstratifiés

Sur l'estran, situé au pied des falaises de Trédrez, de part et d'autre de la pointe de Ber-ar-Neon, d'importantes concentrations de sulfures de fer ont été mises en évidence dans des niveaux siliceux noirâtres interstratifiés, à grain très fin, à texture rubanée, de plusieurs mètres de puissance.

La teneur en quartz des bancs siliceux est élevée ($\text{SiO}_2 > 72\%$) ; la teneur en baryum, relativement forte ($\text{Ba} > 1\,700\text{ ppm}$). La teinte noire est due à la présence de matière organique cryptocristalline associée à un peu de graphite en plages flexueuses. Ces niveaux noirâtres sont constellés de pyrite millimétrique disposée parallèlement au litage sédimentaire. Souvent, la pyrite devient très abondante et se concentre dans des couches centimétriques à décimétriques. La teneur en fer s'élève fortement ($\text{Fe} = 15,7\%$) ; par contre, les teneurs en manganèse et en titane sont très faibles ($\text{MnO} = 0,03\%$; $\text{TiO}_2 = 0,05\%$). La pyrite se présente en petits cristaux et en grains arrondis ; elle renferme des inclusions de pyrrhotite avec flammèches de pentlandite, de chalcopyrite et de blende qui peut être aussi indépendante. La marcasite apparaît en petits cristaux automorphes.

Les dépôts sont indubitablement en relation avec les émanations hydrothermales associées au volcanisme briovérien. Toutefois, le métamorphisme régional ainsi que, vraisemblablement, le métamorphisme de contact par le granite du Yaudet, tout proche, ont dû provoquer des modifications dans la texture et la paragenèse.

Lentilles interstratifiées à magnétite massive

Aux environs de Kerham, au Nord des lits pyriteux de Beg-ar-Neon, des lentilles de magnétite (jusqu'à près de 20 cm de puissance) sont interstratifiées dans le complexe volcano-sédimentaire exposé sur l'estran.

Les lentilles sont essentiellement constituées par de la magnétite massive, accompagnée par un peu d'amphibole (pléochroïsme du bleu-vert au brun-vert) et de pyrite avec fines inclusions de chalcopryrite. La teneur en fer est élevée (Fe = 55,7 %) ; la magnétite n'est pas titanifère.

L'encaissant des lentilles est formé par une amphibolite (amphibole pléochroïque du bleu-vert au brun-vert, identique à celle des lentilles, accompagnée localement d'épidote), avec magnétite disséminée (à inclusions de chalcopryrite), souvent cimentée par de la pyrite qui est également indépendante ; un peu de marcasite apparaît en association intime avec la pyrite.

À proximité des lentilles apparaissent des masses indépendantes, presque monominérales (dépourvues de magnétite, mais avec un peu d'épidote), constituées par la même amphibole (du groupe de l'actinote) qui forme ici des cristaux centimétriques caractérisés par une faible teneur en Al et de fortes teneurs en Fe, Mg et Ca ($Al_2O_3 = 6,2 \%$; $Fe_2O_3 = 16,7 \%$; $MgO = 11,9 \%$; $CaO = 13,10 \%$). À titre d'hypothèse, la minéralisation ferrifère de Kerham est rapportée au type skarn.

Skarns à sulfures

Sur la grève de Notigou, à proximité du granite du Yaudet, quelques niveaux carbonatés de la Formation de Locquirec sont transformés en skarns à grain très fin, avec diopside, grossulaire, sphène,...

La teneur en CaO est supérieure à 14 %. La minéralisation reste toujours sporadique : pyrrhotite en agrégats cristallins disséminés ; blende en plages ou en inclusions ; arsénopyrite, généralement indépendante ; löllingite ($FeAs_2$) au cœur des plages d'arsénopyrite ; scheelite ; chalcopryrite en exsolution dans le blende ; pyrite ; marcasite ; nickelite (NiAs). Quelques éléments en traces présentent des teneurs relativement élevées : As = 953 ppm, Ni = 234 ppm, Cr = 657 ppm.

Lentilles quartzo-chloritiques à blende et galène

Sur l'estran de Kerham (falaise de Trédrez) affleure, une zone d'environ deux mètres de large, suivie en direction sur plusieurs dizaines de mètres, caractérisée par de nombreuses veinules de quartz glandulaires.

Les lentilles quartzieuses, de quelques centimètres à plus de 20 centimètres de puissance, sont disposées parallèlement à la foliation des schistes encaissants. Le quartz, légèrement gras, est associé à de la chlorite. La blende forme des plages millimétriques, disséminées dans la gangue ou associées à la galène et à la chalcopryrite. La galène se présente également en plages millimétriques, ou en inclusions dans la pyrite. La pyrite, avec inclusions de pyrrhotite, apparaît en plages disséminées de quelques millimètres. La chalcopryrite est souvent incluse dans la blende et la pyrite. On note également un peu de magnétite, de rutile et d'ilménite.

L'origine de la minéralisation reste délicate à préciser. L'association quartz-chlorite ferait penser à des processus de sécrétion latérale. L'apparition d'une paragenèse de type BGPC pourrait peut-être suggérer la superposition d'émanations hydrothermales.

Minéralisations polymétalliques dans les formations paléozoïques

Une minéralisation complexe diffuse a été observée dans les quartzites et les niveaux schisteux métamorphiques à grenat de la carrière de Belle-Roche près de Saint-Michel-en-Grève (Pierrot *et al.*, 1975 ; Chauris, 1986).

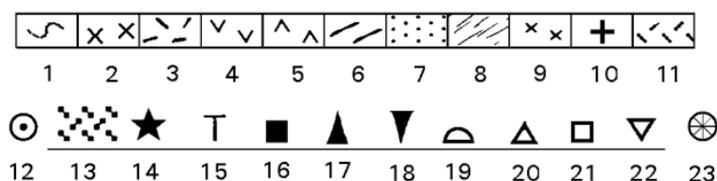
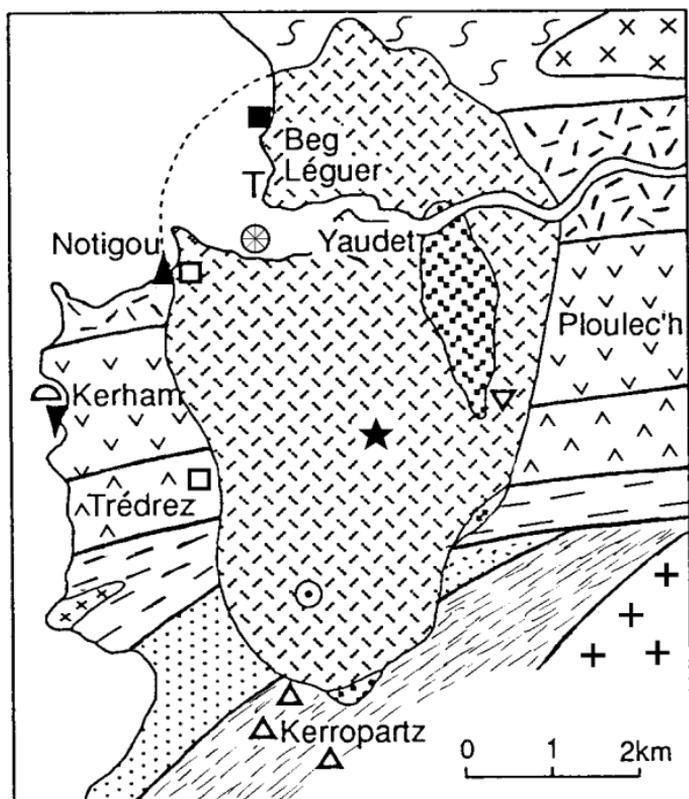
La cassitérite, relativement fréquente, est associée à la pyrite. La stannite ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$), rare, forme de fines inclusions lenticulaires dans la pyrite. Le bismuth natif se présente en très petites inclusions dans la chalcopryrite. La molybdénite apparaît en lamelles indépendantes dans le quartz ; elle a été notée également dans les agrégats pyriteux et en association avec la chalcopryrite. L'arsénopyrite est en plages indépendantes dans la gangue.

Pyrite, chalcopryrite et blende sont les minéraux dominants. La pyrite est massive, grenue, en agrégats polycristallins ou en cristaux millimétriques sub-automorphes ; elle renferme de petites plages de pyrrotite. La chalcopryrite se présente en plages xénomorphes, indépendantes ou associées à la pyrite ; elle contient de fines lamelles de mackinawite et plus rarement de cubanite ; elle est fréquemment altérée en covellite et, parfois, en digénite. La blende est massive, granuleuse, en mouches imprégnant la gangue ; elle admet des exsolutions de chalcopryrite et de pyrrotite ; elle est parfois en étoiles dans la chalcopryrite. La galène très rare, forme des inclusions arrondies dans la blende. La marcasite, rare, apparaît en fins cristaux en bordure de quelques plages de blende.

La minéralisation disséminée de la carrière de Belle-Roche pourrait être la conséquence d'une concentration par les circulations hydrothermales en relation avec les intrusions granitiques. La présence locale de gros grenats atteste l'influence, au moins thermique, du granite.

Occurrences pneumatolytiques, associées au granite du Yaudet

La greisenisation est rare dans le granite du Yaudet : à ce jour, un seul indice de greisen a été mis en évidence à la bordure septentrionale du massif, près de Goas Lagorn. Géochimiquement, ce greisen se caractérise par des teneurs déjà anormales en Sn (115 ppm), W (80), Bi (18), Mo (13) et Cu (146). Par contre, la tourmalinisation est localement intense ; à Beg-Léguer, elle est essentiellement liée au jeu du système des failles du Trégorrois,



- 1 - Orthogneiss de Trébeurden ; 2 - Batholite nord-trégorrois ; 3 - Formation de Locquirec ; 4 - Formation de Lannion ; 5 - Formation de Paimpol ; 6 - Formation de Plestin-Buhulien ; 7 - Grès et schistes de St-Michel-en-Grève ; 8 - Schistes et quartzites de Ploumilliau ; 9 - Granitoïdes de Beg-ar-Forn ; 10 - Granite de Plouaret ; **Pluton du Yaudet (11 à 13) :** 11 - Granite porphyroïde ; 12 - Endogranite de Ponchoumein ; 13 - Endogranite central et injections marginales ; 14 - Tourmalinites ; 15 - Quartz à wolframite, scheelite, molybdénite ; 16 - Quartz à molybdénite ; 17 - Skarn à sulfures et scheelite ; 18 - Skarn à magnétite ; 19 - Quartz, chlorite + BGPC ; 20 - Uranium ; 21 - Plomb ; 22 - Cuivre ; 23 - Kaolin (voir texte)

Fig. 21 - Granite du Yaudet et minéralisations environnantes

plus rarement aux cassures subméridiennes ; la tourmaline appartient ici au type schorlité avec une tendance dravitique ($Fe/Mg = 4,97$).

Dans la carrière Christ, le granite porphyroïde du Yaudet est recoupé par des filonnets minéralisés : tourmaline noire, en cristaux cannelés, à tendance bacillaire, de plusieurs centimètres de long ; muscovite en lames ; quartz gras ; wolframite en cristaux trapus, centimétriques, parfois altérés en scheelite (recouvrements pelliculaires et imprégnations) ; molybdénite en nombreuses lamelles, de 1 à 5 mm, disséminées ; chalcopryrite, parfois transformée en covellite, en plages millimétriques à centimétriques, très abondantes ; arsénopyrite et pyrite, sporadiques. Tous ces minéraux sont associés dans les filonnets ; certains d'entre eux, en particulier la tourmaline, l'arsénopyrite, la chalcopryrite, la scheelite,... se sont également développés dans les épontes granitiques. La transition progressive entre structure filonienne et granite encaissant souligne l'ampleur des processus métasomatiques. La scheelite se présente aussi en cristaux octaédriques, centimétriques, dans des druses du granite, tapissées de cristaux de quartz (Chauris, 1987) (fig. 21). Par ailleurs, des filons de quartz avec molybdénite en petites lamelles flexueuses disséminées, ont été également reconnus à Beg-Léguer.

Antérieurement à la découverte de ces minéralisations en place, wolframite, scheelite et arsénopyrite avaient été décelés en prospection alluvionnaire (Guigues et Devismes, 1969) (fig. 9). La répartition de ces indices dans l'endogranite central, et surtout à proximité de l'intrusion granitique marginale au Sud-Est du massif, suggère le rattachement des occurrences aux émanations liées aux injections magmatiques tardives, soit à ces granites eux-mêmes, soit, plus probablement, à leurs différenciations non encore reconnues à l'affleurement (endogranites cachés).

Au total, la différenciation magmatique assez faible des granites affleurant dans le pluton du Yaudet, la faiblesse de la greisenisation, la rareté de la cassitérite (non observée en place), l'association de la minéralisation en wolframite, molybdénite, chalcopryrite avec des tourmalinites fissurales, la position de la principale occurrence connue à ce jour (carrière Christ) approximativement au centre de l'anomalie gravimétrique négative, incitent à penser que la source majeure du tungstène, du molybdène et du cuivre est à rechercher dans des endogranites, plus différenciés, encore cachés.

Minéralisations hydrothermales diverses

De nombreuses occurrences filoniennes hydrothermales, de paragenèses variées, sont en liaison spatiale avec le grand massif granitique de Plouaret ; par contre, les indices en relation spatiale avec le petit pluton du Yaudet restent sporadiques.

Massif de Plouaret

Les *paragenèses arsénifères* sont rares. Elles donnent lieu à quelques concentrations vers les bordures tectonisées méridionale : linéament médio-armoricain (feuille Belle-Isle-en-Terre) avec l'indice de Kerhuel (filon de quartz avec arsénopyrite massif et mouches de galène) et septentrionale : failles du Trégorrois (feuille Lannion) avec l'indice de Traou Ru (filon de quartz avec amas d'arsénopyrite et pyrite ; ces deux minéraux ont aussi cristallisé dans les schistes graphitiques encaissants, avec chalcopyrite, cubanite, mackinawite et pyrrhotite).

Quelques *indices plombo-zincifères* offrent une répartition péri-batholitique externe ou interne. Le filon quartzeux subméridien, qui s'allonge sur plusieurs kilomètres dans la partie nord du massif et au-delà, est minéralisé près de la chapelle Saint-Herbot. L'indice a été découvert à la faveur de fouilles, lors des recherches uranifères (Mulot, 1971). La galène massive se concentre au toit d'un filon de silice rouge avec dépôt ultérieur de quartz enfumé et améthyste, à pendage ouest, encaissé dans des schistes broyés. Elle se présente en très gros cristaux cataclasés, avec inclusions de blende qui forme également des encroûtements dans ses fissures. La pyrite est disséminée dans les deux sulfures ; la marcasite est en fins cristaux dans les fissures de la galène. À Penn ar Vouillen, un filon quartzo-barytique de 1 à 2 m de puissance, orienté N75°E, recoupe le granite de Plouaret à proximité de sa bordure (Mulot, 1971). La minéralisation, associée à la barytine massive en veines décimétriques dans le quartz, comprend : galène, dominante, en gros cubes, localement altérée selon les clivages en anglésite et cérusite ; blende très claire ; pyrite ; marcasite ; bravoïte $[(Ni, Fe)S_2]$ en cristaux automorphes disséminés. Les prospections du BRGM (Guigues et Devismes, 1969) ont mis également en évidence plusieurs indices alluvionnaires de galène et/ou de pyromorphite vers les bordures du pluton, aux environs de Plufur, Ploubezre, Buhulien. D'autres occurrences, toujours en position péri-batholitique, citées depuis longtemps, n'ont pas été retrouvées.

Le grand filon quartzeux uranifère – surtout intra-batholitique – de Kerlogoden, est localement plombifère.

Les *formations uranifères* sont nombreuses, mais dans l'ensemble, de faible importance économique. Elles ont été reconnues entre 1954 et 1961 et appartiennent à trois types principaux (Mulot, 1971) :

– filons de quartz à pechblende. À Traou-Ru en Buhulien, dans l'auréole de contact (schistes tachetés) du massif de Plouaret, un filon de quartz à texture rubanée, orienté N-S à N20°E, est décroché dextre par des failles E-W. Le quartz automorphe est moulé par la pechblende sphérolitique, localement massive sur 6 à 8 cm, en voie de transformation en gummite. Du sélénium natif apparaît en petites plages indépendantes et en inclusions dans la pechblende. Des travaux de reconnaissance (excavation à ciel ouvert et galerie),

en 1956-1957, ont livré une petite production (minerai à une teneur de l'ordre de 3,6 ‰) ;

– filons de silice rouge bréchique à minéraux secondaires d'uranium. Le type peut être pris à Rosmeur, où la structure filonienne a été suivie sur une quarantaine de mètres par une galerie souterraine. Le filon, dont la puissance varie de 1 à 1,50 mètre, est orienté N25°W, avec un pendage de 65° au Sud-Ouest. La minéralisation comprend autunite, torbernite, uranocircite, uranotile,... (les teneurs étaient de 1,65 ‰) ;

– disséminations de minéraux secondaires d'uranium (autunite, torbernite, renardite, uranocircite,...) en imprégnations dans des granites broyés ou dans les diaclases de granites altérés. À Saint-Herbot, au-delà du massif granitique, la minéralisation est disséminée dans la salbande argileuse qui sépare le filon quartzeux de la lentille plombifère ; la présence de renardite est à rattacher à l'altération de la galène.

Les occurrences uranifères montrent une liaison préférentielle avec la fracturation qui affecte le pluton de part et d'autre du cours submérien du Léguer. Les puissants filons quartzeux sont stériles. Les occurrences sont localisées dans des fractures peu puissantes et sans continuité ; le filon de Rosmeur, avec plusieurs points minéralisés reconnus sur 600 m, reste une exception.

Silicification et kaolinisation : d'énormes filons de quartz souvent en relief, suivis sur plusieurs kilomètres, parfois dédoublés et d'une puissance atteignant plusieurs dizaines de mètres, soulignent l'ampleur des processus de silicification hydrothermale. Les filons, généralement subméridiens, sont particulièrement fréquents de part et d'autre de la vallée du Léguer. La silicification s'est effectuée aux dépens de granites broyés, avec formation de silice rouge à grain fin, à texture bréchique, de quartz blanchâtre en gros cristaux, de quartz ferrugineux brunâtre et d'améthyste. Dans quelques cas, les filons se poursuivent au-delà des limites du pluton.

La kaolinisation, liée étroitement à la silicification, s'est développée fréquemment dans les épontes granitiques sur des puissances pouvant atteindre quelques dizaines de mètres, d'où l'allure longiligne des occurrences (kaolin de crête). Elle se traduit (Sud de Keroupy) par l'augmentation des teneurs en Al_2O_3 (23,50 %) et H_2O^+ (8,60 %) et la disparition quasi totale des alcalins ($\text{K}_2\text{O} = 0,25$ % ; $\text{Na}_2\text{O} = 0$ %) et des alcalino-terreux ($\text{MgO} = 0,06$ % ; $\text{CaO} = 0$ %). Ces processus deutériques tardifs, à température modérée (silicification avec \pm kaolinisation), qui reflètent la présence de circulations hydrothermales en relation avec de grandes fractures, sont sans lien direct avec l'intrusion plutonique (Chauris et Garreau, 1983a et b).

L'améthyste a été reconnue depuis longtemps dans les filons quartzeux subméridiens qui recourent le massif granitique de Plouaret ; elle a fait l'objet des recherches inédites de B. Mulot (1971). Dans les gros filons de quartz de ce granite, la venue à améthyste occupe fréquemment la partie médiane

de la structure. Certaines zones filoniennes se font remarquer par l'intensité de la teinte violette, d'autres par la largeur des parties « améthystées ». Jusqu'à présent, les échantillons ont été recueillis dans des carrières ouvertes pour l'empierrement, en éboulis dans les landes ou remisés en bordure des parcelles lors des épierresages,... Les filons de quartz à améthyste sont souvent riches en silice rouge massive à grain fin, passant parfois à la cornaline et au quartz calcédonieux, offrant des rubanements extrêmement complexes du plus grand effet décoratif. Certains de ces filons peuvent être minéralisés en uranium et c'est d'ailleurs la prospection de cet élément qui a souvent permis d'en préciser le tracé (recherches inédites de B. Mulot).

Massif du Yaudet

Les occurrences restent rares et sans continuité (fig. 21). La galène a été observée à Notigou, en grandes plages, dans un filonnet quartzeux recoupant le granite près du contact. Ce même minéral, signalé jadis près de Kergren au Nord-Est de Trédrez, n'a pu être retrouvé. Des éboulis de quartz filonien, avec chalcopryrite, malachite et azurite, ont été recueillis à moins d'un kilomètre au Sud-Ouest de Ploulech, à faible distance des metabasites encaissantes. La stibine, décelée en alluvions par le BRGM (Guigues et Devismes, 1969) à 2 km au Sud de Ploulec'h, n'a pas encore été observée en place ; la fragilité du minéral indique une localisation très proximale ; ses relations éventuelles avec le granite du Yaudet ne sont pas prouvées. Un petit indice de kaolin hydrothermal a été découvert sur l'estran près de Poulma-Doguen, sur la rive sud de l'embouchure du Léguer, au contact d'un filon de quartz E-W intragranitique, localement riche en pyrite disséminée dans une gangue calcédonieuse gris rougeâtre, avec fantômes de carbonate silicifié.

L'analyse minéralogique du granite kaolinisé de Poulma-Doguen a montré (en %) : kaolinite (38), mica (5), quartz (36), feldspath (21).

Plusieurs occurrences uranifères ont été découvertes par MINATOME, dans des formations métamorphiques, à quelque distance de la bordure méridionale du granite du Yaudet, sans qu'on puisse assurer toutefois si ce granite a joué un rôle dans leur genèse (Kerropartz, Kerallary, Roz Logod, Kereven,...). Les porteurs de la radioactivité, qui peut dépasser 15 000 « chocs », sont représentés par l'autunite et la torbernite. À Kerropartz, le quartz est du type silice rouge – améthyste ; la pyrite est abondante.

Minéralisations associées au métamorphisme régional

Occurrences ferrifères de la pointe de Séhar

À la pointe de Séhar, des lentilles très riches en épidoïte, de puissance décimétrique, parallèles à la schistosité, présentent des veinules de magnétite irrégulièrement anastomosées. La magnétite forme également des veinules lenticulaires, centimétriques, parallèles ou obliques à la foliation des

tufs. Ces minéralisations à épidote–magnétite pourrait être en relation avec des circulations hydrothermales associées aux processus métamorphiques régionaux ou à la mise en place du granite du Yaudet.

Occurrences graphitiques de Plufur

Des fouilles ont été exécutées en 1943 par la Société minière et financière de Madagascar, près de Kerabalan, au Nord de Plufur, sur un indice de graphite. L'indice est visible dans un chemin creux situé au Sud-Est d'un ruisseau, affluent du Yar. Il consiste en veines graphitiques de 5 cm de puissance, dans un granite gneissique. À l'affleurement, la formation est affectée par un important fauchage. Le graphite se présente en fines paillettes imprégnant la roche.

Petits placers littoraux

Quelques concentrations de minéraux lourds ont été observées sur la rive orientale de la baie de Lannion. L'occurrence la plus intéressante est située sur les grèves de Porz-Mabo et de Porz Raden en Trébeurden.

Les 4 prélèvements effectués ont donné les résultats suivants. Dans les couches minéralisées de ce petit placer, le pourcentage des minéraux lourds par rapport au sable brut est très élevé (de l'ordre de 50 %). La magnétite est de loin le minéral lourd le plus abondant avec une teneur moyenne de 70 %. Nulle part, sur les côtes bretonnes, n'ont été observés de tels pourcentages. L'ilménite occupe la seconde place dans le cortège (17,6 % des minéraux lourds). Les autres espèces restent sporadiques (épidote = 6,3 % ; amphibole = 1,8 % ; grenat = 1,7 %). L'indice ZTR (zircon + tourmaline + rutile, minéraux très résistants) est très bas et souligne nettement, avec la morphoscopie de la magnétite, le caractère immature des sables. L'or, en minuscules individus, a été constamment observé ; malgré les faibles teneurs décelées, la grève de Porz-Mabo apparaît, à ce jour, comme la plus aurifère du Trégor (Chauris, 1989b).

Travaux récents

Des travaux de recherche menés par le BRGM dans le cadre de l'Inventaire minier national ont porté en 1992 sur les formations essentiellement volcaniques de la baie de Saint-Brieuc (Formation de Lanvollon). Ces formations sont en effet symptomatiques d'un contexte d'amincissement continental, comparable à celui des provinces à amas sulfurés. C'est ainsi que le secteur triangulaire, situé au SW de Pommerit-Jaudy, entre les accidents Beauport–Trédrez et Pontrioux–Mantallot, où affleurent les roches acides de la Formation de Lanvollon, a fait l'objet de recherches géophysiques et géochimiques.

À l'Est de Mantallot, de part et d'autre de la vallée du Jaudy, les prospections effectuées le long d'un axe magnétique bikilométrique, orienté E-W et présentant des anomalies bipolaires d'amplitude importante, ont permis de trouver plusieurs indices, en éboulis et à l'affleurement, de brèche hydrothermale à quartz, magnétite et pyrite dans un encaissant de volcanites cataclasées et hydrolysées. Cet alignement est jalonné par une formation argilo-silteuse noire très riche en pyrite, visible sur une des routes, qui, à partir de la D 65, monte sur le massif de granite, à l'Est de Mantallot.

Un autre secteur, situé à l'Ouest de Pommerit-Jaudy, a fait l'objet de recherches : il s'agit d'un axe conducteur, en prospection EM-imput, correspondant à un niveau pyriteux calé à la limite entre la Formation de Paimpol et la Formation de La Roche-Derrien.

Cet axe a été testé par deux sondages de la SNEA(P) (annexe 1 : dépliant) :

- le sondage KE1 recoupe une formation de tufs acides alternant avec des schistes noirs à petits amas ou rubans riches en pyrite ainsi que des « quartzites rouges » (jaspes ?) à sulfures disséminés, au toit de la série volcanique basique ;
- dans le sondage PJ1, où le contact entre volcanites et sédiments est plus net, sont signalés des schistes noirs à pyrite et divers sulfures associés à des tufs acides intercalés dans la série basique. Ces observations montrent que des fluides ont circulé à l'interface de ces deux formations.

Enfin, une prospection géochimique a été effectuée en 1991, dans le cadre de l'Inventaire minier national, à l'Est de Lannion (district de Rospez). Elle a permis de mettre en évidence un alignement d'indices d'or (teneur de l'ordre de 300 ppb en roche) coïncidant avec l'accident Lézardrieux–Locquémeau. Cet accident semble donc avoir joué un rôle dans la concentration de ce métal.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Par suite de la diversité de son sous-sol, la feuille Lannion a naguère fait l'objet de très nombreuses exploitations, dont certaines dépassaient l'intérêt local (diorite de Lanvellec, granite de Bégard,...). Aujourd'hui, l'activité extractive a considérablement diminué et se réduit essentiellement à quelques carrières de granulats. La description des exploitations est regroupée ici selon les grands ensembles géologiques.

Dalles de Séhar

La roche offre une teinte bleu-gris-vert, à reflet argenté. Parfois dénommée aussi « pierre de Locquirec » (feuille Plestin-les-Grèves), elle a été jadis recherchée comme matériau de couverture et pour l'obtention de dalles, utilisées dans l'art funéraire (dalles tumulaires), dans le dallage des églises et des demeures. Sur la feuille Lannion, les principales extractions étaient situées en bordure de mer à la pointe de Séhar, où la curieuse morphologie des rochers est ici typiquement anthropique. Ce matériau, qui n'est plus exploité, reste encore très recherché, mais uniquement en réemploi (dallages, lauzes).

Moellons de Brélévez

Des moellons de schiste tufacé, de teinte gris-vert, étaient extraits à flanc de côteau à Lannion-Brélévez, dans de grandes carrières, aujourd'hui transformées en jardins. Ces exploitations sont citées par E. de Fourcy (1844) : « elles fournissent un moellon tendre, facile à tailler ; leur production annuelle peut être évaluée en moyenne à 1 500 mètres cubes ». L'église de Brélévez représente l'une des utilisations anciennes les plus remarquables de ces superbes moellons de grande taille, bien façonnés, spécialement dans les parties du XIV^e siècle. La chapelle Saint-Jérôme-de-la-Salle, entre Rospez et Lanmérin, offre, dans ses élévations nord et sud, de beaux éléments en schiste tufacé ; les innombrables empreintes des outils ayant servi à leur façonnement sont encore bien marqués, ce qui indique à la fois les difficultés de la mise en forme d'une pierre assez fissile et sa résistance à l'érosion.

Ardoises de La Roche-Derrien

Le Briovérien schisteux renferme un niveau ardoisier qui a été autrefois exploité à La Roche-Derrien où environ une demi-douzaine d'ardoisières abandonnées ont été mises en évidence. Deux d'entre elles étaient en activité dans la première moitié du XIX^e siècle : selon E. de Fourcy (1844), elles fournissaient annuellement 250 milliers d'ardoises.

Granulats de Pommerit-Jaudy

La Formation de Lanvillon est exploitée dans deux grandes carrières ouvertes à proximité du Jaudy, d'une part, près de Pen-ar-Crec'h, d'autre part, près de Kerouel. D'autres carrières ont été ouvertes dans les formations volcaniques acides, à proximité de la bordure méridionale du batholite nord-trégorrais (carrière abandonnée près du stand de tir à l'Est du Rusquet ; carrière de Crec'h Moal, au Sud-Est de Coatréven ; carrière située près du Pont-Neuf à l'Est de Camlez,...).

Granulats de Saint-Michel-en-Grève

Les quartzites de Saint-Michel-en-Grève ont été extraits pour matériau de viabilité jusqu'à une période récente dans deux importantes carrières : la première, ouverte près du lieu-dit Belle-Roche-en-Plestin, fournissait un granulats blanchâtre ; la seconde, située à la sortie est de Saint-Michel (mais dans la commune de Ploumilliau), produisait un granulats rougeâtre (teinté par l'oxyde de fer), qui conférait aux routes de toute la région une coloration caractéristique. Une grande carrière, abandonnée depuis plus longtemps et aujourd'hui noyée, ouverte près de la cote 116, au Nord de Ploumilliau, sur la même bande quartzitique, après sa réapparition à l'Est du massif granitique du Yaudet, exploitait un quartzite blanc grisâtre à tendance graveleuse. Enfin, les quartzites dits de Caouënnec, qui dessinent plusieurs bandes étroites vers la bordure septentrionale du massif granitique de Plouaret, sont jalonnés par des petites carrières, aujourd'hui toutes abandonnées.

Granites du massif de Plouaret

Les différentes intrusions de ce massif ont fait, depuis longtemps, l'objet d'exploitations. Parmi les roches les plus remarquables, on notera :

- la diorite de Lanvellec qui, à cause de sa teinte sombre, était recherchée dans l'art funéraire (nombreux cimetières de toute la région) : elle jouait ici, en quelque sorte, le rôle du kersanton finistérien. Elle est également notée dans les édifices religieux (église de Lanvellec). Elle provient d'anciennes carrières près de Lanvellec et au Sud du Kerauzern ;
- la granodiorite de Bégard, qui a fourni une pierre de taille estimée dans sa zone d'extraction et bien au-delà. Elle est fréquente dans l'habitat ancien où elle se remarque immédiatement par ses gros feldspaths trapus de teinte blanchâtre, tranchant vivement sur le fond assez sombre. On l'observe aussi dans les édifices religieux (église de l'hospice à Bégard). Après la guerre de 1914-1918, elle a été recherchée pour l'érection de monuments aux morts tel celui de Loc-Envel. Les principaux sites d'extraction étaient situés aux abords même de la ville de Bégard (carrières de Guénézan,...). Voici quelques années encore, l'extraction se poursuivait de façon sporadique au Sud de Bégard ;
- les nombreux filons de granite à grain fin qui recoupent le massif de Plouaret, ont été recherchés pour les constructions rurales, car leur façonnement est beaucoup plus aisé que celui de la granodiorite de Bégard ; ces intrusions granitiques sont susceptibles de fournir une pierre de teinte assez chaude, appréciée pour les constructions rustiques ;
- le granite de Tonquédec, souvent altéré, qui a été utilisé pour les besoins locaux.

Granite du massif du Yaudet

Il a procuré, dans le passé, pierres de taille et moellons aux constructions du voisinage. Son emploi jusqu'à Lannion est attesté dès la fin du XII^e siècle dans le chevet roman de l'église de Brélévenez. Selon toute probabilité, les pierres étaient acheminées par le Léguer, jusqu'au pied du chantier. Plusieurs carrières, aujourd'hui abandonnées et envahies par la végétation, avaient été ouvertes à l'Est de Ponchoumein. Actuellement, seule la carrière située un peu au Sud de la chapelle Christ présente une activité sporadique.

Granite du massif de Ploumanac'h

Il se développe presque entièrement sur la feuille voisine Perros-Guirec ; la feuille Lannion n'intercepte que son extrémité méridionale. Le faciès externe, à gros grain, dit de La Clarté, de la première intrusion, a jadis été extrait localement à l'île Milliau. Le faciès, plus interne, de la deuxième intrusion, dit de Canton (granite fin, légèrement porphyrique, de teinte bistre), a été exploité sur l'estran et dans les récifs près de Kerellec en Trébeurden : il fournissait une belle pierre de taille, beaucoup plus facile à travailler que le granite grossier de La Clarté. La présence de lest épars sur le rivage atteste son transport jusqu'à Morlaix (et, en fait, bien au-delà !) (Chauris, 1991).

Syénites quartzifères de Toul Trevian

Elles affleurent sous forme de grosses boules oblongues dans une arène brunâtre : les boules ont été fendues pour l'obtention de pierres de taille et l'arène, extraite comme sable pour la construction. La carrière de Kerfubu est à présent comblée. Les autres sites sont le plus souvent envahis par la végétation et peu accessibles.

Microgranite de Servel

Il a été jadis exploité pour l'obtention de moellons, qui confèrent aux constructions des environs de ce bourg un aspect très caractéristique.

Granite aplitique du Rusquet

Il a été naguère exploité en plusieurs points le long de la bordure méridionale du massif, aux environs de Trézény.

Filons de quartz

Ils traversent le massif granitique de Plouaret et se poursuivent au-delà dans les formations encaissantes. Ils ont été naguère exploités pour l'empierrement des chemins ; dans quelques cas, les blocs quartzeux ont pu être utilisés dans les vieilles constructions rurales.

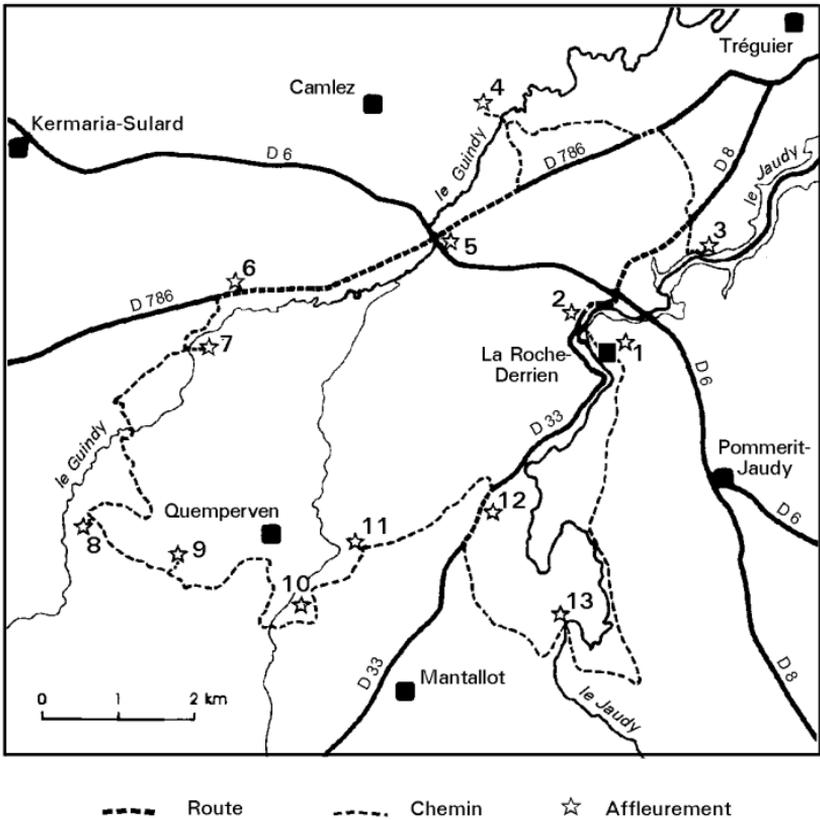


Fig. 22 - Schéma de localisation de l'itinéraire géologique I

Argiles des altérites

Plusieurs occurrences d'argile, parfois connues depuis longtemps (le gîte des Landes de Servel qui alimentait une petite poterie à la sortie de Lannion, est cité par E. de Fourcy, en 1844), sont disséminées entre Trédrez et Quemperven (Poul Pri, près de Trédrez ; le Champ Blanc, près de Servel ; Poul ar Haro, au Nord-Est de Lannion ; Brozoul, au Nord de Quemperven,...). Leur origine reste souvent encore indéterminée.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Itinéraire I (fig. 22)

Reconnaissance, dans la région de La Roche-Derrien de l'unité structurale nord-trégorroise et mise en évidence des deux failles majeures du Trégor : l'accident Beauport-Trédrez et l'accident Lézardrieux-Locquémeau.

Se rendre à La Roche-Derrien, sur le parvis de l'église où commence cet itinéraire.

Affleurement 1

Les faciès silto-gréseux, beiges, communs à la Formation de La Roche-Derrien (bR) sont visibles en sous-sol de l'édifice religieux, avec un débit en plaquette, penté vers le SSE. Cet ensemble est traversé par quelques bandes de déformation (« kink band ») à plans axiaux N130°E-60°E, manifestant un cisaillement senestre.

Sortir du bourg par la D 6 en direction du Nord-Ouest, franchir le Jaudy, puis stationner à la sortie du pont, en bordure de la D 8, en direction de Tréguier.

Affleurement 2

La Formation de La Roche-Derrien (bR) affleure ici en pied de falaise sur la rive concave du Jaudy. Sur les 300 m de coupe, depuis le vis-à-vis du pont vers le Nord-Est, apparaissent successivement, en position subverticale, de la base vers le sommet de la série lithologique :

- des siltites et des grès grauwackeux ;
- un puissant ensemble lavique, formé de plusieurs niveaux à faciès micro-bulleux basique (Mβ), entrecoupés d'interlits carbonatés ;
- un passage de siltites gris sombre noirâtre (Sn) à aspect lustré, avec, par places, quelques enduits sulfurés dans les plans de schistosité ;
- des siltites gris-beige clair d'aspect bariolé, à mauvais débit schisteux.

L'orientation changeante des couches, de N80°E à N55°E, est due au passage de bandes de cisaillement senestre, semblables à celles observées sur l'affleurement 1.

Poursuivre sur la D 8 en direction de Tréguier. Après le hameau de Saint-Renaud, tourner à droite, à l'opposé du Convent Vraz, pour emprunter un petit chemin de servitude, jusqu'à atteindre la rive gauche du Jaudy, puis cheminer vers le Nord sur environ 200 m.

Affleurement 3

Les grès grauwackeux (1) de la Formation de La Roche-Derrien affleurent ici sur le flanc sud du synclinal de Langoat-Lanmérin. Les bancs massifs, plurimétriques, de grès, sans litage ni granoclassement, alternent avec des interlits de siltites bariolées, semblables aux dépôts sous-jacents vus à la fin de l'arrêt précédent. La grande différence entre l'affleurement 2 et ce site, en dehors des faciès, réside dans la position des couches, non plus subverticale mais, au contraire, faiblement pentée de 30°, vers le SSE. On remarquera également la très nette réfraction de la schistosité : bien visible dans les joints silteux, avec un pendage proche de 45°, et frustré dans les bancs gréseux (niveaux plus compétents), avec un plus fort pendage, voisin de 70°.

Les trois premiers affleurements donnent un bon aperçu de l'ensemble sédimentaire briovérien conservé au cœur de la synforme de La Roche-Derrien de l'unité tectonique méridionale du Domaine nord-trégorrois, limitée au Sud, par l'accident Beauport-Trédrez et, au Nord, par l'accident Lézardrieux-Locquémeau. L'affleurement suivant permet d'apprécier, à courte distance, la différence lithologique et structurale entre les dépôts sédimentaires briovériens et l'ensemble volcanoclastique situé au Nord, par delà l'accident majeur Lézardrieu-Locquémeau.

Revenir vers le Sud et reprendre le chemin de servitude en sens inverse. Arrivé de nouveau sur la D 8, prendre, en face, la direction du Convent Vraz, tourner à droite, puis à gauche pour rejoindre, après 1,5 km, la D 786. Tourner à gauche, puis prendre la première route à droite pour traverser le hameau de Kerguyomard, en direction de l'Ouest. Suivre cette route sur 1,5 km, puis tourner à droite vers le Pont Neuf, pour rejoindre la D 74. Tourner à droite et franchir le Guindy. À la sortie du pont, prendre à gauche la D 75 et, après 350 m, emprunter à droite le chemin d'accès à l'exploitation pour granulat du Convent Blanchard.

Affleurement 4

Cette carrière est ouverte au sein de la Formation de Locquirec, dans son membre inférieur volcanoclastique dit de Coatréven (τbL). Le faciès dominant est de type tufacé à porphyroclastes d'albite (éléments plurimillimétriques blanchâtres) pris dans une pâte aphanitique (fond de la roche à teinte

gris souris, voir gris bleuté). Ces roches magmatiques acides, d'origine lavique, présentent souvent une texture bréchique primaire rubanée. Ces structures sont aujourd'hui visibles en position subverticale, marquées par une schistosité perpendiculaire aux principaux fronts de taille. On remarquera que cet ensemble est altéré en argiles de teinte blanchâtre à vert bleuté. Cette transformation hydrothermale des faciès laviques, accompagnée d'un enrichissement en sulfures (cristaux millimétriques disséminés dans la masse argileuse), peut être mise en relation avec l'intrusion des dykes rhyolitiques (ρ) identifiés sur toute la région nord-ouest de La Roche-Derrien, comme notamment au point d'affleurement 6. Un filon de ce type, de teinte noirâtre, jouxte l'une des zones les plus hydrothermalisées de la carrière, mais il est malheureusement difficile d'accès, à l'extrémité supérieure du front de taille le plus en retrait. Enfin, tranchant par leur teinte sombre vert-kaki sur l'ensemble gris clair, quelques filons décimétriques à métriques de lamprophyre (ν) traversent indifféremment la série lavique, au Sud comme au Nord de la carrière.

L'observation, sur cet affleurement, d'une intense déformation à caractère cisailant, en comparaison avec le style tectonique très souple observé sur l'affleurement 3, suggère l'existence, à proximité, d'un accident séparant ces deux formations, et qui n'est autre que la faille majeure Lézardrieux–Locquémeau.

Revenir au Pont-Neuf, en repassant le Guindy, et continuer vers le Sud sur la D 74 jusqu'à l'embranchement avec la D 786. Au carrefour, tourner à droite en direction de Lannion et poursuivre jusqu'au premier rond-point à l'anglaise, près de Pont Losquet. Stationner à proximité de ce rond-point.

Affleurement 5

Premier point : au Sud du carrefour, à l'embranchement de la route venant de Pommerit-Jaudy, près de l'arrêt d'autocars. Quelques débris de laves à faciès bulleux et de laves en coussins (« pillow lavas ») sont visibles en fond de fossé, avec, çà et là, quelques fragments de cornaline rouge pourpre. Il s'agit des metabasites spilitiques de la Formation de Paimpol (bP). La nature primaire de ces roches peu déformées est clairement identifiable.

Second point : traverser le carrefour, tout en restant en rive droite du Guindy, et se rendre sur le talus de route situé au Nord de la D 786. On peut observer un ensemble très schistosé (texture feuilletée) à éléments feldspathiques écrasés. La roche présente un aspect lustré et rubané de teinte gris blanchâtre. Elle fait partie des niveaux terminaux volcano-détritiques de la Formation de Locquirec, membre supérieur dit de Locquémeau (bL), mais intensément déformés (foliations, microplis et bandes de cisaillement senestre). Ceci atteste encore de la présence, au sein du Domaine nord-trégorrois, d'un important accident tectonique entre une unité magmatique acide, au Nord et une unité volcanique basique, puis sédimentaire, au Sud.

À partir du carrefour de Pont Losquet, reprendre la D 786 en direction de Lannion, dépasser l'embranchement de Lochrist et poursuivre sur 2 km, jusqu'à Ijigabel (ferme située à gauche, en surplomb de la route). Stationnement possible sur les bas-côtés.

Affleurement 6

À mi-pente et en contrebas des deux talus de route, apparaissent, au travers du membre spilitique de la Formation de Paimpol (bP), trois filons de rhyolite (ρ). Les couches de metabasite, de teinte vert foncé à vert olive, présentant un faciès constant microbulleux, ont une orientation pratiquement parallèle à la direction de la route (N80°E). Les filons de rhyolite ont, par contre, une orientation N54°E, nettement sécante sur le pendage de l'encaissant. Ces roches sont de teinte noir à pourpre violacé et ont une texture d'aspect pétrosiliceux. On remarquera la transformation pétrographique de l'encaissant sur quelques centimètres au toit et au mur des filons, soulignée par une teinte ocre-jaune ou lie-de-vin. Enfin, dans certains filons, on notera la présence de lamines centimétriques perpendiculaires aux épontes : témoins probables d'un refroidissement et d'une cristallisation très progressifs du magma.

Reprendre la direction de Lannion, puis tourner immédiatement à gauche en direction de Pont Poyès. A ce lieu-dit, franchir le Guindy sur la gauche en direction de Langoat, en empruntant la D 72. S'arrêter à 150 m du pont, en bordure de route.

Affleurement 7

Les metabasites spilitiques de la Formation de Paimpol (bP) affleurent en talus, de part et d'autre de la route. La série volcanique basique, modérément transformée (degré de métamorphisme faible à illite et chlorite), comprend, ici, ses deux faciès les plus remarquables : coulées bulleuses et laves en coussins (« pillow lavas »). L'orientation des couches est pratiquement E-W, avec un léger déversement vers le Sud, par pendage inverse de 70° au Nord. Cette position des strates traduit bien la structure légèrement renversée du flanc septentrional du synclinal de Lanmérin–Langoat, sous le chevauchement de Lézardrieux–Locquémeau à vergence sud.

Faire demi-tour pour se diriger vers Rospez par la D 72. Arrivé à Lanmérin, tourner à gauche vers l'église et prendre, au Sud du bourg, la direction de Troguindy.

Nota : en contrebas de Lanmérin, la rivière Guindy est franchie non loin du point de sondage ayant révélé la présence de dépôts plio-pléistocènes marins (MFv) sous les colluvions et les alluvions récentes de cette vallée.

Une fois passé le Guindy, continuer sur cette même route jusqu'à rejoindre la D 65. Tourner à droite en direction de Rospez, puis prendre la deuxième route à gauche, face au Convent Lagadec. S'arrêter non loin de cet embranchement, en bordure de route.

Affleurement 8

À l'Ouest de la route, un petit pluton de méladiorite ($\eta\kappa$) émerge en butte, au couvert d'un bosquet, sous la forme d'un chaos de blocs plurimétriques. Cette intrusion gabbro-dioritique est l'un des témoins de la grande cicatrice crustale de direction N75°E, qui traverse très légèrement en diagonale l'ensemble du Trégor, de Trédrez à Paimpol. Cette roche, massive, grenue, de teinte bleu-vert sombre, comporte près de 70 % d'amphibole primaire (horblende verte) et secondaire par rétro-morphose (actinote aciculaire).

Continuer sur cette route en direction du Sud-Est sur environ 1 200 m, jusqu'à dépasser quelque peu la ferme de Coz Puns. Stationner en bordure de chaussée. Sur la gauche, une légère butte (altitude 93 m), couverte d'un taillis, émerge des pâtures. S'y rendre à pied.

Affleurement 9

La Formation de Paimpol (**bP**) est de nouveau visible, ici, sous son faciès le plus franc, à coulées de lave en coussins (« pillow lavas ») située alors sur le flanc sud de la synforme de La Roche-Derrien, en position structurale normale, sans grande déformation. Cet arrêt peut mériter une photo tant les conditions d'affleurement en zone de plateau sont généralement mauvaises dans cette région à couverture épaisse de limon (LP).

Regagner la route, reprendre la direction de l'Est et passer Kernévez pour atteindre le Cosquer. Prendre à droite en direction du Sud. Traverser le ruisseau du Stéren et tourner immédiatement à gauche après le premier virage, pour remonter jusqu'au carrefour du Convent Darval.

Affleurement 10

En prenant la route dirigée au Nord, face au Convent Darval, on longe ainsi l'un des plus puissants filons de quartz (Q) qui traversent toute la partie occidentale du Trégor, en remplissage d'un réseau de fractures d'orientation subméridienne. L'exploitation ancienne de ces filons pour l'empierrement des chemins fut systématique. Aussi, le large et profond fossé qui longe la route correspond à l'emplacement de la partie supérieure de l'importante caisse filonienne, aujourd'hui vidée de son contenu. Evidemment, les racines de ce filon n'ont pas été atteintes mais l'observation de la roche en place au fond de l'excavation est maintenant rendue difficile par la végétation et les ordures !

À l'extrémité nord du fossé, poursuivre vers Keranrec'h, puis atteindre la jonction avec la D 65. Traverser cette route départementale pour prendre, immédiatement en face, la direction de Camblec. Au hameau, stationner près des habitations.

Affleurement 11

Sur les talus de route environnants, apparaît, sous la forme d'une arène en place, le petit pluton granitique à biotite de Quemperven (γ^3_{Q}). Les conditions d'observation de ce granite sont médiocres, mais la découverte de cette intrusion est de grande importance pour bien comprendre l'architecture d'ensemble des unités tectoniques du Trégor. Le pluton granitique, dit de Quemperven, jalonne l'accident décrochant dextre de Beauport-Trédrez. Il limite ici au Sud le domaine tectonique nord-trégorrois, avec notamment l'unité structurale de La Roche-Derrien, à déformation modérée (plis droits ou légèrement déversés) et à métamorphisme de très faible intensité (paragenèse splitique primaire très bien conservée dans la Formation de Paimpol), contre le domaine tectonique de Saint-Brieuc et de Guingamp, à très forte déformation (intense foliation) et à métamorphisme de degré élevé (faciès amphibolite de bas et haut grade). Les deux affleurements suivants permettent d'apprécier l'importance de cet accident.

De Camblec, prendre la direction de l'Est pour atteindre, après 2 km de route, la D 33 (passage à Kericun puis à Kervot). S'engager sur la D 33 à la hauteur du Convent Lucas, en direction du Sud. Non loin, s'arrêter au premier croisement, près de Ty Poas.

Affleurement 12

De part et d'autre de la D 33 et aux abords immédiats de Ty Poas, en sous-bassement des habitations, les metabasites de la Formation de Paimpol (bP) présentent leurs faciès laviques très peu déformés. Deux bancs massifs, plurimétriques, de calcaire affleurent au sein de cette formation, en bordure de la D 33. Ces occurrences méritent d'être signalées tant pour l'extrême rareté de ce type de roche dans l'ensemble du Trégor, que pour l'état de « fraîcheur » de ces niveaux carbonatés recristallisés en sparite, certes, mais clairement identifiables comme d'anciens ciments interstitiels aux « pillow lavas » ou comme d'anciens niveaux sédimentaires.

Poursuivre l'itinéraire en direction du Sud sur la D 33, puis tourner à gauche en empruntant la première route carrossable jusqu'à rejoindre, après 1,2 km, la D 65. Tourner à gauche et poursuivre sur cette voie jusqu'à atteindre la carrière située en rive gauche du Jaudy.

Affleurement 13

Cette carrière, dont l'accès est sujet à autorisation, exploite, sur plus de 900 m de front de taille, les métavolcanites acides de la Formation de Lanvallon (bλ). Ces roches, à faciès rubané, ont une texture granoblastique marquée par une très forte foliation subverticale. Quelques plans de cisaillement et quelques failles inverses à fort rejet sont observables dans la partie sud de la carrière. Au Nord, à l'arrière des concasseurs et des trémies, une zone très riche en sulfures est mise en excavation. Cette dernière est facilement repérable par la teinte jaunâtre et rouille de la roche oxydée au contact des eaux d'exhaure.

Sans être le point d'observation de cette unité tectonique le plus rapproché de Ty Poas (affleurement 12), on ne manquera pas d'apprécier la très nette différence de structure entre les roches, ici présentes, et les laves basiques précédentes.

À la sortie de la carrière, reprendre la D 65 en direction de l'Est et poursuivre jusqu'au hameau de Pabu. Au carrefour, prendre à gauche et descendre dans la vallée du Jaudy. Après 2 km de route en rive droite, bifurquer à droite pour remonter vers le château de Lézonon et la chapelle Sainte-Anne. En continuant vers le Nord, on rejoint ainsi La Roche-Derrien : terme de ce premier itinéraire.

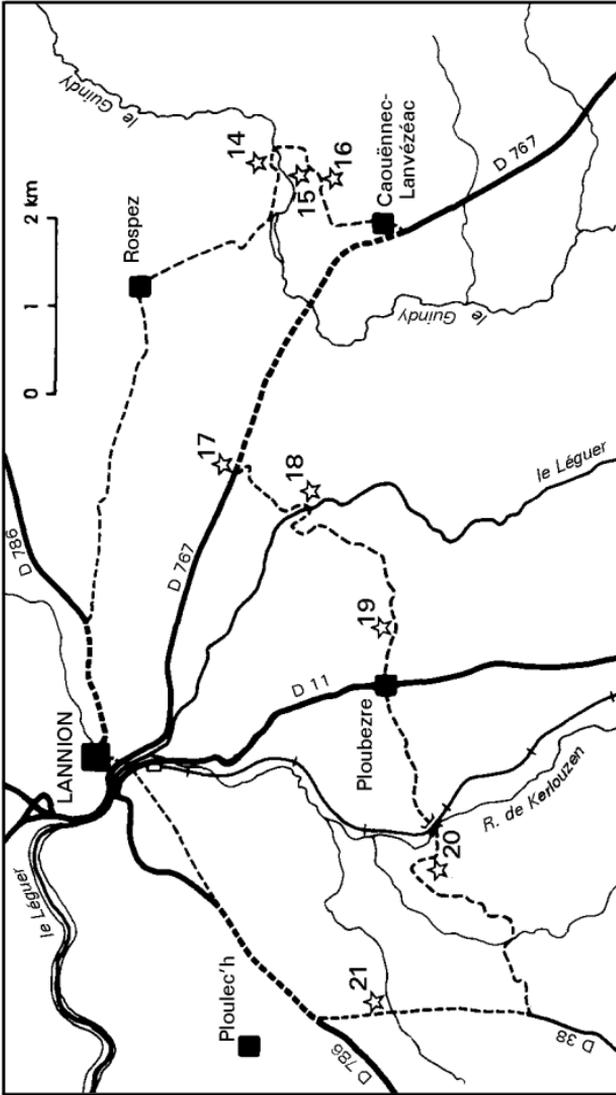
Itinéraire II (fig. 23)

Aperçu sur le métamorphisme régional et sur les métamorphismes de contact, autour de l'accident majeur Beauport–Trédrez, au Sud de Lannion.

Au départ de Lannion, se rendre à Rospez par la D 65, en traversant une vaste zone de plateaux à dépôts de limon (LP), qui rendent pratiquement impossibles toutes observations directes du substratum. Sur la place de l'église, tourner à droite puis à gauche. Après 100 m, prendre la deuxième route à gauche et tourner immédiatement à droite en direction de Le Vot et de Yell. Arrivé à Yell, tourner à droite puis à gauche en direction du Moulin de Rospez. Après le Moulin de Rospez, ne pas franchir le Guindy, rester en rive gauche pour prendre la direction de Coat Rouat. Stationner à 500 m à l'Est du Moulin de Rospez, à la suite d'un grand virage, en contrebas de Keranfeuillen.

Affleurement 14

De part et d'autre du Guindy, les metabasites spilites de la Formation de Paimpol (bP) affleurent très bien sous leur faciès le plus remarquable de lave en coussins (« pillow lavas »). Ces faciès très peu métamorphiques, à



Route Chemin Affleurement

Fig. 23 - Schéma de localisation de l'itinéraire géologique II

actinote et chlorite, restent clairement identifiables, car peu déformés dans cette partie du domaine tectonique nord-trégorrois.

Continuer en direction de l'Est, sur environ 250 m, puis tourner à droite pour franchir le Guindy. Emprunter le chemin d'exploitation, puis prendre la première route à droite pour se rendre à Keranfeuillen Bihan. À l'Ouest de la bâtisse, un petit chemin empierré donne accès, après 150 m de marche, à une ancienne carrière artisanale située en sous-bois.

Affleurement 15

Cet affleurement se trouve dans l'étroite bande de terrain, extension du domaine de la baie de Lannion, resserrée entre le domaine nord-trégorrois, au Nord, et le massif granitique de Plouaret, au Sud. La faille majeure Beaufort-Trédrez est située juste en contrebas du chemin. Les roches visibles ici sont des grès quartziteux jaune blanchâtre, très résistants. Ces grès, dit de Caouënnec (χP), appartiennent à l'ensemble des Schistes et Quartzites de Ploumilliau, largement plus représenté à l'Ouest.

Rejoindre la route goudronnée et marcher sur quelques dizaines de mètres à peine vers le Sud,...

Affleurement 16

... pour découvrir, en bordure de route, le premier affleurement du granite de Plouaret, sous son faciès granodioritique dit de Bégard ($\rho \gamma^A$), à gros cristaux maclés de feldspath potassique. Lors de sa mise en place, cette intrusion a donc buté sur la bande de grès vu précédemment, mais a aussi englobé un certain nombre de niveaux identiques, gréseux, aujourd'hui pris en enclaves dans toute la région de Caouënnec. Ces bandes de grès arment les reliefs en crêtes, qu'on repèrera dans le paysage sur la suite du parcours entre Caouënnec et Ploubezre (notamment le long de la D 767).

Poursuivre vers l'Ouest à partir de Keranfeuillen Bihan jusqu'à Goazourès. Tourner à gauche, traverser Caouënnec-Lanvézéac et rejoindre la D 767. Tourner à droite en direction de Lannion, puis continuer sur 3,5 km pour s'arrêter au Nord-Ouest de Buhulien, près de la route nord d'accès au bourg. Stationner à proximité de l'aire de voirie.

Affleurement 17

Les métabasites de la Formation de Paimpol (bP) montrent, ici, un faciès assez métamorphique. Les structures primaires de lave en coussin sont encore identifiables mais déformées. La couleur changeante, bleu à jaune verdâtre, des roches signale la présence de minéraux de métamorphisme : amphibole, chlorite et épidote. Ces observations sont à mettre en comparaison avec celles menées sur le premier affleurement de cet itinéraire II (affleurement

14) et, plus encore, avec celles que l'on aura pu faire durant l'itinéraire I, aux affleurements 9 et 12. Il est alors possible de juger l'importance du gradient tectonique et métamorphique, croissant vers l'Ouest, qui affecte l'unité structurale sud du domaine nord-trégorrois.

Revenir vers Buhulien par le Nord-Ouest en quittant la D 767, mais, avant le centre du bourg, tourner à droite (virage en épingle à cheveux) pour descendre dans la vallée du Léguer. Stationner en rive droite de la rivière, près du pont de la chapelle Sainte-Thècle.

Affleurement 18

Les schistes alumineux, plus ou moins gréseux, de la Formation de Buhulien (bS) affleurent ici en bordure de route et se prolongent vers le Sud sur environ 250 m. Une ancienne carrière, d'où furent extraits des moellons, est encore facilement accessible. Ces anciennes formations sédimentaires ont un faciès métamorphique très prononcé, souligné par la présence de « taches », formées d'un assemblage de micro-biotites et de micro-andalousites, plus ou moins abondantes selon la composition chimique des sédiments d'origine. Cet aspect noueux des surfaces (petites nodosités) est révélateur de l'effet thermique provoqué par la mise en place du massif granitique de Plouaret, sur ses terrains encaissants. La bordure du pluton n'est ici distante que de 200 m vers le Sud, en arrière de la bande de grès, dit de Caouënnec (XP) déjà observée à l'affleurement 15. En prolongeant l'itinéraire en sous-bois, ces grès apparaissent en affleurements dispersés, sous un faciès de paragneiss à feldspath secondaire dû à l'influence granitique.

Revenir près du pont de la chapelle Sainte-Thècle, passer le Léguer et remonter la vallée, en rive gauche, pour prendre la première route à gauche, en direction de Ploubezre. Quelques affleurements de granite sont visibles en bordure de route, après Coat Frec. Au calvaire du carrefour de Convenant Marie le Guern, tourner à droite, puis stationner au bout de 100 m, près des parcelles cultivées.

Affleurement 19

Sur les talus et en lisière des champs situés à l'Est, quelques blocs épars de quartz hyalin, bréchiqique et améthyste signalent la proximité d'un filon de quartz (Q), appartenant au réseau filonien, subméridien, qui traverse toute la partie occidentale du Trégor, de Plouaret à Perros-Guirec. Ces venues hydrothermales, emplissant des fractures de tension, sont les témoins des dernières manifestations tectoniques tardi-hercyniennes de cette région.

Revenir au carrefour de Convenant Marie le Guern et tourner à droite vers Ploubezre. Traverser le bourg, en coupant la D 11 face à l'église, et poursuivre vers l'Ouest en direction de Coz Goël et Rugadou. Continuer sur

1 km, passer sous la voie ferrée Lannion–Plouaret, puis stationner en bordure de route à 300 m après le tunnel, au lieu-dit Beg ar Roz.

Affleurement 20

Sur le côté gauche de la route, quelques affleurements apparaissent sous la végétation. On peut observer, d'une part des blocs de granodiorite, d'autre part des faciès micaschisteux. Ces dernières roches métamorphiques, font partie de l'ensemble des Schistes et Quartzites de Ploumilliau (ξP), et se trouvent, ici, enclavées dans la granodiorite de Ploubezre (γ^A), en bordure du massif granitique de Plouaret.

Poursuivre vers l'Ouest, en passant Batalard, Kernévez, Ty Braz ar Lay et Kervaridic. À la première jonction, tourner à droite, pour passer Paoulen et le Peulven. Arrivé sur la D 38, à la hauteur de Kerblot, tourner à droite et continuer sur 1,5 km pour atteindre la vallée du ruisseau de Pontol. Stationner en rive gauche, près du pont.

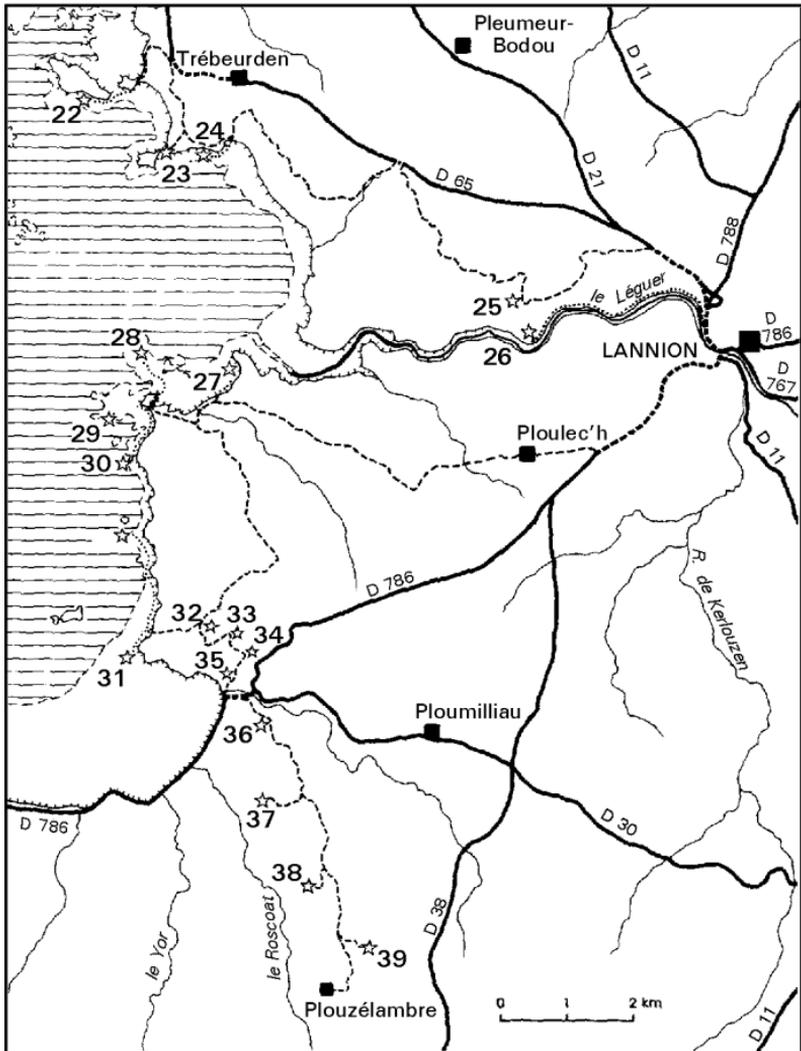
Affleurement 21

En bordure de route et derrière les maisons limitrophes à la D 38, les schistes de la Formation de Buhulien (bS) ont un faciès « noueux » très typé, avec une alternance centimétrique de niveaux plus ou moins riches en « taches », à microcristaux de biotite et d'andalousite. Le métamorphisme de contact du pluton granitique de Plouaret, et aussi, très probablement, celui du pluton granitique du Yaudet, situé tout joute plus à l'Ouest, ont totalement modifié la composition minéralogique de ces anciennes formations sédimentaires. Toutefois, les stratifications originelles sont encore clairement visibles. Leur pendage peut être mesuré à N40°E-85°SE. On notera alors que cette direction est très nettement oblique sur les directions structurales précédemment observées (N80°E à N90°E), notamment dans le domaine tectonique nord-trégorrois. L'accident Beauport–Trédrez, qui passe au Nord de cet affleurement, est donc bien une limite tectonique majeure entre les deux domaines structuraux que sont, le Domaine nord-trégorrois, au Nord, et le Domaine de la baie de Lannion, au Sud.

Poursuivre la D 38, jusqu'au carrefour de Kerissy, et prendre à droite pour rejoindre Lannion : terme de ce deuxième itinéraire.

Itinéraire III (fig. 24)

Au travers d'une coupe Nord-Sud, de Trébeurden à Plouzélambre, découverte de la géologie de l'Ouest du Trégor, résultant des grands événements magmatiques, sédimentaires et tectono-métamorphiques cado-miens et varisques.



--- Route - - - - - Chemin ☆ Affleurement

Fig. 24 - Schéma de localisation de l'itinéraire géologique III

Se rendre à Trébeurden, puis descendre sur le port de Trouzoul, en suivant les panneaux indicateurs. Avant d'arriver en bordure de mer, on ne manquera pas d'admirer la belle coupe routière pratiquée dans le granite porphyrique rose sombre de Traouiéros ($\rho\gamma^2$), appartenant à l'auréole externe du pluton granitique de Ploumanac'h.

Longer la plage de Trouzoul, vers le Sud, puis stationner en face du rocher Le Castel, haut de plus de 40 m. Cheminer vers l'Ouest en contournant ce rocher (soit au Nord soit au Sud), gagner la pointe sud-est de l'île Milliau par l'estran et longer la côte méridionale de l'île sur environ 100 m.

Affleurement 22 (accès intermittent suivant la marée)

Le granite à gros grain, rose vif, dit de La Clarté ($\rho\gamma^2$) forme, ici, les reliefs chaotiques de l'île, en bordure du massif granitique de Ploumanac'h. Il recoupe « à l'emporte pièce » des schistes tachetés et des quartzites, désignés comme cornéennes de l'île Milliau (K). Ce contact intrusif, sub-vertical, se suit en pied de falaise sur toute la façade sud de l'île. Les excellentes conditions d'affleurement permettent de comprendre l'ordre des différentes phases de mise en place du pluton sur sa bordure méridionale. Aussi, à la suite des études très précises faites par Michel Barrière†, on se reportera aux explications, données par cet auteur, déjà publiées dans le Guide géologique régional Bretagne aux Éditions Masson (Durand coord., 1977).

Rappelons que le massif granitique de Ploumanac'h a un âge de mise en place de 293 ± 15 Ma, et qu'il fait donc ainsi partie des plutons les plus tardifs de l'orogénèse varisque au travers du Massif armorcain.

Regagner l'aire du Castel. Repasser par le port de Trouzoul et prendre la direction du bourg jusqu'à la jonction avec la D 788. Tourner à droite et suivre la D 6 jusqu'au lieu-dit le Sémaphore. Bifurquer à droite et continuer vers l'Ouest, jusqu'au parking de la pointe de Bihit.

Affleurement 23

Près de la table d'orientation (le long du sentier de randonnée) affleure en chicot le granite cataclastique ($c\gamma^3$), dit de la pointe de Bihit, appartenant à l'ensemble batholitique nord-trégorrois. La roche à faciès très typé (aspect « tigré »), de teinte rosée à bleutée, montre des phénocristaux de quartz globuleux et des taches micacées sombres, régulièrement répartis dans la masse. Ce faciès très résistant (faible altération superficielle) résulte en fait de la transformation minéralogique du matériel d'origine par un phénomène de cataclase au contact des granites du Yaudet et de Ploumanac'h, situés de part et d'autre. L'âge de mise en place de ce batholite est de $615 \pm 13/-7$ Ma, intrusion précoce de l'orogénèse cadomienne « *sensu stricto* ».

Avant de quitter la place, on ne pourra s'empêcher, à partir de ce point de vue remarquable, d'observer :

- au Nord, l'agencement en arc de cercle des très nombreux écueils, îles et îlots, qui prolongent en mer les différentes intrusions magmatiques du plus beau pluton à structure emboîtée du Massif armoricain, qu'est le massif de Ploumanac'h ;
- à l'Ouest, les pourtours découpés de la baie de Lannion : des pointes volcaniques de Locquirec au cap granitique de la pointe de Primel, via les falaises de gabbro de Saint-Jean-du-Doigt (voir : carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Plestin-les-Grèves, Édition BRGM (Chantraine coord., 1986)) ;
- au Sud, au travers de la côte sauvage de Locquémeau-Trédrez, de l'embouchure très pittoresque du Léguer, entre la pointe de Douven et Beg Léguer, à l'anse aux falaises escarpées de Porz-Mabo, les grandes lignes structurales, à découvrir dans la suite de notre itinéraire.

Rejoindre la D 6 et tourner à droite. Après un grand virage, puis une descente très marquée, tourner à droite pour atteindre l'accès à la crique de Porz-Mabo. Cheminer vers le Nord-Ouest pour arriver, au bout d'environ 250 m, à la partie de la falaise surbaissée, située en limite sud de la crique de Porz Raden.

Affleurement 24

(Accès possible uniquement à marée basse lors des coefficients supérieurs à 75)

Les premiers niveaux grossiers du faciès œillé de Porz Raden (O₅T), au sein des orthogneiss de Trébeurden, sont visibles à une cinquantaine de mètres vers le Nord, à partir du changement de direction du trait de côte. Ces faciès gneissiques, à texture mylonitique, présentent des clastes centimétriques de feldspath (taches fusiformes de teinte crème) tronçonnés et inclus dans une matrice silico-micacée (fond sombre de la roche). Cette matrice est marquée par une intense foliation et de nombreuses figures de cisaillement. Les moyens modernes de radiochronologie ont permis, par l'étude des éléments radioactifs du plomb et de l'uranium inclus dans la roche, de dater ces faciès œillés de Porz Raden à 2 031 ± 36/- 28 Ma. Ce sont les roches les plus anciennes, connues à l'affleurement, du Massif armoricain, voire de l'Europe (à l'exception du bouclier baltique).

Revenir à Porz-Mabo et reprendre la D 6 en direction du bourg de Trébeurden. À Mezascol, tourner à droite pour rejoindre, après 3 km, la D 65 en passant par Cabouton, Keravel, Poul Cado, Goaquer et Mez ar Garo. À la jonction avec la D 65, tourner à droite en direction de Lannion, puis suivre la première route à droite pour traverser Kermorien. Prendre ensuite à gauche puis à droite pour atteindre le Minihiy. Traverser le hameau et poursuivre vers le Sud-Est pour passer Crec'h Riou, Kerfoz et Crec'h Goulliven. Arriver sur la route de Servel à Beg Léguer, tourner à gauche puis

suivre la deuxième route à droite vers Poull Dreïn et Traou Léguer. Au premier carrefour, près de Kersonn, stationner en bordure de route.

Affleurement 25

De part et d'autre de la route de la Motte, à 50 m du carrefour, deux anciennes carrières artisanales ont entamé un pointement de microgranite ($\mu\gamma^3$). Les phénocristaux plurimillimétriques, rose pâle, pris dans la pâte microgrenue rose vif, sont des feldspaths : soit albite, soit orthose. Cette roche a été utilisée comme matériau de construction, ayant servi à l'édification, par exemple, de l'église de Servel, toute proche.

Poursuivre vers l'Ouest, puis le Nord, pour atteindre le carrefour du Calvaire. Entrer dans Servel puis continuer vers l'Est pour rejoindre la D 21. Prendre la direction de Lannion. Au point le plus bas de la descente vers le Léguer, tourner à droite vers La Corderie et stationner.

La suite de l'itinéraire doit être faite obligatoirement à pied, sur un trajet d'environ 5 km (aller et retour), l'ancien chemin de halage étant interdit à tout véhicule motorisé.

Affleurement 26

Les niveaux volcano-détritiques de la Formation de Locquirec (Membre de Locquémeau : bL) affleurent pratiquement en continu le long du chemin de halage, en bancs très redressés, pentés à 70° vers le Nord, avec une orientation générale N95°E. Leur composition est essentiellement celle de tufs acides passant à des tuffites remaniées, en alternance avec des couches de siltites micacées. Ces roches, affectées par une intense schistosité de flux, présentent aujourd'hui un débit très prononcé en plaques, propice à l'exploitation de moellons et de lauzes. A ce propos, on notera, sur les premiers hectomètres de cette coupe, l'ancien front de taille d'une carrière abandonnée, située en retrait du chemin de halage dans l'enceinte de deux propriétés privées.

Au fur et à mesure du cheminement vers l'Ouest, ces faciès volcano-détritiques apparaissent de plus en plus cornéifiés. Ils prennent alors une teinte gris bleuté et, surtout, un aspect massif et très résistant. Cette transformation, à caractère métamorphique, est due à l'approche du massif granitique du Yaudet.

Arrivé à la hauteur de Ruboën, situé en retrait sur la rive opposée, on entre alors, comme attendu, dans ce pluton granitique. Les faciès de la bordure interne du granite, sont très caractéristiques : granite à grain fin, gris blanchâtre, d'aspect « poivre et sel », par la présence de cristaux millimétriques de quartz, de feldspath et de biotite. Le plan de contact avec l'encaissant est très redressé, avec un pendage voisin de 70° vers le Sud-Ouest. En continuant de quelques mètres vers l'aval, on pénètre alors dans le massif du Yaudet proprement dit, sous son faciès de granite porphyroïque ($\rho\gamma^3$), à méga-

cristaux de feldspath potassique. À partir de ces derniers affleurements (point de retour de notre parcours), il est possible d'évaluer l'importance de l'auréole thermique de ce pluton, de l'ordre de 1,5 km de largeur, en ce qui concerne les roches franchement cornéifiées.

Revenir à La Corderie et reprendre la direction du centre-ville de Lannion par la D 788. Prendre la direction de Plestin-les-Grèves–Morlaix et franchir le Léguer. Poursuivre sur la D 786 et atteindre, au bout de 2,5 km, la D 88a en direction de Ploulec'h. Traverser ce village et tourner à gauche, après l'église, en direction de Kerbéron et Poulfranc. Après plus de 1,7 km, prendre à droite pour atteindre Locquémeau. Suivre cette route jusqu'au front de mer et stationner non loin du chemin d'accès à la plage de Notigou. Cheminer en direction du Nord, vers la pointe du Douven, sur environ 300 m.

Affleurement 27

Nous retrouvons ici le pluton granitique du Yaudet, mais sur sa bordure ouest. Le granite porphyroïde ($\rho\gamma\gamma$) à mégacristaux de feldspath potassique passe également sur sa bordure externe, comme sur l'affleurement 26, à un faciès à grain fin, avec quartz globuleux et biotite verte en microcristaux. Par contre, le contact avec l'encaissant (Membre de Locquémeau (bL) de la Formation de Locquirec) plonge vers l'Ouest de 10° à peine. Ce contact est souligné par la présence d'un stockscheider, à grands feldspaths potassiques cunéiformes. Les affleurements 26 et 27 permettent donc d'imaginer la géométrie probable du petit pluton granitique du Yaudet, en loupe dissymétrique déversée vers l'Est.

Revenir vers la plage de Notigou, puis reprendre la route côtière en direction de la pointe de Séhar. Passer près de l'étang du Vorlen, installé sur un double tombolo d'âge éémien ou flandrien, et stationner à la pointe, près du petit port. Descendre sur l'estran et cheminer sur environ 750 m, vers la balise de Kigner Bell.

Affleurement 28

Le parcours d'accès sur l'estran (accessible uniquement aux grandes marées basses) permet de traverser la moitié inférieure du membre volcanodétritique (bL) de la Formation de Locquirec, jusqu'à ses niveaux de base, au toit du membre volcanoclastique de Coatréven (ρbL). Apparaît alors, au sein de la formation, des niveaux conglomératiques (1) à éléments centimétriques ou décimétriques, pris dans une matrice plus ou moins schistosée. Ces éléments, de nature essentiellement magmatique, sont de formes subsphériques, au contact des niveaux terminaux du membre de Coatréven, puis deviennent progressivement fusiformes, en remontant la série vers le Sud-Est, sur environ 120 m. Ce phénomène progressif d'aplatissement tectonique, très spectaculaire, engendre à l'extrême la formation de niveaux

rubanés, riches en épidote (teinte jaunâtre) et soulignés par des lamines de teinte rosée dues à une transposition totale des clastes magmatiques dans le plan principal de la foliation.

En revenant vers la digue de pleine mer, on remarquera, au passage, l'intrusion de grandes lentilles de quartz (Q), disposées en échelons, comme témoins d'une fracturation tardive du substratum par un jeu de mouvement décrochant dextre dans le plan d'alignement général des lentilles.

Des niveaux conglomératiques récurrents (1) sont également visibles près du petit port, dans la direction du Nord-Est.

Revenir à la pointe de Séhar et cheminer de nouveau sur l'estran, en direction du Sud-Ouest.

Affleurement 29

Les tuffites du membre de Locquémeau (bL) ont été exploitées sur l'estran. Leur extraction, pour l'obtention de dalles et de lauzes, a curieusement modifié la morphologie des rochers, qui présentent aujourd'hui des formes typiquement anthropiques.

Prendre la direction de l'étang du Vorlen et longer la crique ouest vers le Sud, pour atteindre les falaises abruptes de Malabri (accès aux grandes marées basses).

Affleurement 30

Sur le flanc nord de la pointe de Malabri, des alternances silto-gréseuses à passées tuffitiques marquent le sommet de la Formation de Locquirec. Elles sont affectées par une déformation particulièrement intense (bandes de cisaillement, veines de quartz boudinées et plissées) qui suggère la proximité d'une faille majeure : l'accident Locquémeau-Lézardrieux qui sépare cette formation de celle de Lannion. La pointe de Malabri est armée par trois barres rocheuses d'épaisseurs plurimétriques : ce sont des sills rhyodacitiques qui marquent la base de la Formation de Lannion (bLa). Ils sont séparés par des niveaux de tuffite entièrement hydrothermalisés et des bancs siliceux à sulfures. Cet ensemble est encore fortement tectonisé. La foliation orientée N60° environ, porte une linéation minérale à fort pendage vers le Nord-Est. Elle est affectée par des bandes et des plis cisailés, associés à une deuxième schistosité orientée N30°E. Vers le Sud, se développent les associations volcano-sédimentaires de la formation de Lannion.

Revenir à la pointe de Séhar en longeant le pied de la falaise. De là, prendre la direction de Trédrez par la D 88, puis la D 88b à la hauteur de Penn an Neiz Pig. Traverser le village de Trédrez et continuer vers le Sud-Ouest, en direction de Kerautret, Kersouflen, puis Pen ar Min. À l'extrémité de la route, stationner près du bois de pins et emprunter, au Nord, le chemin

très pentu, qui donne accès à l'estran. Longer la falaise vers le Nord, sur environ 1,5 km, pour atteindre la pointe de Beg ar Neon (nommée également Beg an Evned).

Affleurement 31

Cette coupe en pied de falaise ne peut être faite qu'aux grandes marées basses et dans un créneau horaire assez court.

Au droit de Beg ar Neon, on se situe au sein de la Formation de Lannion (**bLa**), comprenant de puissants niveaux de quartzites graphiteux (**Xg**) intercalés dans un ensemble lavique gris-bleu verdâtre, microgrenu à microlitique, de nature acide ou basique. Les quartzites noirs, chargés en pigment carboné, sont porteurs d'une intense minéralisation ferrifère (cristaux cubiques et grains arrondis de pyrite), finement rubanée (lamines millimétriques), en couches centimétriques à décimétriques. Ces dépôts hypersiliceux ($\text{SiO}_2 > 72\%$) métallifères sont en relation directe avec les émanations hydrothermales du volcanisme environnant.

En revenant vers le Sud, on notera que ces niveaux diminuent de puissance, mais restent d'excellents repères pour l'étude des déformations. Les lamines minéralisées donnent ainsi la position du litage sédimentaire d'origine, au sein des niveaux laviques. Au sommet de la Formation de Lannion (**bLa**), les quelques strates récurrentes de quartzites noirs sont affectées par une répétition de structures plicatives serrées, à axe plongeant d'environ 40° vers le Nord-Est, et par une succession de bandes de cisaillement à vergence SSE. Ce gradient de déformation annonce le contact par faille inverse de la série métavolcanique et hypovolcanique acide de Lannion (**bLa**) sur la série des metabasites spilitiques de Paimpol (**bP**).

La Formation de Paimpol (**bP**) débute à la pointe de Kervorgan par un ensemble très puissant (70 m) de volcanites basiques à patine vert olive et à cassure légèrement esquilleuse. La suite de la série est composée d'une alternance de niveaux volcaniques microgrenus à microlitiques et de grauwackes massives. Elle se termine par un ensemble lavique à structures en coussins (« pillow lavas ») très déformées. Ces derniers niveaux, à orientation $N65^\circ E$, se trouvent aujourd'hui en position verticale, voir en pendage inverse (70° maximum vers le Nord) : position semblable à celle de l'ensemble des roches affleurantes sur la côte depuis Malabri (affleurement 30), voir Kigner Bell (affleurement 28) jusqu'en ce lieu. La Formation de Paimpol s'arrête sur un contact tectonique majeur, l'accident Beauport-Trédrez déjà vu au cours des itinéraires I et II. Les critères de déformation sont ici clairement démonstratifs de la tectonique tangentielle. La comparaison des faciès à « pillow lavas » de cette coupe avec ceux observés plus à l'Est, notamment à Keranfeullen (affleurement 14) et à Ty Poas (affleurement 12), est assez éloquent. Cette observation suggère un ennoïement et un

élargissement des structures vers l'Est dans la partie sud du Domaine nord-trégorrois.

Cette coupe se termine, non loin du chemin d'accès, dans les siltites et les grauwackes de la Formation de Plestin-les-Grèves (bGs). Les nombreuses figures sédimentaires, présentes dans ces dépôts, montrent alors que cette formation, à l'inverse des séries précédentes, est bien en position normale, avec un pendage régulier vers le Sud, de l'ordre de 60°. Cette série détritique enregistre un métamorphisme de contact associé à la mise en place : d'une part, de petits corps gabbroïques ; d'autre part, d'un petit pluton granodioritique. Les corps gabbroïques, du type méladorite de Keralain (ηK), sont au nombre de deux : l'un, de 150 à 170 m de puissance, situé juste au Nord du sentier d'accès par Pen-ar-Min, l'autre, de petite étendue, situé à l'extrême Sud-Ouest de Beg-ar-Forn, en limite inférieure de l'estran rocheux. Il s'agit de faciès semblables aux roches précédemment observées au Convent Lagadec (affleurement 8). Le pluton granodioritique (γF), arme magistralement le relief en dôme de la pointe de Beg-ar-Forn.

Enfin, avant de prendre le chemin du retour on peut observer un étroit filon de microgranite ($\mu\gamma^3$), qui traverse l'ensemble des niveaux sédimentaires (bGs), allant de la bordure nord de la granodiorite de Beg-ar-Forn au massif gabbroïque septentrional. Son cheminement, en partie tronçonné, présente, notamment au Nord, de magnifiques figures de remplissage en fente de tension, disposées en échelons, induites par un mouvement décrochant, de sens dextre.

De retour à Pen-ar-Min, reprendre la direction de Trédrez. Tourner à gauche à la première jonction, puis, à 200 m, tourner à droite à la deuxième jonction, pour s'orienter au Sud. En haut de la route descendant à Toul-ar-Vilin, stationner à 220 m à peine de la dernière bifurcation.

Affleurement 32

Cet arrêt assez bref, nous permet d'examiner, en bordure de talus, quelques niveaux silto-gréseux rubanés de la Formation de Plestin-les-Grèves (bGs), affectés par une succession de microplis.

Continuer vers le Sud et tourner immédiatement à gauche pour atteindre Le Rest. Passé ce hameau, traverser le petit vallon très encaissé, puis stationner à 50 m environ à la sortie du grand virage, face au nouveau point de bifurcation.

Affleurement 33

En bordure de route, des dépôts silto-gréseux très fins, à faciès tacheté, appartenant à la Formation de Buhulien (bS), affleurent selon une orientation N45°E. Ces taches, ou nodosités, formées au sein de la roche par un agglomérat de microcristaux de biotite et d'andalousite, sont issues d'un

métamorphisme de contact. Ce métamorphisme est dû à la mise en place du massif granitique du Yaudet, la bordure de ce pluton n'étant distante horizontalement que de 300 m à l'Est, et encore moins verticalement compte tenu des observations faites à Notigou (affleurement 27) où le pendage du plan de contact granite/encaissant est à peine supérieur à 10°.

Bifurquer à gauche vers Kernévez et stationner au premier carrefour, près de Kervourdon.

Affleurement 34

En talus de route, pratiquement au niveau du sol, apparaissent les grès dits de Saint-Michel-en-Grève (χ), sous différents faciès : soit très quartziteux ; soit très feldspathiques à « pseudo-terriers », en formes très allongées et disposées parallèlement aux surfaces de bancs. L'origine de ces structures demeure discutée (voir à ce propos le chapitre « Description des terrains »).

Au carrefour de Kervourdon, tourner à droite, puis descendre vers Saint-Michel-en-Grève par la route située immédiatement à l'Est de Beg-ar-C'hra. Stationner au bas de la pente, au voisinage des premières demeures.

Affleurement 35

De part et d'autre de la route, les schistes noirs, carbonés et alumineux (S) affleurent en talus. Ces faciès, essentiellement phylliteux, riches en pigment de matière organique, présentent de nombreux niveaux microtachetés, à blastes d'andalousites (points blanchâtres infra millimétriques visibles sur les plans de débit de la roche). Ces dépôts sont aujourd'hui attribués au Dévonien inférieur, par comparaison à des faciès semblables, connus et datés dans la région de Morlaix.

Atteindre la D 786 à la hauteur de l'église de Saint-Michel-en-Grève, et tourner à gauche en direction de Lannion. Avant le premier grand virage, tourner à droite pour rester en rive gauche du ruisseau de Kerdu et poursuivre sur 500 m, en dépassant Lannyéo. Après le premier virage très accusé, stationner près du petit vallon situé à droite, en zone de sous-bois.

Affleurement 36

En bordure du dernier virage, les grès feldspathiques de Saint-Michel-en-Grève (χ) affleurent en bancs, soit verticaux, soit légèrement pentés 30° vers l'Ouest, avec un style de déformation souple en synclinal pincé. Ces dépôts sont métamorphiques, mais faiblement transformés.

Situés à quelques dizaines de mètres à peine, au Sud, près de l'aire de stationnement, des faciès micaschisteux et gneissiques sont présents en talus, sous la végétation : ces niveaux métamorphiques appartenant à la formation de Ploumilliau (ξP). Les roches présentent une intense foliation et un degré

métamorphique élevé, à biotite, localement sillimanite, nettement supérieur à celui des grès observés précédemment.

Il est clair qu'un accident sépare les deux formations précédentes. Il fait partie d'un faisceau de failles orientées SW-NE et injectées par des lames de granite.

Poursuivre vers le Sud et passer Traou-ar-Voaz et Toul-ar-Houat, pour arriver à Prat Kerléau. De cet endroit, tourner à droite et atteindre la ferme des Quatre Dames. Emprunter le chemin de servitude dirigé au Nord (GR 34), puis, à 150 m de la ferme, tourner à gauche pour pénétrer dans les champs et les pâturages avoisinants.

Affleurement 37

En bordures des champs et des prairies, affleurent quelques « chicots » de roche verte, massive et grenue. Ces faciès, constitués d'amphibole, chlorite, biotite, plagioclase, ilménite et quartz (rare), correspondent aux amphibolites de Plestin-les-Grèves (EP). Cette formation, nettement plus développée à l'Ouest, jalonne alors une discontinuité régionale majeure entre le Petit Trégor et les formations paléozoïques de la région de Morlaix (voir Carte géologique de la France à 1/50 000 : feuille Plestin-les-Grèves (Chantraine coord., 1986) ; feuille Morlaix (Chantraine coord., 1981).

Revenir aux Quatre Dames, puis à Prat Kerléau. Tourner à droite et passer Tal Du, Kerlaëron et an Hay Goz pour se rendre à ar Bodou et stationner.

Affleurement 38

Dans les fossés, situés au Sud de la ferme, apparaît la granodiorite, à grain fin et riche en biotite, de Keranzaudy (YK). Bien que cette roche soit souvent altérée, elle se repère assez facilement à l'affleurement, où elle constitue de nombreux petits corps allongés, parallèles aux accidents chevauchants de cette partie du domaine de la baie de Lannion.

Revenir à an Hay Goz et tourner à droite. Passer Kernibilien Huellan, Kernibilien, Kervigodo, puis tourner à gauche, vers Run-an-Spernen et Kercaradec. Stationner non loin de ces dernières fermes, en bordure de route.

Affleurement 39

Aux alentours de Run-an-Spernen et de Kercaradec, apparaissent quelques « boulders » de granodiorite de Ploubezre (g4), signalant la bordure du grand pluton de Plouaret. Tout le long de ce contact, l'analyse pétrostructurale montre que la mise en place du granite est synchrone de la déformation et du métamorphisme des formations encaissantes.

Revenir au carrefour de Kervigodo et tourner à gauche pour atteindre, à moins de 1,5 km, le charmant village de Plouzélambre, terme de ce dernier itinéraire.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., CHANTRAINE J., RABU D. (1979) - Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 277-292.
- AUVRAY B., coordonnateur (1976) - Carte géologique et notice explicative. Feuille Tréguier (171) à 1/50 000.
- AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse, Rennes, 671 p.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 5, p. 953-957.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980a) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, p. 532-538.
- AUVRAY B., MACE J., VIDAL P., VAN DER VOO R. (1980b) - Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, Brittany ; implications for the age of red beds (« séries rouges ») in the Northern Armorican Massif - *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 207-210.
- BALÉ P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord ; interaction décrochement – chevauchement. Thèse, Rennes, 361 p.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, p. 359-362.
- BARRIÈRE M. (1976) - Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). *Bull. BRGM*, 1, 3, p. 247-295.
- BARRIÈRE M. (1977) - Le complexe de Ploumanac'h, Massif armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse, Brest, 192 p.
- BARROIS C. (1905) - Carte géologique et notice explicative. Feuille Morlaix (58) à 1/80 000.
- BARROIS C. (1908) - Carte géologique et notice explicative. Feuille Tréguier (42) à 1/80 000.
- BARROIS C. (1909) - Carte géologique et notice explicative. Feuille Lannion (41) à 1/80 000.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and no coaxial deformation of granites, the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BERTHOIS L. (1937) - Contribution à l'étude des limons de Bretagne. *Bull. Soc. Sci. Bretagne*, XIV, p. 53-62.

- BITRI A., BRUN J.P., CHANTRAINE J., GUENNOC P., MARQUIS G., MARTHELOT J.M., PERRIN J., PIVOT F., TRUFFERT C. (1997) - Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion verticale et sondage magnéto-tellurique (projet GéoFrance 3D - Armor). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 325, p. 171-177.
- BRUN J.P. (1981) - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Thèse, Rennes, 197 p.
- BRUN J.P., BALÉ P. (1990) - Cadomian tectonics in northern Brittany. In *Geol. Soc. Sp. Publ.* 51, p. 95-114.
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Thèse, Paris, 690 p.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y. (1979) - Le bassin de Morlaix, une unité circonscrite et indépendante dans le contexte géologique régional. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 269-276.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU B. (1987) - Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the northern Armorican Massif (France). *Geol. Soc. Sp. Publ.* 33, p. 525-539.
- CABANIS B., THIÉBLEMONT D. (1988) - La discrimination des tholéïtes continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme Th, Tb, Ta. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, p. 927-935.
- CARN A. (1983) - Contribution à l'étude hydrogéologique des volcanites du Trégor. Thèse, Montpellier, 173 p.
- CHANTRAINE J., coordonnateur (1981) - Carte géologique et notice explicative - Feuille Morlaix (240) à 1/50 000.
- CHANTRAINE J., coordonnateur (1984) - Carte géologique et notice explicative - Feuille Belle-Isle-en-Terre (241) à 1/50 000.
- CHANTRAINE J., coordonnateur (1986) - Carte géologique et notice explicative - Feuille Plestin-les-Grèves (202) à 1/50 000.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALÉ P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogène cadomien en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., AUVRAY B., BRUN J.P., CHAUVEL J.J., RABU D. (1994) - The Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. In : *Pre-Mesozoic Geology in France*, J.D. Keppie editeur, Springer-Verlag, p. 73-128.
- CHAURIS L. (1986) - Les minéralisations du district de la baie de Lannion (Massif armoricain). Les métallotectes et leurs interférences. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest de la France*, p. 49-69.
- CHAURIS L. (1987) - Mise en évidence d'une minéralisation en tungstène, molybdène et cuivre dans le massif granitique du Yaudet en Bretagne (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 387-390.

- CHAURIS L. (1989a) - Les occurrences plombifères du Nord-Ouest de la Bretagne. *Bull. Soc. Sci. nat. de la France*, 11, p. 123-138.
- CHAURIS L. (1989b) - Sables noirs à magnétite et or sur les grèves de Porz-Mabo et de Porz-Raden en Trébeurden (Côtes-du-Nord). *Iles du Trégor*, 4, p. 18-22.
- CHAURIS L. (1989c) - Origine des sables terrigènes des plages ; intérêt de la représentation cartographique des pourcentages en différents minéraux lourds. L'exemple de la baie de Lannion (Bretagne septentrionale). *Norois*, Poitiers, 36, p. 391-406.
- CHAURIS L. (1990) - Concentration de minéraux lourds sur l'estran de quelques îles du Trégorrois occidental. *Iles du Trégor*, 5, p. 19-25.
- CHAURIS L. (1991) - Localisation de la « forêt sous-marine » découverte « près Morlaix » par le comte de La Fruglaye en 1811. *Norois*, Poitiers, 152, p. 389-392.
- CHAURIS L. (1992) - Syénites quartzifères riches en thorium et Terres Rares en Bretagne septentrionale. *Géologie de la France*, 2, p. 17-22.
- CHAURIS L., GUIGUES J., LULZAC Y., PICOT T., PIERROT R. (1976) - Occurrences métallifères dans les formations briovériennes de la baie de Lannion (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 259-261.
- CHAURIS L., GARREAU J. (1983a) - Un pluton polyphasé dans la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine : le massif de Plouaret (Côtes-du-Nord, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, p. 1591-1594.
- CHAURIS L., GARREAU J. (1983b) - Métallotectes et minéralisations dans le pluton granitique polyphasé hercynien de Plouaret (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, p. 1663-1665.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *In* : Notes et Mémoires ; Service Géologique du Maroc n° 236, p. 193-218.
- COUSSEMENT C. (1989) - Coupe de Tréduder ; cartographie, tectonique et pétrographie du Trégor occidental. Maîtrise, Brest, 44 p., inédit.
- DABARD M.P. (1997) - Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique. Thèse Rennes, 266 p.
- DALLMEYER R.D., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. (1991) - Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the baie de Saint-Brieuc (North Brittany, France). *Canadian Journ. of Earth Sciences*, 28, p. 762-773.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions Royal Soc. Edinburgh*, 73, p. 135-149.
- DELATTRE C., PRUVOST P., WATERLOT G. (1958) - Le Dévonien de la région de Saint-Michel-en-Grève. *Bull. Serv. géol. Fr.*, 255, p. 49-53.

- DENIS E. (1988) - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale. Mémoires et documents du CAESS, Rennes, n° 18, 222 p.
- DEUNFF J., CABANIS B., MOREAU-BENOIT A. (1974) - Datation palynologique des schistes carbonés de la région de Morlaix. *C.R. Acad. sci. Paris*, 278, p. 217-220.
- DEVISMES P. (1978) - Atlas photographique des minéraux d'alluvions. *Mém. BRGM*, 95, 206 p.
- ÉGAL E., GUERROT C., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996a) - The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). *In : Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 304, p. 281-318.
- ÉGAL E., coordonnateur (1996b) - Carte géologique et notice explicative. Feuille Pontrieux-Etables (204) à 1/50 000.
- FOURCY E. de (1844) - Explication de la carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris, 172 p.
- GARREAU J. (1977) - Remarques sur la tectonique post-hercynienne en Bretagne occidentale. *Norwis*, 94, p. 179-192.
- GARREAU J. (1978) - Le massif granitique de Plouaret (Bretagne). *Norwis*, 99, p. 407-430.
- GRAVIOU P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse, Rennes, 236 p.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif ; petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, 1, p. 1-13.
- GUERROT C. (1989) - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. Géochimie isotopique (Sr - Nd - Pb) et géochronologique U-Pb sur zircons. Mémoires et documents du CAES, Rennes, n° 25, 164 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. (1990) - U-Pb geochronology of the late proterozoic Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif. *In Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51, p. 13-26.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, 71, 172 p.
- GUILLET Ph., BOUCHEZ J.L., VIGNERESSE J.L. (1985) - Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne) : mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 503-513.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine, histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, p. 45-62.

- HÉBERT R., HALLOT E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1993) - New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt : chronology of events in the baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 395-401.
- HÉBERT R., LE GOFF E., BALLÈVRE M. (1997) - Evolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp (Massif armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, p. 3-22.
- KERFOURN M.T. (1965) - L'analyse pollinique permet de rapporter au Pléistocène inférieur un dépôt littoral découvert à Lanmérin (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 260, p. 254-255.
- LAFFITTE P. (1955) - Le granite de Bréhat et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 244, p. 35-68.
- LE CORRE C., BALÉ P., GEORGET Y. (1989) - Le Léon : un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodynamica Acta*, Paris, 3, 2, p. 57-71.
- LEES G.J., ROACH R.A., SHUFFLEBOTHAM M.M., GRIFFITHS N.H. (1987) - Upper Proterozoic basaltic volcanism in the Northern Massif armoricain, France - *Géol. Soc. Spec. Publ.*, 33, p. 503-523.
- LE GOFF E., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1994) - Structures et champ de déformation dans la chaîne cadomienne à l'Ouest de la Baie de Saint-Brieux (Nord du Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, p. 231-238.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1968) - Géochronologie et évolution précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, 11, 84 p.
- MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Rennes. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 2, 151 p.
- MILON Y. (1934) - La géologie de Jersey et le problème de l'âge du Trégorrois. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 250-251.
- MONNIER J.L. (1979) - Le Pleistocène de la côte nord de la Bretagne. Essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique. *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 3, p. 147-156.
- MORZADÉC-KERFOURN M.T. (1975) - Le Plio-Quaternaire marin de Pont-Rouz (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, p. 1955-1957.
- MULOT B. (1971) - Atlas-guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord (6 fascicules). BRGM, inédit.
- NACHIT H. (1986) - Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse, Brest, 181 p.

- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) – Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre armoricain. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 349-356.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1975) - Inventaire minéralogique de la France. N° 5 : Côtes-du-Nord, 220 p. *Editions BRGM*, Orléans, 220 p.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DENIS E., BALE P., BARDY P. (1990) - The Brioverian (Upper Proterozoic) and the cadomian orogeny in the armorican Massif. *In : Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51, p. 81-94.
- ROACH R., LEES G., ROWBOTHAM G. (1992) - Le champ filonien paléozoïque du Trégor, (Nord du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 813-820.
- RUFFET G., PERROUD H., FÉRAUD G. (1990) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Proterozoic paleomagnetic pole for the Armorican Massif (France). *Geophys. J. Int.*, 102, p. 397-409.
- RUFFET G., FÉRAUD G., AMOURIC M. (1991) - Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 55, p. 1675-1688.
- SANDRÉA A. (1958) - Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne de l'île de Sieck à la baie de Perros. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 285, p. 505-618.
- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) - Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51, p. 133-150.
- STRACHAN R.A., D'LEMOIS R.S., DALLMEYER R.D. (1996) - Neoproterozoic evolution of an active plate margin : North Armorican Massif, France. *In : Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 304, p. 319-332.
- THIÉBLEMONT D., TÉGYEY M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées, témoin de la diversité d'origine des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., CHANTRAINE J. (1996) - Révision du volcanisme cadomien de l'Est du Trégor (Bretagne Nord, France). *Géologie de la France*, 4, p. 3-21.
- VERDIER P. (1968) - Étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion). Thèse, Strasbourg, 51 p.
- VIDAL Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Univ. Rennes, 1976 et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne* (1980), 21, 162 p.

AUTEURS

J. CHANTRAINE (ingénieur géologue au BRGM), pour l'introduction et la coordination.

É. HOULGATTE (ingénieur géologue, Brest), pour la description des terrains briovériens nord-trégorrois.

É. LE GOFF (ingénieur géologue au BRGM) et É. HOULGATTE, pour la description des terrains briovériens des domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp.

C. COUSSEMENT (ingénieur géologue, Brest) et É. HOULGATTE, pour la description des terrains paléozoïques et briovériens de la baie de Lannion.

L. CHAURIS (directeur de recherches au CNRS) et M. BARRIÈRE†, pour la description des granites varisques.

É. HOULGATTE, pour la description des divers filons et pipes.

J. GARREAU (maître assistant à l'université de Bretagne occidentale), pour la description des formations superficielles.

C. LARSONNEUR (professeur à l'université de Caen), pour la description des formations sous-marines.

J. CHANTRAINE, pour le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

J. CHANTRAINE et E. HOULGATTE, pour le chapitre « Évolution tectono-métamorphique ».

J. CHANTRAINE, pour le chapitre « Synthèse géodynamique régionale ».

J. GARREAU, pour le chapitre « Géomorphologie régionale ».

A. CARN (ingénieur hydrogéologue à ANTEA), pour le chapitre « Ressources en eau ».

L. CHAURIS, pour les chapitres « Gites et indices minéraux » et « Substances utiles, carrières » avec la collaboration de L. CALLIER (ingénieur géologue au BRGM), pour les travaux récents de recherches minières.

É. HOULGATTE, pour le chapitre « Itinéraires géologiques ».

Présentation au CCGF : 13 décembre 1996

Acceptation de la carte et de la notice : 18 juin 1998

Impression de la carte : 1999

Impression de la notice : 1999

ANNEXES

*ANNEXES 1 et 3
(dépliant en fin de notice)*

*ANNEXE 2 - ANALYSES CHIMIQUES DES GRANITES VARISQUES
(tableaux 1 à 8)*

SiO ₂	46,03	46,53
Al ₂ O ₃	16,01	13,33
Fe ₂ O ₃	15,00	10,38
MnO	0,16	0,17
MgO	6,10	11,80
CaO	9,59	10,94
Na ₂ O	1,74	2,01
K ₂ O	0,78	1,80
TiO ₂	0,72	1,19
P ₂ O ₅	0,43	0,22
P.F.	3,94	2,15
<i>Total</i>	<i>100,50</i>	<i>100,52</i>

1A

SiO ₂	68,15
Al ₂ O ₃	16,12
Fe ₂ O ₃	3,21
MnO	0,08
MgO	1,06
CaO	2,30
Na ₂ O	4,43
K ₂ O	2,15
TiO ₂	0,30
P ₂ O ₅	0,22
P.F.	1,16
<i>Total</i>	<i>99,18</i>

1B

Tableau 1 - Analyses chimiques de la méladiorite de Keralain (1A : Auvray, 1979) et de la granodiorite de Beg-ar-Forn (1B : UBO, Brest).

	1 (3)	2	3	Penrugaro					
SiO ₂	62,86	61,20	56,60	La	561,6	Gd	25,3	Yb	2,7
Al ₂ O ₃	17,46	17,77	17,46	Ce	1194,0	Tb	2,6	Lu	0,4
Fe ₂ O ₃	5,40	5,75	8,10	Pr	127,1	Dy	12,7	U	16,1
MnO	0,09	0,10	0,12	Nd	433,0	Ho	1,7	Th	228,7
MgO	0,36	0,50	2,72	Sm	61,2	Er	3,7		
CaO	2,08	2,26	3,93	Eu	4,6	Tm	0,4		
Na ₂ O	3,17	3,90	2,15	Toul Trévian					
K ₂ O	6,90	7,26	4,56	La	797,6	Gd	16,6	Yb	2,0
TiO ₂	0,38	0,55	1,08	Ce	1362,0	Tb	1,8	Lu	0,3
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,67	Pr	130,3	Dy	6,7	U	2,9
P.F.	0,73	0,49	1,92	Nd	348,0	Ho	1,1	Th	99,7
Total	99,56	99,93	99,31	Sm	36,3	Er	2,7		
2A				Eu	2,5	Tm	0,4		
				2B					

Tableau 2 - Analyses chimiques des petits corps intrusifs dans les formations paléozoïques.

(2A) : Éléments majeurs, 1 et 2 : syénites quartzifères (1 : Sud de Morlaix, moyenne de trois analyses, 2 : Toul Trévian) ; 3 : granodiorite de Keransaudy (Kerinec en Plestin-les-Grèves) - (2B) Terres rares, U et Th (en ppm) de deux syénites quartzifères - Analyses BRGM, Orléans.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,60	57,90	56,80	56,50	58,20	54,60
Al ₂ O ₃	16,16	15,54	16,25	16,11	16,63	16,64
Fe ₂ O ₃	7,97	6,91	7,13	6,86	6,50	7,57
MnO	0,12	0,10	0,11	0,10	0,08	0,11
MgO	6,29	5,87	3,83	5,46	3,90	4,76
CaO	7,25	4,22	5,75	7,54	5,02	6,95
Na ₂ O	3,18	2,98	3,39	3,18	3,78	3,75
K ₂ O	2,20	3,01	3,59	2,53	2,75	2,04
TiO ₂	1,45	0,98	1,64	1,19	1,39	2,15
P ₂ O ₅	0,38	0,31	0,49	0,28	0,36	0,65
P.F.	0,96	1,31	0,90	0,88	0,69	0,68
<i>Total</i>	<i>99,56</i>	<i>99,13</i>	<i>99,88</i>	<i>100,63</i>	<i>99,30</i>	<i>99,90</i>
Li	< 10	14	41	31	19	16
V	162	105	167	147	122	177
Cr	221	203	52	194	118	114
Co	31	24	20	27	21	22
Ni	86	89	30	92	66	50
Cu	25	12	13	23	17	22
Zn	67	76	74	61	74	70
Sr	631	567	774	565	623	759
Y	21	< 20	26	< 20	24	20
Nb	27	21	31	25	25	35
Ba	880	944	1364	689	661	638
La	57	41	107	54	72	42
Ce	108	103	204	90	151	97
Zr	211	218	268	163	264	196

Tableau 3 - Pluton de Plouaret. Diorites.

1 - Ouest Rhun ar Gazel. 2 - Sud-Est Pen ar Vouillen (SSE Ploumilliau). 3 - Conventan Miron. 4 - Carrière sud du Launay. 5 - Crec'h an Moudet. 6 - Ouest Lanvelec. 7 - Sud-Ouest Prat Dourec (Est Lanvellec). 8 - Carrière cote 129, Sud-Est Lanvellec. 9 - Sud-Ouest Kerdual. 10 - Kervennou (NNE Lanvellec). 11 et 12 - Kerpavé (NE Plouzelambre). Analyses : 1 à 7 : BRGM, Orléans ; 8 à 12 : CRPG, Nancy.

NB : Les analyses des éléments traces ont été réalisées par la méthode ICP/AES, valable pour la prospection géochimique mais non pour les investigations pétro-géochimiques.

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,50	52,53	55,98	55,19	55,06	55,78
Al ₂ O ₃	16,33	15,51	16,52	19,29	17,30	17,33
Fe ₂ O ₃	7,94	7,55	6,71	4,49	7,33	6,77
MnO	0,12	0,11	0,11	0,08	0,10	0,10
MgO	5,46	6,88	5,32	3,82	5,48	4,11
CaO	7,46	7,68	5,37	7,19	5,26	5,74
Na ₂ O	3,26	3,01	3,58	4,04	3,81	3,82
K ₂ O	1,95	2,43	2,97	2,55	3,13	2,62
TiO ₂	2,36	1,27	1,14	0,90	1,34	1,46
P ₂ O ₅	0,20					
P.F.	0,73	1,77	1,41	1,43	1,26	1,26
<i>Total</i>	<i>99,31</i>	<i>98,74</i>	<i>99,11</i>	<i>98,98</i>	<i>100,07</i>	<i>98,99</i>
Li	15					
V	211	171	139	140	165	164
Cr	149	282	171	140	231	114
Co	29	59	42	58	47	60
Ni	57	137	68	70	122	56
Cu	25	26	18	14	23	11
Zn	60					
Sr	567	841	491	1155	573	578
Y	<20					
Nb	36					
Ba	384	1227	739	1223	923	876
La	<20					
Ce	38					
Zr	198					

Tableau 3 (suite).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	63,40	62,94	60,90	67,03	65,40	66,59	65,14	64,00	70,36
Al ₂ O ₃	16,21	15,98	17,12	15,00	15,71	15,94	16,12	16,07	14,31
Fe ₂ O ₃	5,06	4,54	5,10	3,15	4,41	3,71	3,91	4,33	2,59
MnO	0,07	0,07	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	2,80	2,75	3,13	1,89	2,55	1,71	1,91	2,34	1,50
CaO	3,47	3,25	3,64	2,47	3,18	2,77	2,93	2,95	1,64
Na ₂ O	3,75	3,89	4,60	3,87	3,85	3,85	4,04	4,03	3,70
K ₂ O	3,37	3,72	3,08	3,81	3,38	3,97	4,16	3,82	4,16
TiO ₂	0,84	0,77	0,95	0,51	0,75	0,62	0,74	0,78	0,35
P ₂ O ₅	0,22		0,25		0,19			0,20	
P.F.	0,52	1,13	0,66	0,83	0,65	0,62	0,61	0,58	0,92
<i>Total</i>	<i>99,71</i>	<i>99,04</i>	<i>99,50</i>	<i>98,60</i>	<i>100,13</i>	<i>99,84</i>	<i>99,62</i>	<i>99,16</i>	<i>99,58</i>
Li	18		39		27			42	
V	78	77		35	74	34	78		35
Cr	105	92		53	107	45	62		46
Co	14	50		42	14	54	51		47
Ni	51	48		24	61	40	30		21
Cu	14	12		<10	15	<10	10		<10
Zn	77				68				
Sr	390	410	429	336	405	355	428	370	241
Y	<20				<20				
Nb	<20				<20				
Ba	833	946	590	833	828	824	1032	931	568
La	37				38				
Ce	96				82				
Zr	253				214				

Tableau 4 - Pluton de Plouaret. Granodiorites.

1 à 4 - **Granodiorites de Ploubezre.** 1 - Nord de Guernionec (NE Plufur). 2 - Est Ploubezre. 3 - Sud Coat Arzur (ESE Ploubezre). 4 - Kervennou (Est Ploumilliau).

5 à 8 - **Granodiorites de Bégard.** 5 - Nord-Ouest de Kervran (Est Prat). 6 - Ouest Guénézan (SE Bégard). 7 - Ouest Trévourec (Sud Bégard). 8 - Est Coat Merrien (SE Prat).

Granite de Tonquédec. 9 - Kergus, près Kerauzen. Analyses : BRGM, Orléans : 1 et 5 ; CRPG, Nancy : 2, 4, 6, 7, 9 ; UBO, Brest : 3, 8.

NB : Les analyses des éléments traces ont été réalisées par la méthode ICP/AES, valable pour la prospection géochimique mais non pour les investigations pétro-géochimiques.

	1	2	3
SiO ₂	70,20	73,80	66,00
Al ₂ O ₃	19,14	15,58	23,50
Fe ₂ O ₃	0,56	1,07	0,64
MnO	<0,02	<0,02	0,00
MgO	<0,20	0,31	0,06
CaO	0,14	0,25	0,00
Na ₂ O	<0,20	<0,20	0,00
K ₂ O	2,87	3,44	0,27
TiO ₂	0,50	0,57	0,45
P ₂ O ₅	<0,05	0,05	0,04
P.F.	6,20	4,44	8,61
<i>Total</i>			<i>99,57</i>
Li	12	12	71
V	53	31	
Cr	89	64	
Co	<5	<5	
Ni	18	27	
Cu	<5	<5	
Zn	15	26	
Sr	77	80	27
Y	<20	<20	
Nb	<20	<20	
Ba	435	530	25
La	<20	<20	
Ce	66	46	
Zr	188	181	

Tableau 5 - Pluton de Plouaret. Granite kaolinisé.

1 - Keriézou (Est Vieux-Marché). 2 - Kervinihy (NE Plouaret). 3 - Min Toul. Analyses : 1 et 2, BRGM, Orléans 3, UBO, Brest.

NB : Les analyses des éléments traces ont été réalisées par la méthode ICP/AES, valable pour la prospection géochimique mais non pour les investigations pétro-géochimiques.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72,40	72,80	76,10	72,10	77,62	72,70
Al ₂ O ₃	14,47	14,64	12,41	14,60	12,72	14,47
Fe ₂ O ₃	1,90	0,60	1,08	1,84	0,36	1,66
MnO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
MgO	0,65	0,26	0,29	0,65	0,12	0,49
CaO	0,79	0,61	0,62	1,36	0,25	1,04
Na ₂ O	4,05	3,68	2,43	3,67	2,94	3,50
K ₂ O	3,64	5,29	5,46	4,36	5,69	4,57
TiO ₂	0,24	0,19	0,19	0,28	0,07	0,26
P ₂ O ₅	0,10	0,19	0,06	0,14		0,15
P.F.	1,06	1,07	0,68	0,70	0,69	0,86
<i>Total</i>	<i>99,33</i>	<i>99,34</i>	<i>99,33</i>	<i>99,73</i>	<i>100,17</i>	<i>99,72</i>
Li	11	11	11	73		49
V	20	10	11	23	<10	19
Cr	43	15	23	22	<10	18
Co	<5	<5	<5	5	48	5
Ni	30	20	28	23	<10	45
Cu	<5	<5	<5	<5	<10	<5
Zn	23	16	29	62		62
Sr	154	72	142	190	55	131
Y	<20	<20	<20	<20		<20
Nb	<20	<20	<20	<20		<20
Ba	382	306	724	582	141	543
La	<20	<20	<20	<20		<20
Ce	32	25	69	46		51
Zr	156	104	340	131		155

Tableau 6 - Pluton de Plouaret. Granites à grain fin.

1 - Sud-Est Pen ar Vouillen. 2 - Sud-Ouest Rubeux (SW Pluzunet). 3 - Ouest Moulin Marec (SW Prat). 4 - Sud-Ouest Le Penquer (SW Pluzunet). 5 - Plancognac (E Lanvézéac). 6 - Crec'h Allain (NNE Trégrom). Analyses : BRGM, Orléans ; sauf 5 (CRPG, Nancy).

NB : Les analyses des éléments traces ont été réalisées par la méthode ICP/AES, valable pour la prospection géochimique mais non pour les investigations pétro-géochimiques.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,66	72,37	74,30	70,50	66,00	72,10
Al ₂ O ₃	14,61	14,41	13,75	14,20	16,04	14,54
Fe ₂ O ₃	2,07	1,61	1,38	2,05	4,54	1,46
MnO	0,05	0,04	0,03	0,03	0,07	0,03
MgO	0,67	0,58	0,26	0,50	1,64	0,54
CaO	1,20	0,89	0,49	0,34	2,29	0,32
Na ₂ O	3,54	3,53	3,59	2,41	4,39	3,23
K ₂ O	4,75	5,12	5,10	7,56	2,16	5,24
TiO ₂	0,24	0,20	0,17	0,25	0,68	0,20
P ₂ O ₅	-	-	0,15	0,18	0,25	-
P.F.	0,88	0,96	0,46	0,72	1,04	1,63
<i>Total</i>	<i>99,67</i>	<i>99,71</i>	<i>99,68</i>	<i>98,74</i>	<i>99,10</i>	<i>99,29</i>
Ba	337	325	134	664	151	320
Sr	98	78	22	106	109	67
Li	-	-	51	22	240	74
Rb	-	-	304	270	257	264

Tableau 7 - Massif granitique du Yaudet.

1 et 2 - Granite porphyroïde (1 : Beg Léguer ; 2 : Carrière Christ). 3 - Faciès de bordure à Notigou. 4 - Stockscheider de Notigou. 5 - Enclave microgrenue (embouchure du Léguer). 6 - Endogranite de Ponchoumein. 7 et 8 - Endogranite « central » (7 : ~ Crec'h Lan ; 8 : ~ Crec'h an Taro). 9 - Filon granitique à l'embouchure du Léguer. 10 - Tourmaline près de Beg Léguer. 11 - Granite kaolinisé à Poulma Doguen. Analyses : CRPG, Nancy (1, 2, 6, 7) et UBO, Brest (3, 4, 5, 8, 9, 10 et 11)*. Analyse 10 : bore non dosé.

NB : Les analyses des éléments traces ont été réalisées par la méthode ICP/AES, valable pour la prospection géochimique mais non pour les investigations pétro-géochimiques.

	7	8	9	10	11
SiO ₂	73,92	73,25	73,00	40,50	71,80
Al ₂ O ₃	13,61	13,86	13,85	26,30	17,00
Fe ₂ O ₃	1,40	1,75	2,07	12,80	0,27
MnO	0,02	0,03	0,03	0,14	0,01
MgO	0,43	0,53	0,53	3,00	0,15
CaO	0,41	0,67	0,31	0,56	0,04
Na ₂ O	3,40	3,51	3,06	1,74	0,42
K ₂ O	4,91	4,82	5,37	3,17	4,78
TiO ₂	0,18	0,25	0,26	0,43	0,32
P ₂ O ₅	-	0,20	0,15	0,20	0,15
P.F.	0,85	0,54	0,97	2,46	4,42
<i>Total</i>	<i>99,13</i>	<i>99,41</i>	<i>99,60</i>	<i>91,30*</i>	<i>99,36</i>
Ba	204	253	227	106	681
Sr	68	53	42	62	78
Li	92	107	28	94	35
Rb	306	302	302	184	228

Tableau 7 (suite).

	1 (10)	2 (2)	3 (20)	4 (18)	5 (14)
SiO ₂	75,83	72,80	69,41	72,31	76,22
Al ₂ O ₃	12,63	13,70	14,54	14,25	12,98
Fe ₂ O ₃ tot.	1,59	2,23	3,05	1,62	0,84
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,20	0,55	0,85	0,48	0,07
CaO	0,90	1,15	1,77	1,46	0,79
Na ₂ O	3,17	3,19	3,49	3,79	3,61
K ₂ O	5,22	5,22	5,24	4,38	4,69
TiO ₂	0,17	0,31	0,52	0,26	0,04
H ₂ O ⁺	0,16	0,31	0,31	0,41	0,27
H ₂ O ⁻	0,21	0,33	0,19	0,15	0,12
<i>Total</i>	<i>100,11</i>	<i>99,82</i>	<i>99,41</i>	<i>99,14</i>	<i>99,65</i>

Tableau 8 - Massif granitique de Ploumanac'h.

1 - Granite de la Clarté. 2 - Granite de transition entre le granite de la Clarté et celui de Traouiéros. 3 - Granite de Traouiéros. 4 - Granite de Canton. 5 - Granite de Woas-Wen. () nombre d'analyses entrant dans chaque moyenne. Analyses : UBO, Brest.

ANNEXE 4 - FORAGES DE CAPTAGE DES EAUX SOUTERRAINES

CODE	CODE	DATE	DIAM	DEBIT	PROF	GRUPE	CD.X	CD.Y	CD.Z
MINIER	INSEE	JJMMAA	mm	m3/h	m	GEOL	Km	Km	m
2031014	22042	30976	152	0,4	34	6	168,16	136,19	74
2031901	22198	20385	155	0,5	55	4	170,22	136	94
2031902	22343	310792	152	0,1	118	6	164,3	135,92	30
2031903	22113	290389	152	2	53	6	168,25	132,2	75
2031904	22319	11281	150	3	55	2	165,84	127,09	58
2032030	22211	10179	152	2	92	6	172,52	127,5	90
2032031	22211	10179	152	3	83	6	172,45	127,52	92
2032032	22113	70683	110	0,2	34	5	175,1	133	91
2032033	22113	70683	110	1	37	5	175,12	133,05	91
2032034	22113	130285	200	9	106	5	175,13	133,05	91
2032035	22113	11076	140	5	32	5	171,07	132,8	100
2032037	22211	11077	140	7	27	6	174,55	128,82	87
2032038	22224	280678	140	18	31	9	170,97	129,05	91
2032901	22113	70390	152	1	64	1	175,62	131	44
2033017	22265	10479	152	50	60	9	179,67	132,2	64
2033018	22265	20479	152	8	60	9	179,63	132,37	66
2033019	22265	10780	152	1,5	71	9	179,56	132,16	64
2033020	22265	20780	152	10,5	68	9	179,65	132,05	63
2033021	22265	30780	152	35	71	9	179,5	132,17	64
2033022	22265	40780	216	21	73	9	179,61	132,05	63
2033023	22265	10483	250	70	66	9	179,8	132,16	65
2033024	22030	11085	152	100	90	6	179,19	127,47	60
2033025	22030	31085	152	200	100	6	179,23	127,47	60
2033026	22030	10287	152	63	71	6	179,19	127,5	63
2033027	22030	10189	152	250	100	6	179,27	127,47	65
2033028	22265	310577	152	27	43	9	177,83	130,65	78
2033029	22101	281183	152	15	40	9	183,16	131,2	31
2033030	22381	290679	152	4	50	5	180,02	133,41	95
2033031	22257	170190	152	8	39	9	181,82	129,59	71
2034024	22101	10976	152	36	30	1	186,24	131,07	40
2034025	22101	11076	152	7,5	42	9	184,54	132,23	35
2034027	22254	11176	152	25	36	6	187,16	126,96	71
2034028	22152	10879	152	7	80	9	187,24	133,78	47
2034029	22028	10579	152	9	60	9	186,56	133,78	19
2034030	22028	579	152	0,3	34	9	186,53	133,78	20
2034031	22028	579	152	0,5	34	9	186,49	133,81	20
2034032	22028	979	140	10	71	9	186,66	134,34	39
2034033	22028	979	140	40	71	9	186,55	134,17	34
2034034	22028	979	152	50	65	9	186,6	134,13	31
2034035	22028	979	152	4	56	9	186,68	134,03	28
2034036	22247	10282	152	30	60	2	189,04	128,49	66
2034040	22152	10781	146	160	58	9	189,07	133,67	38
2034041	22152	30781	146	100	53	9	189,03	133,76	41
2034042	22152	50781	146	30	43	9	189,07	133,64	35
2034043	22152	70781	216	200	63	9	189,07	133,69	40
2034044	22152	681	167	5	79	9	186,73	133	26
2034045	22152	681	146	5	80	9	186,77	133,04	27
2034046	22152	681	216	17	79	9	186,94	133,27	42
2034047	22152	681	216	1	79	9	186,87	133,32	43
2034048	22152	681	216	20	76	9	187	133,27	40
2034049	22101	271285	152	25	56	9	183,51	131,63	37
2034050	22101	130977	140	1,8	49	1	186,84	131,35	36
2034051	22101	141190	152	6,2	53	9	185,91	129,43	58
2034053	22247	181085	146	15	33	2	188,76	126,75	75

Tableau 9 - Forages de la feuille géologique Lannion n° 203

2034054	22247	50782		4	41	2	189,3	126	76
2034055	22247	110289	152	7	53	2	189,52	127,51	72
2034056	22247	130790	152	13,5	45	9	187,94	129,96	30
2034058	22101	30379	152	9	33	1	187,61	130,69	28
2034059	22152	40981	150	36	49	9	189,22	133,8	48
2034060	22141	51089	152	14	67	2	186,1	127,82	76
2034062	22247	140379	152	6	50	2	189,25	129,7	69
2034063	22247	180581	152	7,7	38	2	189,5	129,07	75
2034901	22042	230781	146	2,3	78	9	183,57	132,5	32
2034902	22042	240781	146	2,1	67	9	183,57	132,5	32
2035011	22238	10979	152	50	68	5	164,62	122,05	29
2035012	22238	20979	152	3	62	5	164,68	122,14	28
2035014	22119	150783	152	4	70	6	168,77	119,47	95
2035015	22226	240789	156	29	83	6	169,05	124,82	100
2035901	22235	120682	150	4	50	5	166,76	123,2	104
2035902	22119	60581	150	2	51	6	167,36	117,77	145
2035903	22119	170790	152	2,7	48	6	167,21	120,28	80
2036012	22207	221076	140	3	80	6	172,55	116,9	110
2036013	22211	190675	140	2	40	6	173,99	126,21	77
2036014	22207	151276	140	8,3	91	6	172,62	116,93	95
2036015	22226	989	150	4,7	85	6	170,95	126,5	101
2036017	22387	180180	150	3,6	69	6	174,46	121,4	104
2036901	22207	210290	152	1	27	6	175	118,82	120
2037028	22340	191	152	2,4	83	6	177,47	123,62	87
2037029	22340	191	152	5,2	53	6	177,7	123,67	87
2037031	22034	71081	146	1,5	33	6	181,94	122,55	98
2037032	22245	160890	152	1,8	64	6	181,28	119,67	104
2037033	22245	80889	152	2	74	6	179,5	117,98	138
2037901	22245	50983	150	5,6	38	6	179,95	120,5	110
2038008	22254	30178	152	15	39	6	183,21	123,76	102
2038009	22004	10779	152	3,5	50	6	185,75	120,57	95
2038010	22004	30779	152	0,2	50	6	185,48	120,52	95
2038011	22004	50779	152	10	83	7	189,03	120,18	60
2038012	22004	70779	152	1,2	58	7	188,99	120,18	57
2038013	22004	90779	152	3,6	52	7	188,82	120,47	50
2038021	22254	160980	152	7,2	39	6	183,9	123,86	104
2038024	22041	40582	152	6	50	7	188,17	122,75	92
2038025	22041	110280	152	12	42	6	189,23	123,5	77
2038026	22041	587	152	25	56	6	189,26	123,49	77
2038027	22004	80282	150	12	44	7	187,37	118,12	130
2038028	22004	987	150	5,5	81	7	187,2	117,77	139
2038029	22004	220389	150	18	80	6	183,9	121,62	94
2038030	22310	200790	150	6	50	7	187,75	115,42	120
2038901	22004	81287	156	7	85	6	185,88	117,18	109

Groupe géologique : 1 = schistes et grès briovériens ; 2 = coméennes et micaschistes ;
3 = schistes et grès primaires ; 4 = gneiss ; 5 = granites cadomiens ;
6 = granites hercyniens ; 7 = migmatites ; 9 = roches volcaniques

Tableau 9 (suite).

ANNEXE 5 - SABLES LOURDS DES PLAGES

17 prélèvements de sables lourds, concentrés sur la partie haute des grèves sableuses, ont été effectués dans les microplacers disséminés sur les rivages de la feuille Lannion, dans le but de préciser l'origine des sables terriènes. Pour mener à bien cette étude, d'autres échantillons ont été également prélevés sur les rives de la partie occidentale de la baie de Lannion (feuille Plestin-les-Grèves) (fig. 25). Les échantillons ont été analysés selon la méthode préconisée au BRGM (Guigues et Devismes, 1969 ; Devismes, 1978), par H. Chevance (BRGM, Nantes). Les pourcentages des différents minéraux lourds (M.L.) sont donnés en poids (tabl. 10).

Le spectre minéralogique des sables lourds des rivages de la feuille Lannion est dominé par l'association ilménite (29,4 %) – magnétite (24,6 %) – épidote (18,9 %) – amphibole (15,3 %). En mettant à part l'ilménite, minéral résistant ubiquiste, les trois autres espèces indiquent l'influence prépondérante des formations basiques dans l'alimentation des plages en sables lourds. L'importance de telles sources est aussi appuyée par la rareté des silicates de métamorphisme (grenat, staurotide, andalousite) et des minéraux liés aux granites (tourmaline).

Plusieurs conclusions peuvent être formulées (Chauris, 1989b et 1989c ; 1990).

En première approximation, une opposition se dessine entre les estrans sud-ouest (feuille Plestin-les-Grèves) et nord-est de la baie (feuille Lannion) (fig. 26). La zone frontière entre les deux domaines coïncide approximativement avec l'anse de Saint-Michel-en-Grève, c'est-à-dire avec le changement radical de direction de la côte. Les rives orientales de la baie constituent une barrière contre laquelle viennent butter les minéraux lourds en transit vers l'Est.

Mis à part les minéraux en provenance du stock sableux remanié à partir de la transgression holocène (grenat, zircon, tourmaline, staurotide, disthène, sillimanite, andalousite, monazite, corindon,...), – dont l'origine est en grande partie distale – il apparaît que : les minéraux lourds de la zone sud-ouest offrent une origine plus particulièrement proximale ; les minéraux lourds de la zone nord-est, une origine, au moins en partie, plus distale. Toutefois, ici aussi, l'apport proximal est loin d'être négligeable, comme l'attestent les fortes concentrations de magnétite aux environs de Porz-Mabo, ou la présence significative de biotite liée au granite du Yaudet, près du Léguer.

L'origine proximale d'une proportion notable des M.L. des sables est appuyée par l'étude morphoscopique, qui établit que, dans l'ensemble, les individus sont peu, voire pas du tout, émoussés ; l'exemple de la magnétite,

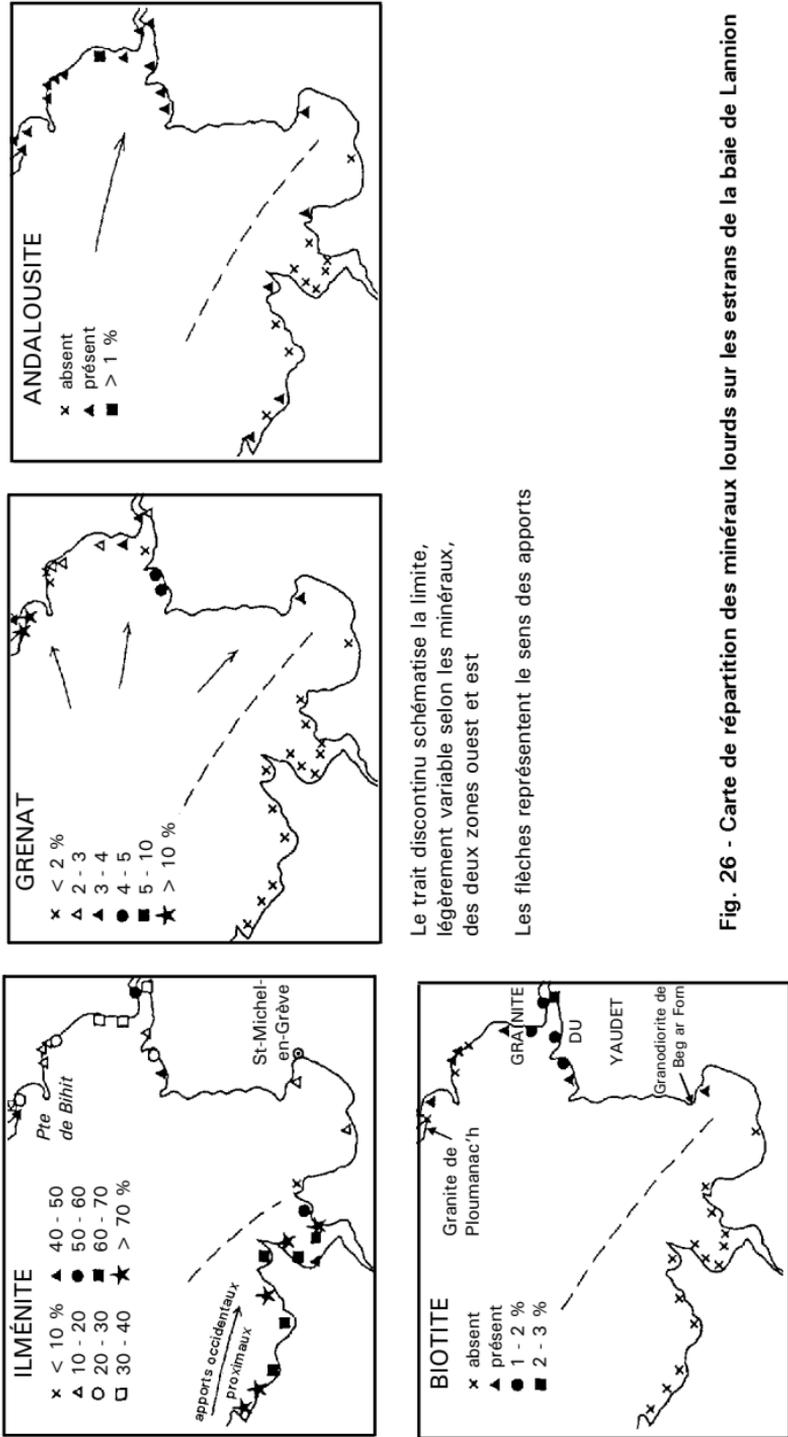
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
% M.L.	3,5	33,9	18,70	10,5	14,4	41,2	27,3	16,5	33,5
Zircon	-	1,4	2,0	1,2	2,5	3,1	7,5	2,0	3,1
Tourmaline	-	1,4	1,0	1,1	-	-	-	-	2,3
Rutile	-	1,4	-	-	-	-	-	1,0	-
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Monazite	-	-	mtr	mtr	-	-	2,1	mtr	mtr
Corindon	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-
Cassitérite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Scheelite	-	-	mtr	-	-	mtr	-	-	-
Ilménite	19,2	19,2	45,2	23,2	12,5	30,9	52,7	37,0	35,1
Magnétite	-	3,3	15,3	3,5	-	1,5	4,3	3,0	12,5
Staurotide	-	1,0	-	-	-	-	-	-	-
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grenat	-	3,8	4,6	4,6	1,2	2,3	3,2	3,0	2,3
Épidote	30,8	33,2	17,3	31,4	36,3	29,4	12,9	40,0	27,3
Amphibole	42,3	32,0	12,0	27,9	41,3	27,8	12,0	10,0	13,3
Apatite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphène	-	1,4	-	1,7	2,5	2,3	1,6	2,0	-
Limonite	-	-	0,6	2,3	-	-	-	-	-
Barytine	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	-	1,2	2,3	1,0	1,0	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 10 - Minéraux lourds des microplacers littoraux de la baie de Lannion.

% M.L. : pourcentage des minéraux lourds par rapport au sable brut prélevé.
 Pourcentage des différents minéraux lourds en poids : - présent ; tr : traces ;
 mtr : microtraces. Analyses H. Chevance, BRGM, Nantes. Localisation des
 prélèvements sur la figure 24.

	10	11	12	13	14	15	16	17
% M.L.	43,9	56,6	52,3	44,1	20,9	39,6	24,2	41,9
Zircon	0,7	1,2	1,5	0,4	6,4	2,2	5,5	4,3
Tourmaline	-	0,6	-	-	1,6	0,4	-	-
Rutile	-	-	-	-	2,1	0,7	1,6	-
Anatase	-	-	-	-	-	-	-	-
Monazite	mtr	mtr	0,4	mtr	mtr	-	mtr	5,7
Corindon	-	-	-	-	-	tr	-	-
Cassitérite		mtr	mtr			-		
Scheelite		mtr	mtr		mtr	mtr		
Ilménite	20,4	19,6	18,0	12,7	26,6	41,0	33,3	53,5
Magnétite	58,1	64,3	76,8	80,9	26,0	24,0	15,8	28,5
Staurotide	-	-	-	-	-	0,7	-	-
Andalousite	-	-	-	-	-	-	-	-
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	-	-
Disthène	-	-	-	-	-	-	-	-
Grenat	2,3	2,4	0,8	1,3	10,6	17,7	3,9	5,7
Épidote	13,6	8,3	1,2	2,2	12,3	5,1	19,0	0,7
Amphibole	3,2	1,5	0,8	1,8	12,0	4,0	17,4	0,7
Apatite	-	-	-	-	-	0,3	-	-
Sphène	0,5	-	-	-	-	2,2	1,6	
Limonite	-	-	-	-	-	-	-	
Barytine		mtr						
Pyrite	-	-	-	-	-	-	-	
Biotite								
Or	-	-	-	-	-	-	-	

Tableau 10 (suite).



Le trait discontinu schématise la limite, légèrement variable selon les minéraux, des deux zones ouest et est

Les flèches représentent le sens des apports

Fig. 26 - Carte de répartition des minéraux lourds sur les estrans de la baie de Lannion

avec ses cristaux pointus, est très significative à ce sujet. Une telle origine est également suggérée par le pourcentage élevé en « minéraux verts » (épidote, amphibole) qui traduisent, avec la faiblesse de l'indice ZTR (zircon + tourmaline + rutile, minéraux très résistants), le fort degré d'immaturation des sables. On notera toutefois que, vers la limite septentrionale de la baie, sur la plage de Tresmeur, l'augmentation de l'indice ZTR (> 10), la fréquence relative de grenat ($> 10\%$) et la présence de glaucophane (totalement inconnu dans la région) sont des arguments en faveur d'apports distaux subordonnés, dont l'ampleur ne peut cependant être chiffrée.

La majeure partie des M.L. d'origine proximale des estrans de la baie de Lannion provient du lessivage, par la mer, des énormes masses de « head » et de limons, qui ont empâté les reliefs lors de la dernière période périglaciaire (Weichsélien) et qui forment, sur le littoral, des falaises verticales sujettes à de fréquents éboulements. Il a été établi depuis longtemps (Berthois, 1937) que l'origine de ces formations meubles est essentiellement locale. Dans le cas du Petit Trégor, les M.L. des limons, situés au-dessus des gabbros épidioritisés de Saint-Jean-du-Doigt, sont essentiellement représentés (90 %) par de l'ilménite et de l'amphibole, éléments essentiels de ces roches. Des remarques comparables ont été formulées par L. Berthois (1937) pour les limons de la baie de Saint-Brieuc, attestant, ainsi, la généralité du phénomène sur la côte septentrionale de la Bretagne.



Fig. 18 - Croquis géomorphologique

STRUCTURES ÉROSIVES

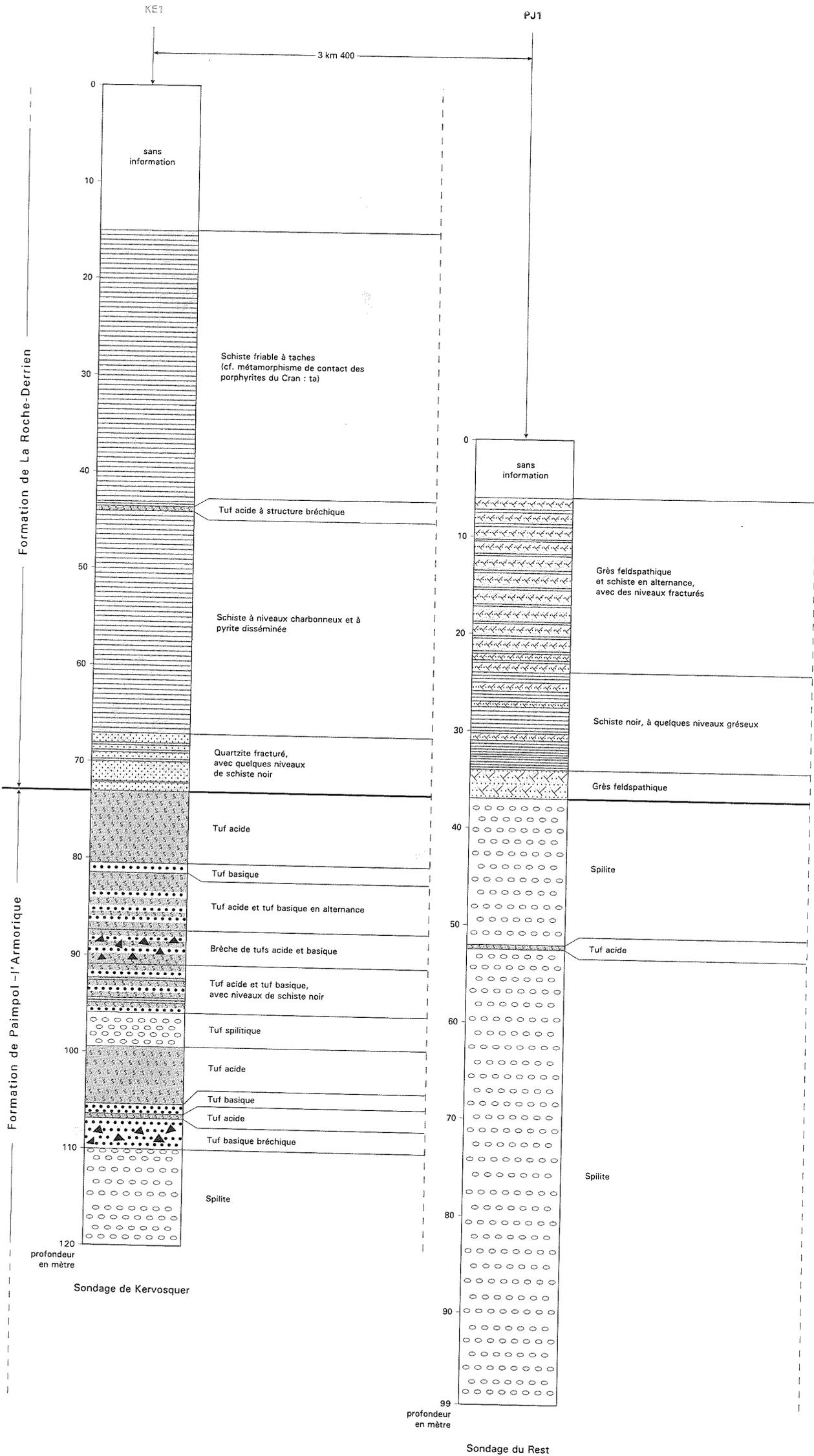
- Surface d'aplanissement entre 85 et 130 mètres
- Surface d'aplanissement au dessus de 130 mètres
- Ligne de rupture de pente
- Escarpement ou versant escarpé
- Escarpement d'origine tectonique
- Alvéole argilo-limoneuse
- Cuvette de dissection
- Marais de la dépression Lannion - La Roche-Derrien
- Zone de capture potentielle du réseau du Guindy

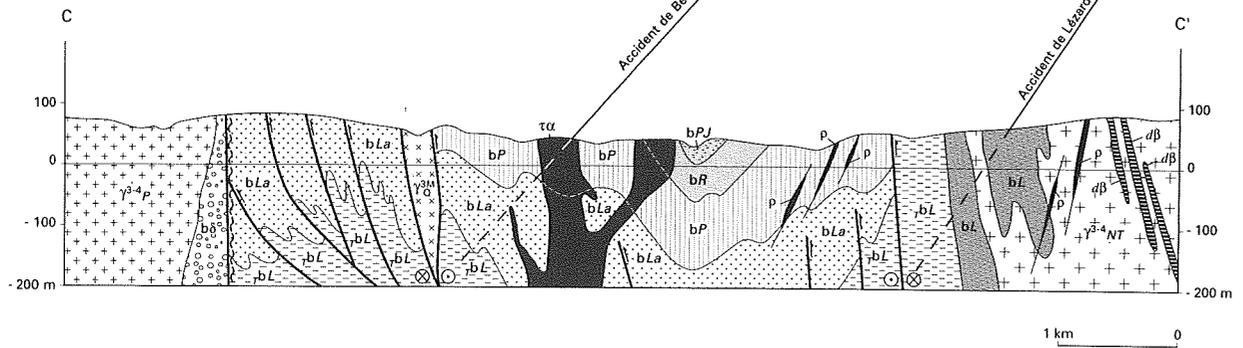
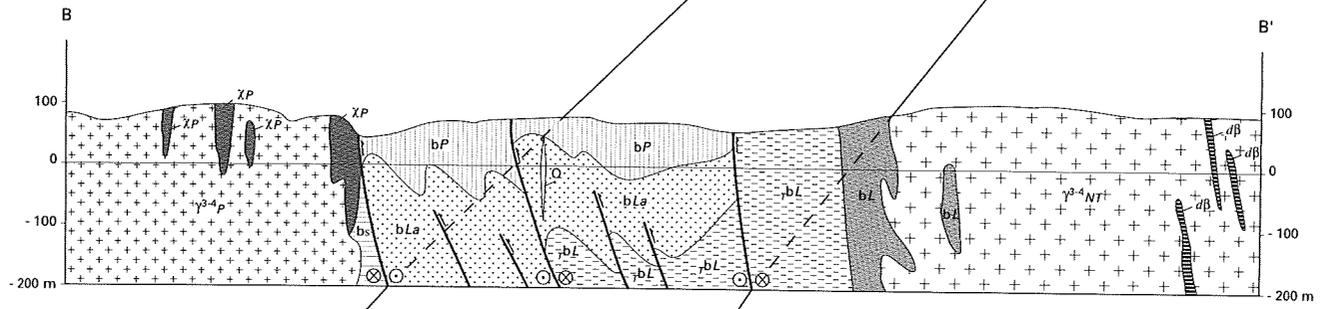
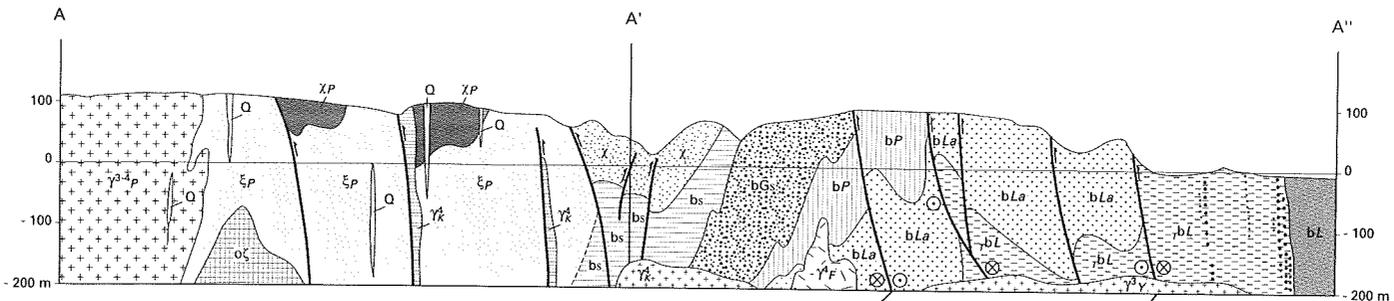
ÉLÉMENTS LITHOLOGIQUES

- Filons de quartz formant les crêtes
- Filons de quartz armant les versants
- Bancs de quartzite formant les crêtes
- Limite des massifs de granite de Plouaret et du Yaudet

SECTEUR CÔTIER

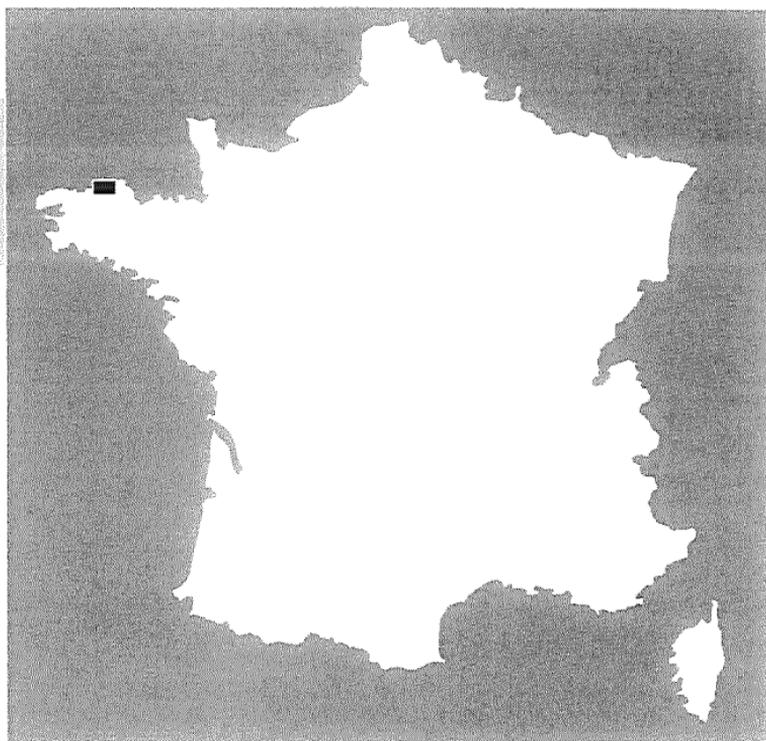
- Falaise vive
- Cordon de galets
- Cordon dunaire
- Estran rocheux
- Limite des plus basses mers





- Granites variés**
- γ^2 γ Massif du Yaudet
 - γ^{3-4} γ Massif de Plouaret
- Domaine de la baie de Lannion**
- γ^4 Granodiorite de Keransaudy
 - χ Grès de St-Michel-en-Grève
 - ξ_P, χ_P Schistes et quartzites de Ploumilliau
 - $o\xi$ Orthogneiss de Plougouven
 - bs Formation de Buhulien
 - bGs Formation de Plestin-les-Grèves
- Domaine de St-Brieuc-Guingamp**
- $b\delta$ Formation de Lanvollon
- Domaine nord-trégorrois**
- γ^4_M Monzogranite de Quemperven
 - $\tau\alpha$ Trachyandésite du Cran
 - γ^4_F Granodiorite de Beg-ar-Forn
 - bR, bPJ Formation de La Roche-Derrien
 - bP Formation de Paimpol
 - bLa Formation de Lannion
 - bL, bLa Formation de Locquirec
 - γ^{3-4}_{NT} Batholite nord-trégorrois
 - $p, d\beta$ Rhyolites et dolérites
 - Q Quartz

ANNEXE 3 - COUPES STRUCTURALES



LANNION

La carte géologique à 1/50 000
LANNION est recouverte par les
coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
au Nord-Ouest : LANNION (N° 41)
au Nord-Est : TRÉGUIER (N° 42)
au Sud-Ouest : MORLAIX (N° 58)
au Sud-Est : SAINT-BRIEUC (N° 59)

	Perros- Guirec	Tréguier
Plestin- les-Grèves	LANNION	Pontreux- Etables- sur-Mer
Morlaix	Belle-Isle- en-Terre	Guingamp