

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PLOUAY À 1/50 000**

par

F. BÉCHENNEC, D. THIÉBLEMONT, J.-C. AUDRU

**et la participation de
A. COCHERIE, P. CORBIER**

2006

**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* : BÉCHENNEC F., AUDRU J.-C., BOURGON J., GUYOMARD Y., DOS SANTOS CARDOSO J. (2006) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouay (348). Orléans : BRGM. Notice explicative par : Béchenne F., Thiéblemont D., Audru J.-C., avec la collaboration de Cocherie A., Corbier P. (2006), 110 p.

– *pour la notice* : BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., AUDRU J.-C., avec la collaboration de COCHERIE A., CORBIER P. (2006) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouay (348). Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par Béchenne F., Audru J.-C., Bourgon J., Guyomard Y., Dos Santos Cardoso J. (2006).

© BRGM, 2006. 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 : 2-7159-1348-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ - ABSTRACT	7
INTRODUCTION	13
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	15
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	17
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES</i>	19
Domaine varisque méridional sud-armoricain	19
Domaine varisque central ligéro-séna	34
Domaine varisque septentrional de Bretagne centrale	42
<i>FILONS</i>	59
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	59
Formations d'altération	59
Formations fluviales	64
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	64
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	75
Métamorphismes varisques	75
Déformations varisques	78
Déformations fini- et post-varisques	81
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	82
Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur	82
Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque inférieur	82
Le Siluro-Dévonien : l'évolution éo-varisque	83
Le Carbonifère : l'évolution varisque s.s.	84
L'évolution post-Paléozoïque	85
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	85
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	88
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	88
<i>RISQUES NATURELS</i>	89
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	90
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	93
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	93

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	95
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	95
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	101
AUTEURS DE LA NOTICE	110
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 - CARTE DE RÉPARTITION DES PARAGENÈSES DU MÉTAMORPHISME VARISQUE ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS</i>	hors texte
<i>ANNEXE 2 - ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	hors texte

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine et <i>al.</i> , 2004) et localisation de la feuille Plouay à 1/50 000	14
Fig. 2 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour trois échantillons de l'Orthogneiss de Nizon	23
Fig. 3 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour trois échantillons de l'Orthogneiss de Moëlan	26
Fig. 4 - Diagramme P-Q pour les granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rosporden	30
Fig. 5 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les granites de la feuille Plouay	31
Fig. 6 - Diagramme de répartition des zircons indexés du Granite de Langonnet	54
Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserberg pour 10 points obtenus sur les zircons du Granite de Langonnet (FB 5939)	58
Fig. 8 - Schéma d'un profil d'altération sur granite dans la région de Plouay (modifié de R. Wyns, 1999)	60
Fig. 9 - Report des granites de la feuille Plouay (mêmes figurés que dans la fig. 4) et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rosporden, dans le diagramme normatif Ab-Or-Q, avec report des isothermes et de la ligne cotectique, déterminés dans le système $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ à une pression totale de 2 kb (<i>in</i> Winkler, 1979)	68
Fig. 10 - Report des granites de la feuille Plouay (mêmes figurés que dans la fig. 4) et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rosporden dans le diagramme normatif Ab-Or-An, avec report partiel des isothermes et de la ligne cotectique, déterminés dans le système Ab-Or-An-Q-H ₂ O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979)	69
Fig. 11 - Report des analyses des granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur la feuille Rosporden, dans le diagramme TiO_2 vs Zr	70
Fig. 12 - Report des analyses des granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur la feuille Rosporden, dans le diagramme Zr vs Th	71
Fig. 13 - Diagramme normatif Ab-Or-An avec report de la ligne cotectique déterminée dans le système Ab-Or-An-Q-H ₂ O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979)	72
Fig. 14 - Diagramme normatif Ab-Or-Q avec report de la ligne cotectique déterminée dans le système Ab-Or-An-Q-H ₂ O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979)	73

LISTE DES TABLEAUX

- Tabl. 1 - Analyses chimiques des orthogneiss et métadiorite de la feuille Plouay. Le rapport A/CNK ou indice d'aluminosité est le rapport $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ exprimé en proportions moléculaires **22**
- Tabl. 2 - Analyses chimiques des granites de la feuille Plouay
Le rapport A/CNK ou indice d'aluminosité est le rapport $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ exprimé en proportions moléculaires **28**
- Tabl. 3 - Données analytiques (U-Pb, SHRIMP) obtenues sur les zircons du Granite de Langonnet (FB 5939) **55**
- Tabl. 4 - Séisme historique de 1916 sur le territoire de la feuille Plouay **89**
- Tabl. 5 - Séismes instrumentaux sur le territoire de la feuille Plouay **89**

RÉSUMÉ

La coupure « Plouay » de la carte géologique à 1/50 000 de la France, chevauche dans son quart sud-ouest la limite des départements du Finistère (Penn-ar-Bed) et du Morbihan ; elle couvre, pour partie, les domaines centre et sud-armoricain séparés par les grands accidents transcurrents du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA). En effet, ce dernier, orienté WNW-SSE, prend en écharpe toute la feuille, avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest que vers l'Est. Sur la feuille Plouay, il est constitué de deux branches principales, toutes deux soulignées par des ultramytonites : de ce fait, cette feuille comprend : (1) un Domaine varisque méridional sud-armoricain, (2) un étroit Domaine varisque central ligéro-sénaise et (3) un Domaine varisque septentrional de Bretagne centrale. Enfin, le Domaine varisque méridional sud-armoricain est lui-même dilacéré par des bandes de cisaillement secondaires, parallèles aux bandes principales, et très généralement soulignées, elles aussi, par des ultramytonites.

Les micaschistes et amphibolites briovériens du domaine varisque de Bretagne centrale sont les terrains les plus anciens connus sur la feuille (Protérozoïque supérieur) ; ils correspondent à une sédimentation détritique de type turbiditique, mise en place dans un vaste bassin intracontinental stable. Sur les feuilles voisines (Rosporden et Quimper) ces micaschistes sont recoupés par une métadiorite (Niverrot-Treanna) d'affinité calco-alcaline, datée de l'Ordovicien inférieur (477 Ma). Ceci suggère qu'à cette période et préalablement au dépôt du « Grès armoricain » (Arénigien), le domaine septentrional aurait pu évoluer localement et momentanément en régime de subduction océanique ; par ailleurs, ceci est aussi souligné par le magmatisme calco-alcalin associé connu sur les feuilles voisines (Quimper et Douarnenez). Par la suite, de l'Arénigien au Dévonien supérieur, s'établit un environnement de plate-forme stable, avec dépôt d'une série essentiellement terrigène.

Les micaschistes (Formation d'Elliant) du Domaine ligéro-sénaise semblent proches de ceux du Domaine varisque de Bretagne centrale au vu de leur composition chimique ; le métagabbro-diorite (Meneg, carte Rosporden) qui les recoupe, présente aussi une affinité calco-alcaline et traduirait ainsi, probablement, le même contexte de subduction que le magmatisme ordovicien du domaine varisque septentrional.

Le série métasédimentaire de la Formation de Melgwen, est comparable à celles des formations de Nerly et de Merrien, observées plus au Sud, sur les feuilles Concarneau, Rosporden et Quimper. Ces dernières comportent, de plus, des métavolcanites associées présentant des affinités avec les séries océaniques de type arrière-arc ; elles témoigneraient ainsi, d'un contexte d'arc insulaire à l'Ordovicien inférieur, contexte que soulignent aussi les

orthogneiss ordoviciens calco-alkalins de la région de Concarneau (Lanmeur : 498 ± 12 Ma, et Le Cosquer : 497 ± 11 Ma). Cependant, dans ce contexte de convergence, se mettent aussi en place des granitoïdes aux signatures nettement crustales (Orthogneiss de Nizon : 489 ± 5 Ma).

Les séries métamorphiques de la feuille Plouay montrent principalement une évolution varisque et sont affectées par un métamorphisme général de type basse-moyenne pression qui se développe dans les faciès « Schiste vert » et « Amphibolite ». L'évolution varisque se traduit aussi par la mise en place de nombreux leucogranites, principalement au Carbonifère supérieur, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA.

Cette évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti armoricain et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de tectonique cassante.

Le premier se développe dès le Carbonifère supérieur : il se traduit par des rejeux le long du CSA et par l'individualisation d'un nouveau système de failles conjuguées, orientées respectivement NW-SE et NE-SW, qui constituent notamment le Système Kerforne ; lequel s'observe depuis le Conquet au Nord-Ouest jusque la baie de La Forêt-Concarneau au Sud-Ouest. Ces accidents jouent principalement en décrochement, respectivement dextre et sénestre, induisant localement (Nord de Quimper) la formation de petits bassins à remplissage carbonifère.

Le second grand épisode se déroule à l'Éocène - Oligocène ; il se traduit par d'importants rejeux le long des failles du Système Kerforne rejeux qui aboutissent à l'individualisation de grabens où sont concentrés les sédiments tertiaires (baie de La Forêt-Concarneau, bassin de Toulven au Sud de Quimper).

Enfin, l'histoire récente est principalement marquée par des variations du niveau de la mer, qui sont liés, notamment, à la succession de périodes glaciaires et interglaciaires. La plus récente, débutée il y a quelques 10 000 ans, s'est traduite par l'ennoiement des baies et de l'aval des rivières, donnant ainsi des rias.

ABSTRACT

The area represented by the Plouay sheet of the 1:50,000-scale Geological Map of France saddles the southern part of the boundary between the Finistère and Morbihan Departments in southern Brittany, and partly covers the central and southern Armorican domains separated by the major transcurrent faults of the South Armorican Shear Zone (SASZ). The WNW-SSE-trending SASZ crosses the entire Plouay map area to continue westward to the Pointe du Raz and eastward to Angers and the Vendée; within the map area itself, it forms a main southern branch and a secondary northern branch, both marked by ultramylonite. The Plouay map area is thus split into three Variscan domains of metasedimentary and metavolcanic units cut by metadiorite, orthogneiss and leucrogranite: (1) a South Armorican domain in the south, (2) a narrow domain in the centre, known as the 'Ligéro-Sénan' domain, that stretches from the Loire area towards île de Sein, and (3) a Central Brittany domain in the north.

The oldest known rocks in the map area are the Late Proterozoic Brioverian mica schist and amphibolite of the northern or Central Brittany Variscan domain. Although the rocks are strongly metamorphosed in the staurolite, and locally sillimanite, stability field of the amphibolite facies, it would seem that the protolith was composed of turbidite-type sediments deposited in a vast stable intracontinental basin.

Locally, in the adjacent Rosporden map area to the west, the Brioverian mica schist is cut by the Niverrot-Treanna metadiorite dated at 477 Ma (Early Ordovician). The Calc-alkaline affinity of the metadiorite suggests that the northern Variscan domain, prior to deposition of the Arenig 'Grès armoricain' (Armorican Sandstone), developed in an area of oceanic subduction; this is supported by the calc-alkaline nature of the magmatic rocks of the nearby Quimper and Douarnenez map areas. Then, from the Arenig to the Late Devonian, the northern domain was a stable shelf area where essentially terrigenous sediments were deposited.

The mica schist of the Elliant Formation in the central or 'Ligéro-Sénan' Variscan domain shows a similar chemical composition to that of the Central Brittany domain. In addition, the Meneg metagabbro-diorite that cuts this formation in the adjoining Rosporden map area (Béchenec *et al.*, 2001) has a calc-alkaline affinity that probably reflects the same subduction setting as the Ordovician magmatic rocks of the northern domain.

In the southern or South Armorican Variscan domain, however, the metasedimentary and metavolcanic rocks of the Merrien Group, Nerly Group and Megwen Formation appear to be more varied. The Merrien Group consists of albite-augen mica schist and common amphibolite and

shows island-arc affinities - a layer of acid metalava within the group in the Concarneau map area has been dated at 481 Ma (Béchenec *et al.*, 1996). The Nerly Group comprises micaceous paragneiss, micaceous quartzite, mica schist and amphibolite; the magmatic rocks in its eastern part have an alkaline character (Concarneau area: Béchenec *et al.*, 1996), whereas those in its western part show either an N and E MORB tholeiite affinity or an alkaline affinity (Quimper area: Béchenec *et al.*, 1999). It would thus appear that the Merrien and Nerly groups belonged to contiguous domains - the one (Nerly) probably undergoing oceanization, and the other (Merrien) already being clearly oceanic. The Megwen Formation, made up of mica schist and paragneiss, shows characteristics similar to those of the Nerly Group.

An Early Ordovician island-arc setting is also indicated by calc-alkaline affinity of the Le Cosquer orthogneiss (497 Ma) and Lanmeur orthogneiss (498 Ma) in the Concarneau area (Béchenec *et al.*, 1996). This convergent setting, however, also enabled the emplacement of granite with a clearly crustal signature (Nizon Orthogneiss, 489 ± 5 Ma).

The Variscan evolution from the Early Devonian onward was in a convergent setting, as indicated by relicts of HP granulite metamorphism dated at 384 Ma (Peumerit Unit: Peucat, 1983; Béchenec *et al.*, 1999), migmatization dated at 372 Ma (Auray: Peucat, 1983) and early leucogranite dated at 338 Ma (Saint-Joseph-Pors Poullan: Béchenec *et al.*, 1999). All three domains of the Plouay map area were then affected by a general LP to MP metamorphism in the amphibolite and greenschist facies; this occurred prior to the end of the Variscan evolution in the Carboniferous, which was marked by the emplacement of abundant leucogranite to either side of and concomitant with the individualization of the major transcurrent faults of the SASZ.

The Variscan tectono-metamorphic evolution completed the construction of the Armorican Massif - later developments were limited to periods of brittle tectonism. The first of these periods began during the Late Carboniferous and gave rise to renewed faulting along the SASZ accompanied by the formation small detrital basins during the Stephanian (Quimper Basin); it also gave rise to the development of a new system of conjugate NW-SE and NE-SW faults including, in particular, the Kerforne system that extends from Le Conquet in the northwest to the Baie de la Forêt - Concarneau in the southwest. The conjugate faults were, on the whole, respectively dextral and sinistral strike-slip faults that locally (north of Quimper) induced the formation of small basins filled with Carboniferous detrital deposits.

The Mesozoic is poorly represented in the Breton peninsula. Only NW-SE dolerite dykes dated as Late Triassic reflect an extensional environment, probably related to the beginning of the opening of the North Atlantic Ocean.

The Cenozoic was essentially continental in the western part of the Armorican Massif, where it is represented mainly by residual continental alterite. However, a second episode of brittle tectonism developed during the Eocene-Oligocene, with major vertical reactivation of the Kerforne system faults; this renewed faulting led to the formation of small grabens that were filled either by continental sandy-clayey sediments (Kerleven, Saint-Evarzec, Toulven, Juc'h basins of the Quimper map area: Béchennec *et al.*, 1999) or by marine detrital and carbonate sediments (Baie de la Forêt - Concarneau basin: Béchennec *et al.*, 1996; Delanoë, 1988).

Finally, with the onset of the glacial cycles around 2.4 Ma. Recent geological history has been marked mainly by sea-level variations resulting, in particular, from the succession of glacial and interglacial periods. The latest of these, which began some 10,000 years ago, has drowned bays and the downstream sections of rivers with the resultant formation of rias.

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 « Plouay », bien que proche de l'océan, est essentiellement continentale ; située pour partie en Cornouaille (Kerne) sud-orientale dans le département du Finistère (Penn-ar-Bed), elle s'étend cependant et principalement, sur le sud-ouest du département du Morbihan. Les principales localités, outre Plouay, sont Quimperlé (Kemperle) au Sud-Ouest et Le Faouët au Nord-Ouest.

Les altitudes, dans le tiers sud de la feuille, sont souvent voisines de 90 m ; au Nord d'une ligne WNW-ESE, Lokunolé-Plouay, elles montent brutalement au-dessus de 100 m et apparaît ainsi un premier « plateau » où l'altitude moyenne est de l'ordre de 140-150 m ; il est limité sur son flanc septentrional par une « dépression » axée NE-SW, qui s'étend de Lignol à Lanvénegen ; au Nord de cette dernière apparaît un second « plateau » où les altitudes, souvent voisines de 150-160 m, atteignent localement 200 m. Cette morphologie de la feuille apparaît nettement marquée par la tectonique :

- le ressaut axé WNW-ESE, Lokunolé-Plouay, correspond au couloir de la branche septentrionale de l'accident majeur que constitue le Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) ;
- une succession de thalwegs axés WNW-ESE, qui se suivent depuis le Nord de Quimperlé jusqu'au Sud de Plouay en passant par Arzano, correspond à la branche principale méridionale du CSA ;
- certaines vallées axées NW-SE, bien marquées, notamment à l'Ouest de la carte dans le Granite de Cascadec, soulignent les couloirs de failles décrochantes dextres, comparables à celles observées plus à l'Ouest et associées au Système Kerforne.

Le réseau hydrographique entaille profondément le substratum et comprend trois principaux bassins versants :

- le bassin-versant de l'Isole s'étend au Sud-Ouest de la feuille, drainant le Nord de Mellac et le Sud de Querrien ;
- le bassin-versant de l'Ellé recoupe tout le centre-ouest de la feuille depuis la région du Faouët au Nord, jusqu'à celle de Quimperlé au Sud, où il rejoint celui de l'Isole pour former la Laïta (feuille Lorient) ;
- le bassin-versant du Scorff occupe le centre-est de la feuille et recoupe la région de Lignol au Nord-Est, celle de Pontcallec au centre et celle de Plouay au Sud-Est.

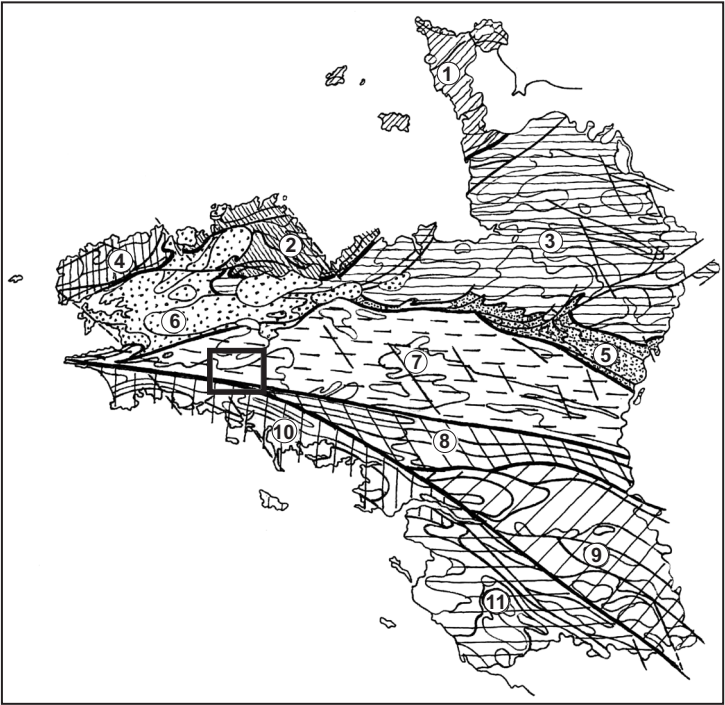


Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine et al., 2004) et localisation de la feuille Plouay à 1/50 000

- 1 : Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles anglo-normandes
- 2 : Domaine cadomien nord-breton
- 3 : Domaine cadomien normano-breton
- 4 : Domaine varisque du Léon
- 5 : Domaine varisque médio-armoricain oriental
- 6 : Domaine varisque médio-armoricain occidental
- 7 : Domaine varisque de Bretagne centrale
- 8 : Domaine varisque ligéro-séan
- 9 : Domaine varisque nantais
- 10 : Domaine varisque sud-armoricain breton
- 11 : Domaine varisque sud-armoricain vendéen

*CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION
DE LA CARTE*

La région cartographiée couvre pour partie, les blocs sud et centre armoricain, deux entités majeures du Massif armoricain, séparées par les accidents majeurs transcurrents du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) ; ce dernier prend en effet, en écharpe la feuille Plouay et il présente lui-même :

- une branche principale sud, qui suit la vallée de l'Issole à l'Ouest, recoupe celle de l'Ellé, puis celle du Scorff dans la région d'Arzano, et se poursuit vers l'Est au Sud de Plouay ;
- une branche principale nord, sub-parallèle à la première, qui se suit depuis le Sud de Querrien à l'Ouest, jusqu'au Nord de Lanvaudan à l'Est, en passant par le Nord de Lokunolé, Guilligomarc'h et Plouay ;

Au-delà de la feuille Plouay ces deux bandes se suivent en parallèle vers l'Ouest et l'Est respectivement jusqu'à la Pointe-du-Raz et jusqu'aux régions de Nantes et d'Angers (fig. 1) ; de ce fait, la carte Plouay comprend un étroit domaine central, délimité par les deux branches du CSA, qui sépare les domaines méridional et septentrional.

• Le domaine varisque méridional sud-armoricain comprend :

- une série méta-sédimentaire et méta-volcanique (formations de Melgwen et de Koad Konk) ;
- deux orthogneiss datés de l'Ordovicien inférieur, l'Orthogneiss de Moëlan et celui de Nizon, ce dernier recoupant les séries métamorphiques précédentes ;
- un leucogranite (Granite de Pluguffan) daté du Carbonifère, fortement orienté et mylonitisé à l'approche de la CSA ;
- un leucogranite (Granite de Baye) intrusif dans les orthogneiss.

• Le domaine varisque central ligéro-séan est constitué par :

- une série métasédimentaire (Formation d'Elliant), localement associée à une métadiorite (Métadiorite quartzique de Lokunolé) ;
- un méta-granite fortement orienté et mylonitisé (Méta-granite de Saint-Thurien), daté du Carbonifère, qui forme une étroite bande intrusive dans la Formation d'Elliant ;
- un leucogranite bien développé (Granite d'Ergué), localement orienté, qui recoupe l'ensemble des unités précédentes.

• Le domaine varisque septentrional de Bretagne centrale est constitué par :

- des métasédiments briovériens comprenant essentiellement des

micaschistes localement associés à des métaquartzites ;

– des leucogranites carbonifères (granites de Koad Loc'h, de Cascadec, de Langonnet, de Kerhoat, d'Inguiniel, de Saint-Fiacre, de Pontivy et du Croisty) fortement orientés et mylonitisés en bordure du CSA.

Les séries briovériennes témoignent de l'existence d'un vaste bassin intracontinental stable au Protérozoïque supérieur. Les unités de l'Ordovicien inférieur, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douarnenez : Barrière *et al.*, 1975 ; Châteaulin : Plusquellec *et al.*, 1999 ; Concarneau : Béchenne *et al.*, 1996 ; Quimper : Béchenne *et al.*, 1999 ; Rosporden : Béchenne *et al.*, 2001), soulignent une importante activité tectono-magmatique en contexte de convergence.

L'évolution varisque apparaît, quant à elle, très étalée dans le temps :

1 – les reliques d'un métamorphisme précoce, de faciès granulite de haute pression, daté à 384 ± 6 Ma (Peucat, 1983), sont observées dans l'Unité « océanique » de Peumerit (Pont-Croix, Plaine *et al.*, 1981 ; Quimper, Béchenne *et al.*, 1999) ; ce type de métamorphisme HP, reconnu aussi par ailleurs, témoigne d'une évolution éo-varisque en contexte de convergence, qui induit un enfouissement des séries ;

2 – les unités de la feuille Plouay, sont principalement marquées par une évolution plus tardive, varisque *ss* ; cette dernière correspond à une collision continentale lors de l'Orogenèse varisque proprement dite ; elle se traduit par un métamorphisme général de basse-moyenne pression, dans les faciès Amphibolite et Schiste vert et par une anatexie générant migmatites et granites ; elle se traduit enfin, par la mise en place de nombreux leucogranites, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui conditionnent souvent la structure intime de nombre de ces granites ;

3 – dès le Carbonifère supérieur, à la fin de l'Orogenèse varisque, se développe une tectonique cassante qui se traduit :

- par des rejeux le long du CSA ;
- par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NW-SE et NE-SW, dont le Système Kerforne, qui jouent surtout en décrochement.

Localement ces jeux de failles génèrent des petits bassins où se déposent des séries détritiques stéphaniennes (bassins de Quimper et de la Baie des Trépassés).

Au Mésozoïque, se mettent en place des filons de dolérite, datés limite Trias-Lias (Bellon *et al.*, 1985) qui témoignent d'un contexte extensif, probablement lié aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Par la suite, le Système Kerforne va rejouer fortement à l'Éocène-Oligocène ; ceci se traduit par l'individualisation de petits grabens où se déposent, soit des séries argilo-sableuses continentales (bassin du Juc'h, de Toulven et de Kerleven, feuille Quimper) soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt-Concarneau).

Enfin, l'évolution récente est liée principalement à la succession des périodes glaciaires et interglaciaires ; l'interglaciaire actuel a ainsi profondément marqué le paysage avec l'ennoiement des baies et la formation des rias.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs, qui couvrent la région de Plouay, sont :

- les cartes à 1/80 000 Lorient (Barrois, 1885 ; seconde édition, 1941) et Châteaulin (Barrois 1883 ; seconde édition, 1949) ;
- la carte de synthèse à 1/320 000 Brest-Lorient (Chauris et *al.*, 1970) ;
- la carte géologique et métallogénique à 1/100 000 du district de Pontivy (Marcoux, 1980).

À la suite des travaux de C. Barrois, J. Cogné (1960) est le premier à réaliser une vaste monographie de l'ensemble du Domaine sud-armoricain, depuis la Pointe-du-Raz jusqu'à la région nantaise. Après avoir donné une description de la lithologie des différentes unités, cet auteur définit les grandes lignes structurales de « l'Anticlinal de Cornouaille » et présente l'évolution de ce domaine comme la superposition de deux orogénèses successives, l'Orogénèse cadomienne et l'Orogénèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques ayant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970 ; Velde, 1972 ; Triboulet, 1983 ; Carpenter et Civetta, 1976 ; Marchand, 1981 ; Jégouzo et *al.* 1986 ; Ballèvre et *al.*, 1987, 1994 ; Godard, 1988) et de géochronologie (Vidal, 1973 et 1980 ; Calvez, 1976 ; Peucat, 1983 ; Paquette et *al.*, 1985), il semble que ce domaine n'a guère été affecté par l'Orogénèse cadomienne ; en effet, la seule unité d'âge protérozoïque qui y est connue se limite à une enclave d'orthogneiss (Orthogneiss de Pors Manec'h) au sein de l'Orthogneiss ordovicien de Moëlan. De ce fait, ce domaine a été présenté, par la suite (Cogné, 1977 ; Audren et Lefort, 1977 ; Peucat et *al.*, 1978), comme le témoin d'une double ceinture métamorphique de type péri-Pacifique (Miyashiro, 1975). Cependant, la non-contemporanéité du métamorphisme HP (Peucat 1983 ; Peucat et *al.*, 1986) et du métamorphisme

MP-BP, amène C. Audren (1987 et 1990) à proposer une évolution en deux étapes : la première, éo-varisque, correspond à une subduction vers le Nord et la seconde, varisque *s.s.*, à une collision continentale suivie d'une tectonique décrochante, dont le CSA est le principal témoin.

Une autre hypothèse d'évolution est proposée par K.A. Jones (1991) : il interprète, en effet, le Domaine sud-armoricain comme le résultat de l'individualisation, à l'Ordovicien-Silurien, d'une marge active avec un bassin arrière-arc ensialique, suivie dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

Enfin, Faure et *al.* (1997) envisagent, à l'échelle de la chaîne varisque :

1 – une évolution éo-varisque avec une subduction continentale vers le Nord, qui induit un métamorphisme HP, suivie d'une collision continentale associée à une migmatisation précoce, dès le Dévonien inférieur, lors de l'exhumation ;

2 – une évolution médio-varisque au Dévonien moyen-supérieur, caractérisée par la subduction d'un océan Rhéique, vers le Sud, sous la marge active Nord-Gondwanienne ; cette subduction induit alors un magmatisme d'arc (cap Lizard, Sud Cornouaille) et une distension arrière-arc dans la plaque chevauchante (Bretagne nord-occidentale) ;

3 – une évolution varisque *s.s.*, carbonifère, qui se caractérise principalement par la mise en place de leucogranites, concomitamment à l'individualisation de grands cisaillements transcurrents (CSA).

La carte à 1/50 000 Plouay a été levée entre 1999 et 2002 :

- le levé des formations du socle a été réalisé par F. Béchenec ;
- le levé des formations superficielles a été réalisé par J.-C. Audru, avec la collaboration de J. Bourgon, et de Y. Guyomard et J. Dos Santos-Cardoso.

Les conditions d'affleurement sont relativement bonnes pour la région, notamment en bordure de la D765, grand axe routier N-S, récent, joignant Lorient à Gourin, et sur les rives de l'Isole, de l'Ellé, du Scorff et nombre de leurs affluents. De plus, les nombreux affleurements ponctuels (notamment dans les trous d'arbres déracinés au cours des tempêtes, dont celle de 1987) et les nombreuses pierres volantes dans les champs, permettent de bien cerner les limites lithologiques.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par F. Béchenec.

DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique Plouay comprend trois domaines :

- le **Domaine varisque sud-armoricain**, (méridional) limité vers le Nord par la branche principale du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) ;
- le **Domaine varisque ligéro-séna**n (central) compris entre la branche principale sud et la branche principale nord du CSA ;
- le **Domaine varisque de Bretagne centrale** (septentrional).

UNITÉS MYLONITIQUES, MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

Domaine varisque méridional sud-armoricain

ξξMe. Formation de Melgwen, micaschistes, gneiss fins micacés. Cette formation, définie sur la carte voisine Rosporden, apparaît en une bande étroite, discontinue, en forme de fuseau axé WNW-ESE ; elle se suit, en effet, de proche en proche, depuis la limite ouest de la feuille, au Sud de Mellac, jusqu'à la rive occidentale de l'Ellé, en passant par le Nord de Quimperlé où elle a son maximum de puissance. Cette formation n'a pas identifiée au-delà de la vallée de l'Ellé. D'après les données de la carte Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001), elle est soit enclavée au sein de l'Orthogneiss de Nizon, soit recoupée par le Granite de Pluguffan ; cependant, tant en limite orientale de la feuille Rosporden que sur la feuille Plouay, elle est encadrée par des failles transcurrentes parallèles à celles du CSA.

Elle est constituée de micaschistes et de gneiss fins micacés gris sombre et, exceptionnellement d'amphibolite et de gneiss à amphibole (carte Rosporden) ; elle affleure principalement (d'Ouest en Est) au Nord de Quimperlé, sur les rives ouest et est de l'Isole, respectivement dans les petits thalwegs de Stang-an-Traon et de Beg-ar-Roz, et très localement sur la rive ouest de l'Ellé au Sud de Loc-Ivy.

La Formation de Melgwen est affectée par une schistosité principale (S1), marquée par l'orientation des micas et parfois par un fin litage, qui se traduit par un débit de la roche en feuillets et en plaquettes ; cette schistosité, verticale ou à fort pendage (60-80°) vers le Sud, est axée au N100-105 ; elle est assez fréquemment déformée par des petits plis en chevrons axés au N70.

Les micaschistes et les gneiss micacés ont une texture grano-lépidoblastique, la schistosité principale (S1) étant soulignée par l'orientation des paillettes de micas et par leur ségrégation en minces lits à dominante

micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse. Le principal épisode de métamorphisme est caractérisé par la cristallisation de quartz, plagioclase, biotite, muscovite, d'andalousite et de sillimanite et accessoirement de zircon, d'apatite, d'opacques et de tourmaline. Le quartz (40-45 %) est généralement en petites plages xénomorphes plus ou moins étirées dans le plan de foliation et regroupées en lits à dominante quartzreuse ; le plagioclase (7-20 %) apparaît en petites plages xénomorphes damouritisées, associées à celles de quartz et en petits ocelles syn-à tardicinématiques, car ils apparaissent moulés par la (S1), mais la fossilisent aussi de par leurs inclusions ; la biotite (20-25 %) et la muscovite (15-25 %) sont regroupées en lits micacés et orientées, très généralement, suivant (S1) ; ces paillettes sont déformées par les petits plis en chevrons ; l'andalousite apparaît en porphyroblastes pœcilitiques, allongés dans le plan de (S1) ; l'andalousite est souvent rétomorphosée en damourite ; la sillimanite se présente en gerbes de fibrolites associés aux micas.

δK. Amphibolites de Koad Konk. Définies sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001), elles n'apparaissent que très ponctuellement sur celle de Plouay, au Nord de Quimperlé, dans le petit thalweg de Stang-an-Traon, sur le flan nord de la Formation de Melgwen.

De couleur vert sombre, ces amphibolites ont un grain fin et sont affectées par une foliation (S1) marquée par l'alternance de lits millimétriques à dominante, soit de feldspath, soit d'amphibole, qui donne un débit en plaquettes à la roche ; cette foliation a un fort pendage vers le Nord et est axée au N90-100 ; elle est localement déformée par de petits plis en chevrons.

Le métamorphisme est marqué par la cristallisation de plagioclase, de hornblende verte et dans une moindre mesure, de minéraux opaques. Le plagioclase (48 %), de l'andésine, est en petites et très petites plages xénomorphes ; la hornblende verte (45 %) est aciculaire ou en lattes orientées dans le plan de foliation, isolées ou regroupées en lits à dominante d'amphibole ; les minéraux opaques (7 %) sont en petits granules uniformément répartis dans les lits à amphibole. Une analyse chimique réalisée sur la feuille voisine Rosporden a montré que ces amphibolites ont une composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 55,1 \%$) et une teneur modérée en MgO (4,2 %), qui témoignent d'une nature andésitique.

ζγ². Orthogneiss de Nizon, faciès œillé, à biotite >> muscovite (489 ± 5 Ma). Il affleure uniquement dans le coin sud-ouest de la feuille Plouay où se termine cette vaste unité qui occupe toute la bordure méridionale des cartes voisines Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001) et Quimper (Béchenec *et al.*, 1999) et la bordure septentrionale de Concarneau (Béchenec *et al.*, 1996).

Cet orthogneiss est recoupé, sur son flanc sud, par le Granite de Baye ; sur son flanc nord il est en contact tectonique, soit avec les paragneiss et les micaschistes de la Formation de Melgwen, soit avec le Granite de Pluguffan.

Ses principaux affleurements sont situés en bordure de route, au Sud du château de Kernot.

L'Orthogneiss de Nizon est affecté sur son flanc nord par une foliation principale (S1), généralement subverticale et axée au N90-100. Ces plans de foliation portent une forte linéation d'étirement pentée de 5-8° vers l'Est. Sur son flanc sud, près du château de Kernot, il montre des plans C/S subverticaux, axés au N70, et une linéation d'étirement sub-horizontale très souvent prépondérante (L-tectonites).

D'après les données des feuilles voisines, l'Orthogneiss de Nizon présente trois principaux faciès, généralement intimement associés même si localement l'un d'eux peut être prédominant :

- le premier est un gneiss leucocrate, gris clair à blanc, à grain fin-moyen, avec de rares yeux infra-centimétriques de feldspath et de nombreuses paillettes de micas, qui favorisent son débit en plaquettes et dalles ;
- le deuxième est un gneiss œillé gris clair, constitué d'une trame quartzo-feldspatique et micacée (muscovite nettement dominante) litée, à grain moyen, moulant de fréquents porphyroclastes centimétriques ou pluricentimétriques de feldspath ;
- le troisième est aussi un gneiss œillé assez comparable au précédent ; cependant, il est nettement plus sombre, car la biotite est y nettement dominante et de ce fait, il apparaît assez comparable aux faciès de l'Orthogneiss de Moëlan identifiés plus au Sud et à l'Est.

Le gneiss œillé gris sombre paraît dominant sur la feuille Plouay ; il a une texture grano-lépidoporphyroclastique, avec une foliation principale marquée parfois par l'étirement du quartz en prorubans, mais surtout par l'allongement des micas et leur ségrégation en minces lits qui moulent les porphyroclastes de feldspath. Le quartz (37 %) est en petites plages à extinction onduleuse ou en prorubans, souvent regroupées en îlots ou en lits discontinus holoquartzeux ; le feldspath potassique (35 %), de l'orthose, est en porphyroclastes abondants, souvent sub-automorphes, moulés par la foliation et en petites et moyennes plages xénomorphes ; le feldspath plagioclase (20 %), de l'albite-oligoclase, est en petites plages xénomorphes généralement damouritisées ; la biotite (8 %), en petites paillettes orientées et regroupées en minces lits, est, dans ce faciès, très nettement dominante par rapport à la muscovite ; l'apatite et le zircon constituent les minéraux accessoires.

	Nizon	Lokunolé	Moëlan		
Réf.	BRGM (1999)	BRGM (2000)	BRGM (2002)	BRGM (2002)	BRGM (2002)
Litho.	Orthogneiss	Métadiorite	Orthogneiss	Orthogneiss	Orthogneiss
N° Ech.	FB5655	FB5931	FB6541A	FB7728	FB7677
SiO ₂ (%)	70,9	49,33	76,2	76,5	75,5
TiO ₂	0,44	1,22	0,23	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	14,5	18,3	12,7	12,4	12,8
Fe ₂ O _{3t}	3,47	11,37	2,25	1,44	1,42
MnO	0,06	0,18	0,05	0,05	0,03
MgO	0,7	4,7	<0,2	<0,2	<0,2
CaO	1,1	9,8	0,5	0,5	0,2
Na ₂ O	2,7	2,3	3,5	3,3	1,8
K ₂ O	5,1	0,55	4,8	5,35	7,2
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,23	<.05	0,16
PF	1,1	1,2	0,6	0,6	1
Li (ppm)	41	11	<10	<10	13
Rb	180	19	148	177	254
Ba	540	110	154	14	452
Sr	79	201	55	16	76
Th	8,7	2,1	25,2	28,8	18
U	2,6	0,6	9,4	9,4	8,5
Ta	1,5	0,4	9,9	7,3	1,7
Nb	16,6	8,9	128,7	146,8	17,3
Hf	5,4	3,3	12,2	14,1	3
Zr	162	149	391	422	65
Y	22,6	33,3	53,8	57	38
V	20	336	<10	<10	<10
Co	5	23	5	<5	6
Cr	20	26	26	36	21
Ni	<10	<10	<10	<10	11
La	25,3	21,3	100,6	95	46,4
Ce	50,9	44,7	188,1	189	97,6
Pr	5,5	5,5	21	21	10,7
Nd	21	25	84,4	82,3	41,2
Sm	4,1	6	15,8	16	8,7
Eu	0,7	1,7	0,5	0,2	1
Gd	3,9	7,1	14,9	15,6	8,4
Tb	0,6	1,1	2,2	2,3	1,5
Dy	3,6	5,6	12	13	8,4
Ho	0,7	1,1	2,4	2,5	1,7
Er	1,7	3,5	6,4	6,6	4,4
Tm	0,3	0,5	0,9	0,9	0,7
Yb	1,6	3,1	5,7	5,4	3,7
Lu	0,2	0,4	0,8	0,8	0,6
A/CNK	1,21		1,07	1,02	1,15
Th/Ta	5,80	5,25	2,55	3,95	10,59
(Gd/Yb) _N	1,97	1,85	2,11	2,33	1,83
(Nb/Zr) _N	1,61	0,94	5,18	5,47	4,19
Sn		3	10	4	3
W		2	5	4	1

Tableau 1 - Analyses chimiques des orthogneiss et métadiorite de la feuille Plouay et Nord-Ouest de Lorient. Le rapport A/CNK, (indice d'aluminosité), est le rapport Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O exprimé en proportions moléculaires

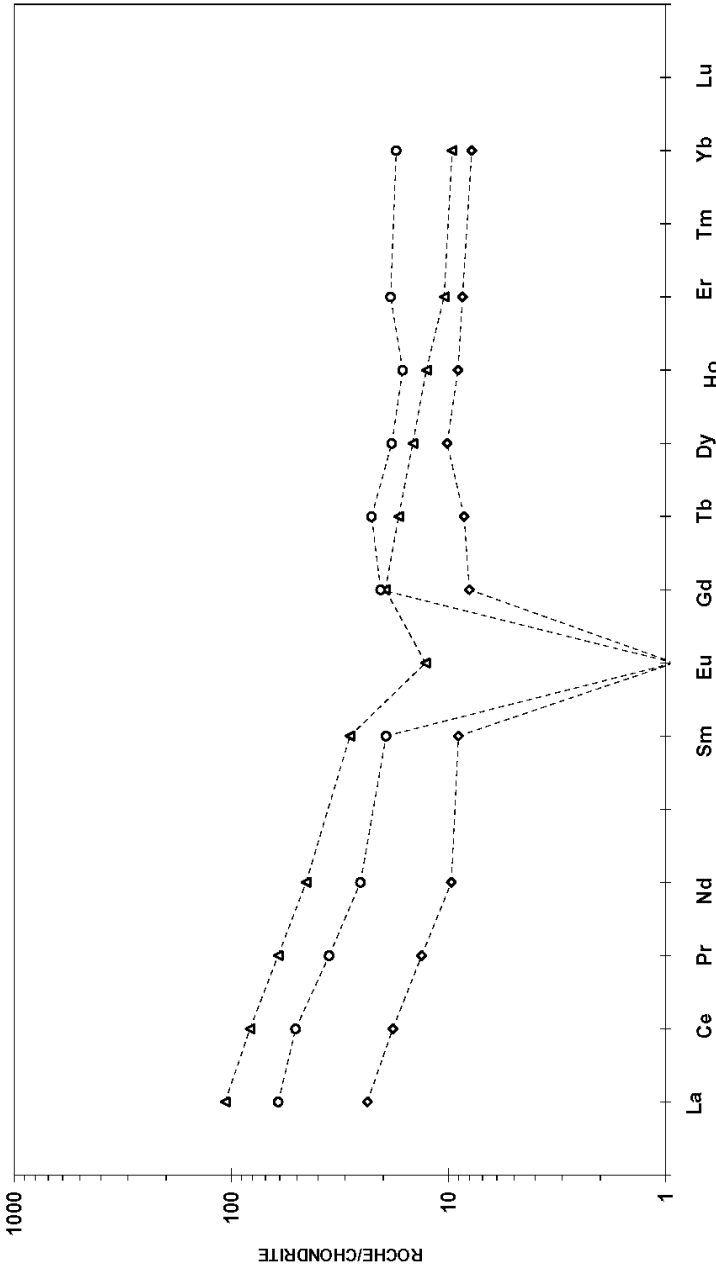


Fig. 2 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour trois échantillons de l'Orthogneiss de Nizon

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon (FB 5655) montre que cette roche est acide ($\text{SiO}_2 = 70,9 \%$) (tabl. 1), très riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 5,1 \%$) et fortement peralumineux ($A/\text{CNK} = 1,21$) ; ce dernier caractère doit être considéré avec prudence en raison de la mobilité des alcalins lors du métamorphisme. Cet échantillon présente des teneurs modérées en Th (8,7 ppm) et en La (25,3 ppm), des teneurs plutôt fortes en Ba (540 ppm) et en Zr (162 ppm) et une anomalie négative en Eu (fig. 2). Selon que le caractère peralumineux est considéré comme un trait primaire ou un héritage du métamorphisme, cette roche peut être interprétée comme un ancien granite alumino-potassique (type Guéret) ou un terme évolué d'une association calco-alcaline potassique.

Une datation à 489 ± 5 Ma a été obtenue sur les zircons d'un échantillon de cet orthogneiss, sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001).

$\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss de Moëlan, faciès œillé, à biotite > muscovite ; (1) faciès leptynitique.** Il apparaît en bordure sud-ouest de la carte, centré sur Quimperlé, mais il se développe largement plus au Sud, sur les feuilles Concarneau et Lorient ; il est recoupé par les granites de Baye et de Pluguffan au sein desquels il peut constituer des enclaves ; il présente, soit un faciès grossier, œillé, plus ou moins migmatitique, soit un faciès à tendance leptynitique ; les deux étant riches en biotite. Ses principaux affleurements sont situés sur la rive ouest de la Laïta, au sein de la « Papeterie Mauduit » et sur la rive nord de l'Ellé.

L'Orthogneiss de Moëlan est fortement orienté avec une foliation subverticale axée au N85-105 et parfois une linéation d'étirement subhorizontale ; cependant, localement, cette foliation devient diffuse et est affectée par des plissements disharmoniques associés à un début de migmatisation.

Le faciès à tendance leptynitique, en dépit de la présence de biotite, apparaît plutôt leucocrate et prend une teinte légèrement orange à l'altération. Il présente une texture granoblastique et sa paragenèse est constituée de quartz (35-38 %), de feldspath potassique (microcline : 32-38 %) en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles d'albite-oligoclase (22-25 %), de biotite (3-4 %) en petites paillettes orientées et regroupées en lits discontinus dans le plan de foliation ; l'apatite, assez fréquente et le zircon sont les minéraux accessoires.

Le faciès œillé présente des yeux centimétriques de feldspath, fortement étirés et plus ou moins « digérés » en fonction du stade de migmatisation affectant la roche. Il est constitué de quartz (38-40 %), de feldspath potassique (microcline : 32-35 %) soit en porphyroclastes soit en petites et moyennes plages xénomorphes, d'albite-oligoclase (23-25 %) très

généralement en petites plages damouritisées, plus rarement en grandes plages subautomorphes, de biotite (3-5 %) en petites paillettes orientées et regroupées en minces lits soulignant la foliation en association avec de petites paillettes de muscovite (1 %) ; l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

Trois échantillons de l'Orthogneiss de Moëlan ont été analysés (tabl. 1), l'un prélevé sur la feuille Plouay (FB 7677) et les deux autres à la limite avec la feuille Lorient (FB 6541A, FB 7728) (Béchenec et *al.*, in prep). Ces roches sont très acides ($\text{SiO}_2 = 76,6\text{-}76,5\%$), très leucocrates ($\text{CaO} \leq 0,5\%$) et pauvres en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,4\text{-}12,8\%$). Leur richesse en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 8\text{-}9\%$) et, particulièrement, en potassium ($\text{K}_2\text{O} > 4\%$), les apparentent aux leucogranites. Dans un échantillon (FB 7677), le faible rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} (= 0,25)$ suggère un remplacement partiel de K par Na.

Les trois roches sont peralumineuses ($\text{A}/\text{CNK} = 1,02\text{-}1,07$) à fortement peralumineuses (FB 7677 : $\text{A}/\text{CNK} = 1,15$), mais un tel caractère est sujet à caution dans les roches gneissiques du fait de la mobilité des alcalins lors du métamorphisme.

Elles présentent des teneurs très faibles en Sr ($= 16\text{-}76$ ppm), attribuables à un intense fractionnement du plagioclase, compatible avec leur nature leucogranitique. Dans l'échantillon FB 7728, l'appauvrissement porte également sur Ba (Ba = 14 ppm), ce qui suggère un fractionnement de feldspath potassique. Ce fractionnement des feldspaths est confirmé par les anomalies en Eu (fig. 3), d'autant plus négatives que la roche est acide. Relativement aux leucogranites peralumineux voisins, les trois échantillons d'orthogneiss se distinguent par de fortes teneurs en Th (18-28,8 ppm) et terres rares (La = 95-100 ppm), et un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 1,8\text{-}2,3$).

Dans deux échantillons (FB 6541A, FB 7728), de fortes teneurs en Zr ($= 391\text{-}422$ ppm), terres rares lourdes (Yb = 5,4-5,7 ppm), Ta ($= 7,3\text{-}9,9$ ppm), Nb ($= 128,7\text{-}146,8$ ppm) et un faible rapport Th/Ta (< 4) attestent d'une « tendance » alcaline déjà notée dans des faciès de l'Orthogneiss de Moëlan affleurants sur le territoire de la feuille Concarneau (Thiéblemont et *al.*, 1989 ; Béchenec et *al.*, 1996). Le troisième échantillon (FB 7677) présente une affinité calco-alcaline (ex. Th/Ta = 10,6) ; son rapport Nb/Zr élevé ($[\text{Nb}/\text{Zr}]_N = 4,2$) le situe dans le champ des granitoïdes calco-alcalins d'origine crustale (Thiéblemont, 1999).

γ^{3AL}
P. Granite de Pluguffan, à grain moyen, à muscovite > biotite (318 ± 4 Ma). Il constitue un vaste massif qui prend en écharpe toute la moitié sud-ouest de la carte et se poursuit largement tant vers l'Ouest, sur

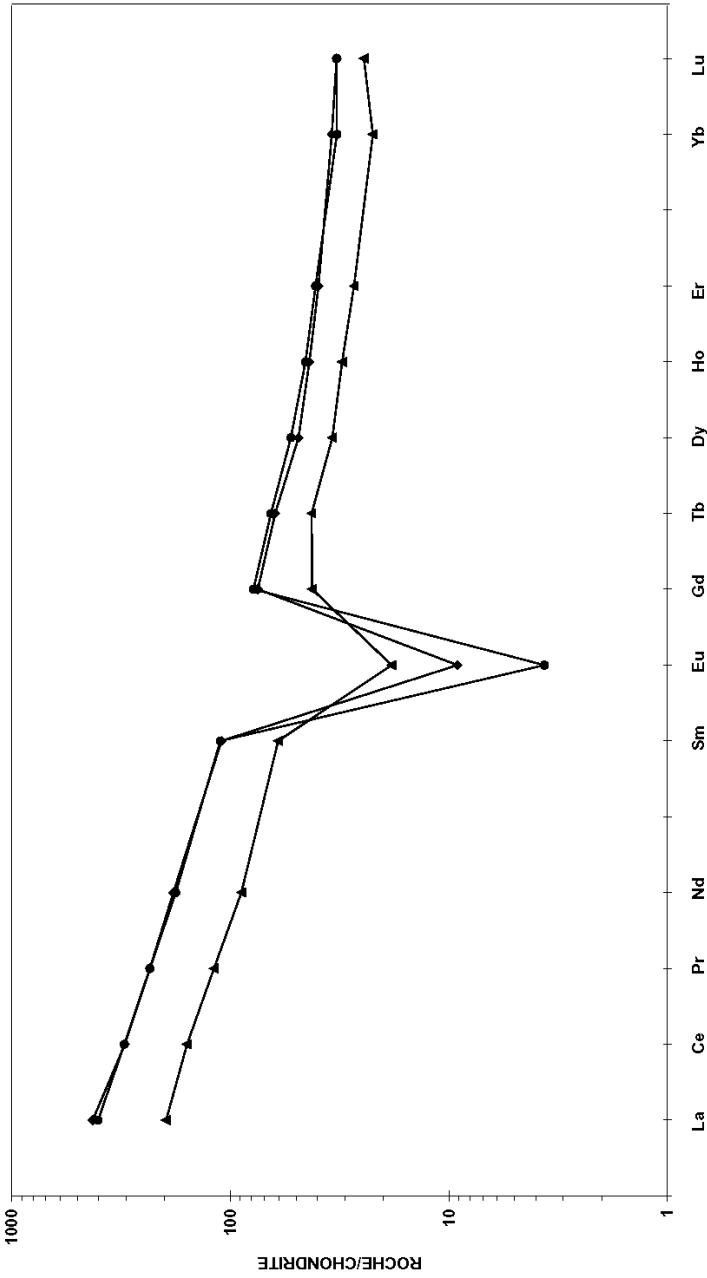


Fig. 3 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour trois échantillons de l'Orthogneiss de Moélian

les cartes Rosporden puis Quimper (où il a été défini et daté ; Béchenne et *al.*, 1999), que vers le Sud-Est, sur la feuille Lorient (Béchenne et *al.*, in prep.). Sur son flanc sud, il recoupe très généralement l'Orthogneiss de Nizon et localement, les amphibolites de Koad Konk et les micaschistes de la Formation de Melgwen ; sur son flanc nord il est limité par la branche principale sud du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) qui est très généralement soulignée par une bande d'ultramylonites et/ou par un puissant filon de quartz.

Localement, le Granite de Pluguffan encaisse quelques enclaves, généralement décamétriques et donc non cartographiables. Ce sont, soit des granites à biotite et des micaschistes, tel à Pont ar Skluz, soit des orthogneiss, tel à Loc-Ivy, en bordure de l'Ellé à l'Est de Quimperlé. Cependant, ces enclaves sont parfois cartographiables, d'extension pluridécamétrique à hectométrique, et elles sont constituées d'un orthogneiss ceillé, tel à l'Est de Mellac et sur la rive sud de l'Ellé ou de micaschistes tel à Pont ar Skluz.

Le Granite de Pluguffan affleure peu sur la feuille Plouay, si ce n'est localement sur les rives de l'Ellé et ponctuellement en bordure de la route Mellac–Quimperlé ; il donne cependant de nombreuses pierres volantes dans les champs cultivés.

Le Granite de Pluguffan montre une orientation d'autant plus accentuée que l'on progresse vers le Nord de l'unité où est atteint le stade d'ultramylonite ; cette orientation se traduit par l'association de plans de schistosité (S1) et de plans de cisaillement (C) qui portent une linéation d'étirement ; cette association (S/C/L) montre des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre ; cependant, en bordure méridionale du massif, les plans (C) sont absents ou peu présents et la linéation est alors portée sur les plans (S1). La foliation (S1) est généralement subverticale ou pend de 80° vers le Sud et est axée au N75-90 ; les plans (C) subverticaux ou fortement pentés, sont axés au N100-115 et la linéation d'étirement est subhorizontale ou pend de 5-10° vers l'Est ou vers l'Ouest.

Au sein du granite apparaissent de plus, deux étroits couloirs de déformation axés WNW-ESE parallèlement au CSA ; le premier est nettement le plus marqué. Individualisé au niveau de Bannalec, sur la carte voisine Rosporden, il prend en écharpe le quart sud-ouest de la feuille Plouay, du Nord de Mellac au Sud-Est d'Arzano, avant de se poursuivre sur la feuille de Lorient. Sur la carte Plouay, il est souligné par une lanière d'ultramylonite-mylonite (Umy). Ces ultramylonites, bien visibles notamment en bordure ouest de la route Tremeneven – Keranguen, se présentent généralement comme des roches gris clair, à grain très fin et

	Saint-Thurien			Pluguffan	Cascadec			Yzaouen	Langonnet	
Réf.	BRGM (1999)	BRGM (1999)	BRGM (1999)	BRGM (1999)	BRGM (1999)	BRGM (1999)	BRGM (2000)	BRGM (2000)	BRGM (1999)	Euzen (1993)
Litho.	Métagranite	Métagranite	Métagranite	Granite	Granite mylonitique	Granite	Granite	Granite	Granite	Leucogranite à deux micas
N° Ech.	FB4794	FB5922	FB5616	FB5663	FB5715	FB5926	FB6308	FB6623A	FB5939	BL116
SiO ₂ (%)	72	72	72,4	72,1	71,5	71,5	71,5	72,3	74,2	74,53
TiO ₂	0,13	0,23	0,16	0,26	0,17	0,19	0,18	0,2	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	15,1	14,4	15,1	15,1	15,8	14,9	15,3	14,5	14,1	14,22
Fe ₂ O _{3t}	1,24	1,75	1,52	1,88	1,11	1,68	1,75	1,46	1,12	0,86
MnO	0,04	0,06	0,05	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02
MgO	0,3	0,6	0,5	0,6	0,4	0,6	0,6	0,4	0,3	0,15
CaO	0,6	1	0,5	0,8	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6	0,45
Na ₂ O	2,5	3,5	3	3,6	2,7	2,9	2,9	3,1	3,5	3,33
K ₂ O	5,16	4,49	5	4,28	5,62	5,36	5,48	4,93	4,2	4,17
P ₂ O ₅	0,2	0,25	0,18	0,24	0,36	0,35	0,4	0,42	0,41	0,39
PF	1,8	1	1,4	1,6	1,5	1,4	1,1	1,2	1,1	1,09
Li (ppm)	338	130	87	41	185	89	167	167	199	
Cs										27,9
Rb	378	309	268	236	312	266	333	377	524	522
Ba	193	246	450	392	273	325	337	177	<10	21
Sr	96	70	175	154	79	59	67	53	23	20
Th	6,7	15,1	7,9	13,4	8,1	10,1	8,2	20,5	5,3	6,11
U	4,8	6,7	4,8	7,4	7	6,8	7,3	19,2	10,8	7,52
Ta	1,2	1,4	1,1	0,9	1,3	1	0,8	1,4	1,8	2,09
Nb	8,5	7,8	8,7	5	7,6	7,1	5,3	6,2	9,3	16
Hf	2,1	3	2,3	2,4	2	2,4	1,6	1,5	1,4	
Zr	47	90	55	68	47	65	60	63	29	54
Y	20,1	13,2	20,3	10,8	13,4	10,5	11	7	78,2	1
V	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	3
Sc										4,15
Co	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	1
Cr	22	37	25	43	23	25	27	29	13	9
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	<10	17	13	<10	3
La	16,7	17,4	19,2	25,4	14,2	15	18,1	22	5,2	7,68
Ce	34,9	42,1	40,4	52,8	32,3	34,5	35	51,4	13,6	20,6
Pr	3,9	4,8	4,5	6	3,6	4	3,9	5,8	1,7	
Nd	16	19,6	18	21,7	16	18	15,2	22,3	7	
Sm	3,6	3,9	4	3,7	3,5	4,3	3,7	4	1,6	2,28
Eu	1,1	0,5	1,4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,4	<0,1	0,08
Gd	2,7	2,7	3,9	2,8	2,8	3,2	4,1	3,5	1,3	
Tb	0,3	0,4	0,6	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4	0,2	0,21
Dy	1,2	1,7	3,7	1,6	2	2	2,3	1,5	1	
Ho	0,2	0,3	0,6	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	
Er	0,4	0,5	1,6	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6	0,3	
Tm	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	
Yb	0,2	0,3	1,2	0,3	0,3	0,2	0,6	0,4	0,3	0,84
Lu	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
A/CNK	1,40	1,16	1,34	1,26	1,38	1,30	1,28	1,26	1,24	1,31
(Gd/Yb) _N	10,91	7,27	2,63	7,54	7,54	12,93	5,52	7,07	3,50	0,00
(Nb/Zr) _N	2,84	1,36	2,49	1,16	2,54	1,72	1,39	1,55	5,04	4,66
Zn										47
Cu										1
Sn							9	17		
W							3	5		3,81
As										

**Tableau 2 - Analyses chimiques des granites de la feuille Plouay.
Le rapport A/CNK (indice d'aluminosité) est le rapport
Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O exprimé en proportions moléculaires**

	Ergué	St-Fiacre	Kerhoat	Croisty		Inguiniel		
Réf.	BRGM (1999)	BRGM (1998)	BRGM (2001)	BRGM (2001)	BRGM (2001)	BRGM (2000)	BRGM (2001)	BRGM (2001)
Litho.	Granite	Granite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite	Leucogranite
N° Ech.	FB5787	FB5103A	FB6374	FB6882	FB6788	FB6637	FB6653	FB7443
SiO ₂ (%)	72,9	71,4	72,5	72,7	72,1	71	72,4	72,5
TiO ₂	0,25	0,35	0,26	0,29	0,29	0,28	0,2	0,18
Al ₂ O ₃	14,4	15,2	15,1	15	15,3	14,9	14,7	14,7
Fe ₂ O _{3t}	1,59	1,71	1,53	1,6	1,65	1,74	1,37	1,28
MnO	0,05	0,03	<0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
MgO	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5
CaO	0,5	1,1	0,4	0,5	0,8	0,5	0,6	0,5
Na ₂ O	2,7	3,3	2,7	3,4	3,2	2,8	3,3	3
K ₂ O	5,35	5,35	4,9	4,6	4,8	5,29	4,94	5,4
P ₂ O ₅	0,34	0,24	0,34	0,29	0,26	0,3	0,37	0,39
PF	1,4	0,8	2,1	1,4	1,4	1,8	1,1	1,3
Li (ppm)	42	63	39	54	110	134	135	96
Cs								
Rb	343	209	229	238	249	317	257	293
Ba	220	796	292	370	403	326	229	173
Sr	54	214	48	85	123	67	35	29
Th	19,8	18,3	16,4	11,5	13	19,1	9	12,9
U	10,4	4,8	7,7	3,6	4,4	9,1	6,4	9,2
Ta	1,3	0,4	1,6	1,6	1,3	0,8	2	1,8
Nb	10,7	3,8	8,1	8,4	7,7	5,4	14,3	13,8
Hf	3,5	4,7	3,8	4	4,4	2,6	2,6	2,9
Zr	89	130	100	105	118	95	60	75
Y	27,4	5	10	6,3	6,5	9	5,4	7,1
V	<10	19	<10	11	11	<10	<10	<10
Sc								
Co	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cr	31	26	45	20	16	29	29	23
Ni	<10	<10	12	<10	<10	14	<10	<10
La	25,3	32,6	18,7	25,1	27,6	30,4	12,2	17,2
Ce	61,8	71,6	44,5	51,9	56,8	68,5	29,7	41,7
Pr	7	7,3	5,3	5,4	6,1	7,5	3,5	4,5
Nd	28	29,6	22,7	20,4	23,5	26,6	14,3	18,1
Sm	6,1	4,3	4,6	3,9	4	5,4	3,1	3,8
Eu	0,4	1	0,7	0,7	0,7	0,5	0,4	0,4
Gd	4,4	3,4	3,2	2,4	2,5	4,1	2,9	3,6
Tb	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,4	0,5
Dy	1,9	1,4	1,7	1,5	1,4	1,8	1,7	1,9
Ho	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3
Er	0,5	0,4	0,8	0,7	0,7	0,8	0,5	0,6
Tm	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Yb	0,3	0,4	0,6	0,5	0,5	0,6	0,3	0,5
Lu	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
A/CNK	1,29	1,15	1,44	1,30	1,28	1,32	1,24	1,26
(Gd/Yb) _N	11,85	6,87	4,31	3,88	4,04	5,52	7,81	5,82
(Nb/Zr) _N	1,89	0,46	1,27	1,26	1,03	0,89	3,75	2,89
Zn								
Cu								
Sn			7	8	7	9	6	311
W			2	8	1	3	2,2	2,5
As								

**Tableau 2 - Analyses chimiques des granites de la feuille Plouay.
Le rapport A/CNK (indice d'aluminosité) est le rapport
Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O exprimé en proportions moléculaires (suite et fin)**

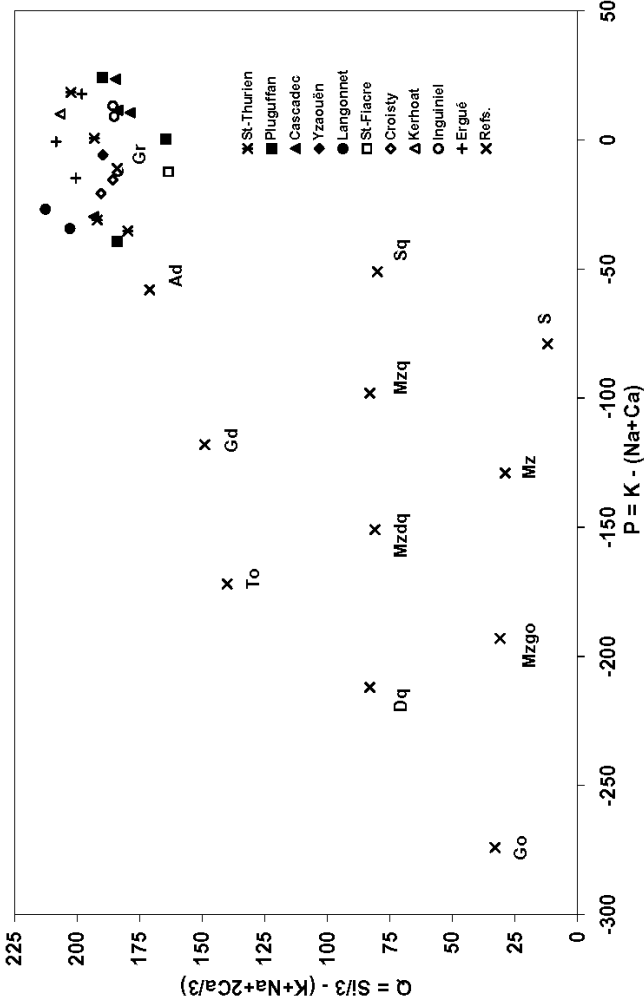


Fig. 4 - Diagramme P-Q pour les granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rospenden

Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique K, en positif sur l'axe des abscisses) et de picroclase $-(Na+Ca)$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si, K, Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : Go - gabbro, Mzgo - monzogabbro, Miz - monzonite, S - syénite, Dq - diorite quartzifère, Mzdzq - monzodiorite quartzifère, Mzq - monzonite quartzifère, To - tonalite, Gd - granodiorite, Ad - adamellite, Gr - granite

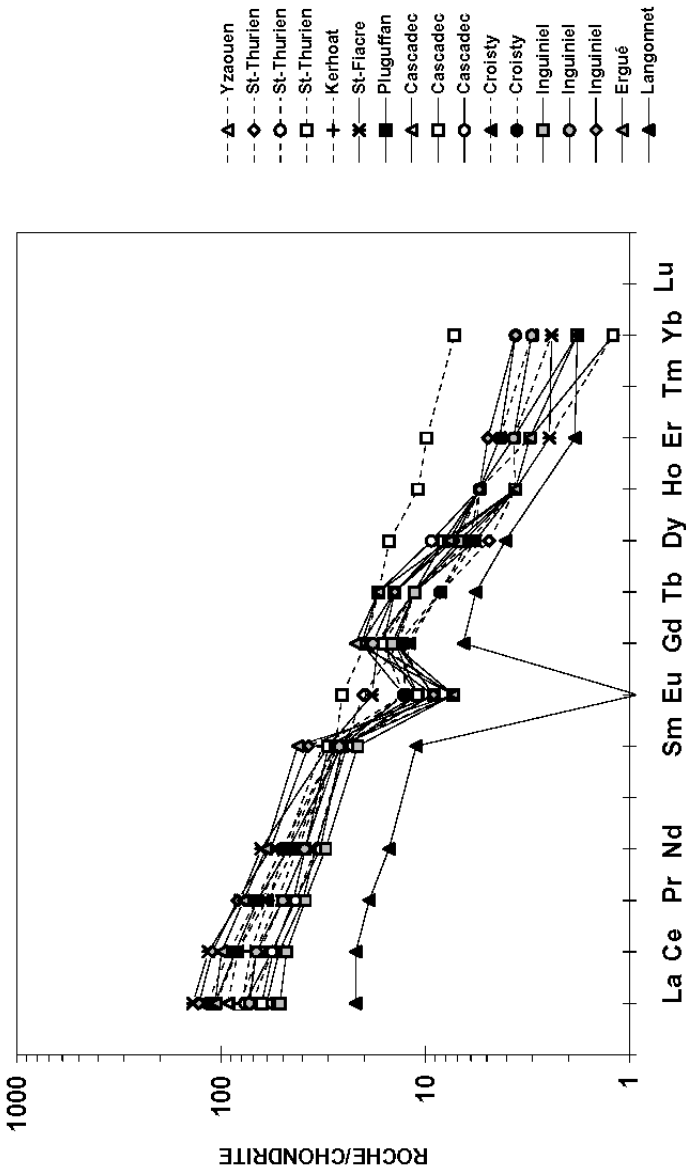


Fig. 5 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour les granites de la feuille Plouay

débit en plaquettes ou feuillet. Plus rarement, elles sont cataclastiques ; les plans (C) sont sub-verticaux ou fortement pentés vers le Sud (75-80°) et axés au N100-110 ; la linéation d'étirement est sub-horizontale faiblement pentée (5-8°) vers l'Ouest.

Le second couloir de déformation s'individualise au Sud du premier, à l'Est de l'Ellé, dans le prolongement de l'étroite bande de gneiss fins micacés de la Formation de Melgwen, cette dernière n'apparaissant plus à ce niveau ; il s'atténue vers l'Est et se termine sur la feuille voisine Lorient. Moins intense que la précédente, cette déformation se traduit par une accentuation de la mylonitisation du granite, mais généralement elle n'atteint pas le stade d'ultramylonite.

Le Granite de Pluguffan, gris clair à beige, apparaît homogène et isogranulaire avec un grain moyen-fin, bien qu'il comporte, néanmoins, assez fréquemment, de petits porphyroblastes de feldspath ; il est riche en micas avec une prédominance de la muscovite sur la biotite. Ce granite a une texture grenue orientée, souvent protomylonitique à mylonitique et sa composition minéralogique montre du quartz, du feldspath K, du plagioclase, de la muscovite, de la biotite et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse, fréquemment regroupées en îlots holoquartzeux ; dans les plans (C) le quartz est en prorubans ou rubans, en fonction de l'intensité de la mylonitisation ; le microcline ou orthose (30-34 %) est en petites et moyennes plages associées à celles d'albite-oligoclase (22-26 %) ; ces deux types de feldspath apparaissent aussi en petits porphyroblastes subautomorphes, parfois zonés dans le cas du plagioclase, et souvent déformés et moulés par les plans (C) ; la muscovite (4-6 %) est en petites-moyennes paillettes souvent orientées et déformées, associées à celles de biotite (2-3 %).

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons du Granite de Pluguffan provenant tant des feuilles voisines (Quimper et Rosporden) que de celle de Plouay (FB 5663) (tabl. 2), montre que le faciès commun de ce granite présente des fortes teneurs en SiO_2 (72,1 %) et en potassium (4,28 %) et qu'il est fortement peralumineux ($A/CNK = 1,26$) ; il se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique de type Guéret (granodiorites et granites peralumineux) (La Roche (de) et *al.*, 1980).

Le spectre de terres rares de l'échantillon FB 5663 (fig. 5) témoigne d'un enrichissement modéré en terres rares légères, d'un fractionnement

marqué entre les terres rares lourdes et d'une anomalie négative en Eu. Ces caractères sont communs à l'ensemble des granites du massif ; ils suggèrent une stabilité du grenat dans la région source (Bernard-Griffiths et *al.*, 1985 ; Béchenec et *al.*, 2001). Ce même, échantillon est plutôt riche en Th (= 13,4 ppm), ce qui suggère une solubilité assez forte de la monazite (Montel, 1986) mais il est par contre pauvre en Zr (= 68 ppm) ce qui témoigne d'une faible solubilité du zircon commune aux granites peralumineux (Watson et Harrison, 1983). Enfin, ses teneurs en Ba (= 392 ppm) et Sr (= 154 ppm) sont relativement fortes, ce qui exclut un fractionnement poussé des feldspaths.

Sur la carte Quimper, le Granite de Pluguffan a été daté à 318 ± 4 Ma (Bechenec et *al.*, 1999).

Les enclaves du Granite de Pluguffan

Le gratine à biotite, en enclaves non cartographiables, est gris assez sombre, a un grain moyen avec des porphyroblastes infra-centimétriques de feldspath et est fortement orienté comme son encaissant ; sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (22 %), de l'albite-oligoclase (33 %), de la biotite (6 %), de la muscovite (1 %) et comme minéraux accessoires du zircon et de l'apatite. Ce faciès se rapproche ainsi, des granites à biotite (faciès Saint-Yvy) cartographiés sur la carte voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001).

$\xi\gamma^{2b}$. **Orthogneiss œillé à biotite.** L'orthogneiss œillé, en une enclave cartographiée à l'Est de Mellac, se présente comme une roche gris sombre avec des structures C/S bien marquées et une forte linéation d'étirement ; dans une matrice à grain moyen apparaissent d'assez nombreux yeux centimétriques de feldspath moulés par des lits micacés. La paragenèse de cet orthogneiss comprend du quartz (38 %) parfois en protorubans moulant des porphyroclastes de feldspath, du microcline (32 %), de l'albite-oligoclase (22 %), de la biotite (4 %), de la muscovite (4 %) et accessoirement de gros grains craquelés d'apatite et des grains de zircon.

Des orthogneiss œillés à biotite, sont cartographiés aussi, en enclaves au sein du Granite de Pluguffan, à l'Est de Quimperlé sur la rive sud de l'Ellé ; mais ces orthogneiss appartiennent manifestement à l'unité voisine de l'Orthogneiss de Moëlan.

$my\xi$. **Micaschistes mylonitiques.** Au Nord de Quimperlé, à Pont-ar-Skluz en bordure de l'Isole, apparaît une enclave plurihectométrique de micaschistes à biotite gris-vert à gris ; ces micaschistes, localement recoupés par des filons de granitoïdes, sont fortement tectonisés avec des structures C/S bien marquées, subverticales et axées, respectivement, au N90 et au N110 ; ces dernières sont compatibles avec un cisaillement dextre.

γ^{2AL} . **Granite de Baye, à grain fin-moyen, à biotite et muscovite.**

Défini sur la feuille Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996), il affleure uniquement dans le coin sud-est de la carte Plouay, mais il se développe vers le Sud sur la carte voisine Lorient (Horrenberger et *al.*, 1972) et ponctuellement vers l'Ouest sur celle de Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001). Le Granite de Baye recoupe d'une part l'Orthogneiss de Nizon qu'il enclave localement et d'autre part celui de Moëlan ; il se présente comme une roche gris clair, isogranulaire, à grain fin-moyen et est relativement micacé avec une prédominance de biotite ; il a une texture grenue plus ou moins orientée et sa paragenèse est composée de quartz (38 %), de feldspath K (30 %), d'albite-oligoclase (25 %), de biotite (4 %), de muscovite (3 %) et accessoirement de zircon et d'apatite.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon de ce granite provenant de la feuille voisine Rosporden montre qu'il est nettement acide ($\text{SiO}_2 = 72,8\%$), fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,69\%$) et fortement peralumineux ($A/CNK = 1,26$) ; il s'inscrit au voisinage du granite de référence et ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des « leucogranites », telle que définie par Didier et Lameyre (1969).

Domaine varisque central ligéro-sénan (central)

ξE . **Formation d'Elliant, micaschistes, gneiss micacés, quartzites.**

Elle occupe une étroite bande axée WNW-ESE, en bordure nord du Domaine varisque ligéro-sénan (central) ; elle prend ainsi en écharpe, toute la carte Plouay, avant de se poursuivre tant vers l'Ouest, sur les cartes Rosporden et Quimper, que vers l'Est, sur la feuille Bubry. Cette formation est recoupée, localement, par la Métadiorite quartzique de Lokunolé, au Sud de la localité du même nom et, plus généralement, par le Granite d'Ergué et le Métagranite de Saint-Thurien ; enfin, sur son flanc nord, elle est en contact tectonique avec les unités du Domaine varisque de Bretagne centrale, les granites de Koad Loc'h et de Querrien à l'Ouest de la feuille et celui de Cascadec au centre et à l'Est ; ce contact nord est marqué par des structures mylonitiques et il est de plus souligné, localement, par des ultramylonites (*Umy*).

Les roches de la Formation d'Elliant affleurent peu, mais donnent néanmoins de très nombreuses pierres volantes ; les principales et plus accessibles occurrences se situent en bordure de route : (1) au Sud-Ouest de Querrien, près de Kerfaro, (2) au Sud du Moustoir, (3) au Sud des « Roches du Diable », (4) au Nord-Ouest de Plouay, le long de la D769.

Les micaschistes ont une teinte gris argenté à beige et un débit en plaquettes ou en feuillets ; ils sont affectés par une schistosité principale (S1) axée au N100-105, subverticale ou fortement pentée (75°) vers le Nord. Localement, tel au Nord-Est de Plouay et au Sud du hameau de Saint-Maurice, on note dans les micaschistes l'association de structures C/S sub-verticales, orientées respectivement au N75 et au N100, et compatibles avec un cisaillement dextre ; les plans (C) portent de plus, occasionnellement, une linéation d'étirement qui pend de 8° vers l'Ouest. La schistosité (S1) est aussi parfois déformée par des plis en chevrons, auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. Enfin, sur le flanc nord de l'unité et localement sur son flanc méridional au Sud d'Elliant, les micaschistes deviennent ultramylonitiques.

Les gneiss fins micacés sont associés aux micaschistes et sont plus particulièrement bien représentés dans le secteur des « Roches du Diable ».

Les métaquartzites n'affleurent pas mais apparaissent en de nombreuses pierres volantes, associées à celles de micaschistes et de gneiss fins micacés, au Sud-Est immédiat de Lokunolé, près du Moulin du Stall ; ils se présentent comme une roche gris-beige, à grain fin et montrent un débit régulier en dalles et plaquettes.

Les micaschistes et les paragneiss fins micacés ont une texture granolépidoblastique souvent mylonitique et alors caractérisée par l'association de plans (C) et de la foliation principale (S1) ; cette dernière est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et souvent par leur ségrégation en minces lits ; parfois elle semble de plan axial par rapport à de petits plis intrafoliaux dont seules les charnières sont éventuellement conservées. Une schistosité (S2) de crénulation, lorsque présente, est associée aux petits plis en chevrons qui déforment la (S1), et est soulignée par l'orientation de paillettes de muscovite.

Le principal épisode de métamorphisme correspond à la cristallisation de quartz, de biotite, de muscovite, de plagioclase (dans les paragneiss), fréquemment d'andalousite associée parfois à de la sillimanite (moitié orientale de la formation) et accessoirement d'opacques, de tourmaline et de zircon. Le quartz (35-55 %) est en petites plages xénomorphes regroupées en lits holoquartzeux discontinus et parfois allongées parallèlement au plan (S1) ; le plagioclase (0-15 %) en petites et moyennes plages xénomorphes, est damouritisé ; la biotite (5-40 %), souvent assez fortement ou totalement chloritisée, est en petites paillettes orientées et souvent déformées, dispersées dans la matrice ou regroupées en lits micacés avec celles de muscovite (15-45 %) ; l'andalousite, parfois assez abondante (2 %), est en porphyroclastes précoces à syn-foliation principale ; en effet ces derniers sont moulés par la (S1) mais fossilisent aussi sa trace par de nombreuses

inclusions ; ils sont, de plus, fortement damouritisés et/ou chloritisés. La sillimanite peut être assez fréquente (2-5 %) et se présente en minéraux aciculaires assez flexueux, en baguettes sub-automorphes ou en fibrolite. Enfin, la tourmaline, en petits grains sub-arrondis ou en baguettes, peut être relativement abondante dans certains lits.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'alternance de lits quartzeux plus ou moins riches en micas et en opaques ; elle est associée à des plans (C) marqués par l'étirement de certaines plages de quartz et par l'allongement d'une partie des paillettes de muscovite. La paragenèse de ces roches comprend principalement du quartz (75 %), de la muscovite (10 %), de la biotite (8 %), du plagioclase en petites plages très fortement damouritisées (4 %), des opaques (2 %) et accessoirement du zircon et de la tourmaline.

Mηχ^L. Métadiorite quartzique de Lokunolé. Elle forme une bande étroite (200 à 400 m), d'extension plurikilométrique et d'allongement WNW-ESE au Sud de Lokunolé. Son principal affleurement est situé en bordure de route, au Sud immédiat de ce village, près de Pen Parkou ; cependant, généralement elle apparaît seulement en pierres volantes décimétriques ou en boules métriques isolées dans les champs. Elle se présente comme une roche massive, gris-vert à bleu-vert sombre, piquetée de points millimétriques blancs, et à grain fin-moyen grossièrement orienté. Elle a une texture subdoléritique ; sa paragenèse comprend principalement du plagioclase, de la hornblende verte, de la biotite et dans une moindre mesure des opaques, du quartz, de la pistachite et accessoirement du zircon. Le plagioclase (57 %), andésine ou labrador, forme la matrice de la roche et est en petites et moyennes plages xénomorphes et en petits porphyroclastes subautomorphes déformés ; l'amphibole (30 %), de la hornblende verte, forme des plages moyennes, parfois sub-automorphes, avec un phénomène de « clouding » au cœur ; la biotite (4 %) est en petites et moyennes paillettes chloritisées ; le quartz (4 %) est en petites plages xénomorphes isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux ; les opaques (4 %) sont en granules ; la pistachite (1 %) est en petites plages associées à celles de hornblende.

La typologie des zircons de cette roche (FB 5931) n'est pas interprétable : en effet, bien que gros et abondants, les zircons, fumés-ambrés, sont souvent cassés, microfissurés, assez fortement dissymétriques et difformes avec des contours émoussés.

Une analyse chimique (FB 5931) montre (tabl. 1) que la Métadiorite de Lokunolé a une composition basique (SiO₂ = 49,33 %) assez « différenciée » (MgO = 4,7 % ; Cr = 26 ppm ; Ni < 10 ppm). Ses teneurs modérées à faibles en éléments fortement incompatibles (ex. Th = 2,1 ppm ;

Ta = 0,4 ppm), témoignent d'une affinité sub-alkaline. Son rapport FeO/MgO plutôt élevé (= 2,2) la définit comme tholéiitique.

M_γ³⁷. Métagranite de Saint-Thurien, faciès leptynitique ou œillé à muscovite > biotite (316 ± 5/-3 Ma) ; (1) faciès migmatitiques. Il forme une étroite bande, orientée WNW-ESE, qui débute à l'Est d'Ergué Gabéric (frange orientale de la carte Quimper ; Béchennec et *al.*, 1999) et prend ensuite en écharpe, les cartes Rosporden (Béchennec et *al.*, 2001) et Plouay, avant de se terminer au Sud-Ouest de la feuille Bubry. Cette bande, bien soulignée dans la topographie, est discontinue à son extrémité occidentale, mais continue ensuite (à l'Est d'Elliant), en dépit d'importantes variations de puissance (200 m à 1 km). Ce métagranite est intrusif dans les micaschistes de la Formation d'Elliant ; ses relations avec le Granite d'Ergué sont indéterminées, faute d'affleurements, mais très généralement il apparaît une lanière de micaschistes de la Formation d'Elliant entre ces deux entités. Ses principaux affleurements sont situés en bordure de route : (1) à l'Ouest, au Sud-Ouest et au Sud-Est de Querrien, respectivement près de Kerboudou, de Kergariou et de Rosgodec, (2) au Nord-Est de Lokunolé, (3) au Sud-Ouest de Guilligomarc'h près de Saint-Eloi (D222), (4) au Nord-Ouest et au Nord-Est de Plouay, respectivement le long de la D769 et de la D2, (5) à flanc de côteau dans la vallée à l'Est de Saint-Lévenec.

Sur la carte Plouay, le Métagranite de Saint-Thurien est généralement fortement orienté et étiré ; de ce fait, il présente soit l'aspect d'un orthogneiss leucocrate œillé assez micacé, soit, localement, celui d'une leptynite ; il est en effet, affecté par une foliation mylonitique avec association de structure S/C/L qui lui donnent un débit en dalles ou en plaquettes ; les plans (S) sont axés au N80-95 et sont subverticaux ; les plans (C) sont axés au N105-110 et soit présentent un fort pendage vers le Nord ou vers le Sud, soit sont subverticaux ; la linéation d'étirement (Lc) est subhorizontale ou pend de 5-10° vers l'Ouest ou vers l'Est. Cette foliation mylonitique est parfois déformée par de petits plis en chevron. Enfin, localement à l'Est de Lokunolé, ce métagranite présente un aspect migmatitique avec des « nuages » de biotite dessinant une foliation fluctuante à plis disharmoniques.

La texture mylonitique de ce granite est soulignée par de minces lits micacés discontinus et parfois par des protorubans de quartz qui moulent de petits porphyroclastes de feldspath. Sa paragenèse est composée de quartz, de feldspath K, de plagioclase, de muscovite, de biotite et accessoirement d'apatite, de tourmaline et de zircon ; enfin, très localement près de Plouay, apparaissent aussi du grenat et de la sillimanite. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse et parfois en protorubans ; le feldspath K (30-32 %) orthose ou microcline et albite-oligoclase (20-22 %) sont en petites plages et en porphyroclastes déformés

et moulés par les structures C/S ; la muscovite (3-7 %) est en petites et moyennes paillettes orientées et plus ou moins regroupées en minces lits en association avec celles de biotite (1-3 %) ; quelques grandes paillettes de muscovite, non orientées mais éventuellement déformées par des kinks, paraissent d'une génération plus tardive ; localement, la biotite (4-6 %) peut être plus abondante que la muscovite et la proportion de plagioclase peut alors atteindre 28-30 % ; lorsque présent (très rarement), le grenat apparaît en petits individus subautomorphes et la sillimanite en fines aiguilles disposées en gerbe et associées aux paillettes de muscovite.

Localement, notamment entre Guilligomac'h et Lokunolé sur le flanc sud de l'unité, ce métagranite présente un aspect migmatitique ; en effet dans cette zone, la foliation qui l'affecte et qui est généralement très bien structurée et orientée, est « déformée » en plis disharmoniques discontinus qui témoignent d'un début d'anatexie de ce granite.

Trois analyses chimiques (FB 4794, FB 5616, FB 5922) du Métagranite de Saint-Thurien ont été effectuées sur la feuille Plouay (tabl. 1), qui s'ajoutent à une analyse réalisée sur le territoire de la feuille Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001). Ces roches ont des teneurs assez constantes en silice ($\text{SiO}_2 = 72\text{-}72,4\%$). Elles sont fortement peralumineuses ($\text{A/CNK} = 1,16\text{-}1,4$), riches en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 4,49\text{-}5,16\%$) et se groupent autour du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique (La Roche (de) et *al.*, 1980). Les spectres de terres rares (fig. 2) témoignent d'un enrichissement assez marqué en terres rares légères, d'un fractionnement variable entre terres rares lourdes et d'anomalies faiblement positives ou négatives en Eu. Le fractionnement entre terres rares lourdes suggère la stabilité du grenat dans la source.

Ces roches montrent certaines « signatures géochimiques » communes des granites de l'association alumino-potassique (Stussi, 1989) : teneurs fortes en Rb (= 268-378 ppm) et Li (= 87-338 ppm), mais faibles à modérées en Zr (= 47-90 ppm). L'échantillon FB 5616 présente des teneurs assez élevées en Ba (= 450 ppm) et Sr (= 175 ppm), cohérentes avec l'absence d'anomalie négative en Eu (fig. 2). En revanche, les teneurs en Ba (= 193 ppm) et Sr (= 96 ppm) sont plutôt faibles dans l'échantillon FB 4794, en dépit d'une faible anomalie positive en Eu.

La typologie des zircons effectuée sur ces mêmes échantillons (FB 5616, FB 5922), montre que ces derniers sont assez peu nombreux, avec une population d'individus automorphes très frais, rosés, limpides et une population d'individus assez colorés, jaunes, fumés ou opaques et émoussés ; les zircons indexables ne sont pas suffisamment nombreux pour déterminer le contexte de formation de la roche mais on peut néanmoins

noter que tous sont inscrits dans le domaine des roches magmatiques de l'anatexie crustale.

Le Métagranite de Saint-Thurien a été daté à $316 \pm 5/3$ Ma sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001).

γ^{3AL} **E. Granite d'Ergué, à grain hétérométrique moyen-fin ; (1) enclaves de micaschistes (ξ).** Le Granite d'Ergué constitue une unité relativement étroite, d'allongement WNW-ESE, qui prend en écharpe toute la carte Plouay et se poursuit sur les cartes voisines Rosporden et Quimper à l'Ouest et Bubry et Lorient au Sud-Est. Il occupe ainsi la majeure partie du Domaine varisque ligéro-séna. Sur son flanc sud, il est limité par les ultramylonites de la branche principale du CSA ; sur son flanc nord, très généralement, il recoupe les micaschistes de la Formation d'Elliant, et localement la métadiorite quartzique de Lokunolé.

Ce granite affleure peu, mais donne de nombreuses pierres volantes ; ses principales occurrences sont situées en bordure de route : (1) au Sud-Est de Moguel, (2) à Kerlutun le long de la D49, (3) au Nord-Est d'Arzano le long de la D2 et de la D222, (4) au Sud-Est de Guilligomarc'h, près du Château de Sac'h, (5) au Sud-Ouest de Plouay, le long de la D769 et près de Kerviden, (6) au Sud-Ouest immédiat de Lanvaudan.

Le Granite d'Ergué est une roche leucocrate, à grain fin-moyen hétérométrique, généralement fortement altérée, assez peu micacée excepté dans l'environnement d'enclaves, généralement non cartographiable, de micaschistes et de paragneiss fins, assez fréquentes, notamment près d'Arzano et de Plouay ; il a une orientation généralement assez peu marquée, cependant cette dernière est très forte sur son flanc sud où elle se caractérise par des structures S/C subverticales ou fortement pentées vers le Nord et axées respectivement, au N70 et au N90 ; éventuellement, les plans « C » portent une linéation d'étirement peu pentée ($5-10^\circ$) vers l'Est ou vers l'Ouest ; de plus, à l'approche du CSA, les structures mylonitiques présentent souvent un aspect cataclastique.

Ce granite a une texture grenue plus ou moins orientée à mylonitique ; sa paragenèse comprend du quartz, du feldspath K, du plagioclase, de la muscovite, de la biotite et accessoirement de l'apatite, du zircon et de la tourmaline.

Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages regroupées en îlots holoquartzeux et plus ou moins étirées (jusqu'à former des protorubans) en fonction du degré de déformation ; le feldspath K (25-30 %) et l'albite-oligoclase (25-30 %) sont en petites plages associées et en

petits porphyroblastes plus ou moins déformés ; la muscovite (1-4 %, exceptionnellement 6 %) est en petites paillettes orientées et déformées et en plages aciculaires disposées en gerbes ; la biotite (1-4 %) est en petites paillettes orientées, souvent chloritisées.

Un échantillon du Granite d'Ergué (FB 5787) a été analysé sur le territoire de la feuille Plouay (tabl. 2) qui s'ajoute à deux analyses réalisées sur la feuille Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001). La roche analysée est riche en silice ($\text{SiO}_2 \sim 72,9 \%$), fortement peralumineuse ($A/CNK \sim 1,29$), très riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 5,35 \%$) et se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4, PQ1). Ces traits suggèrent une attribution à l'association aluminopotassique (La Roche *de et al.*, 1980).

Les deux échantillons de la feuille Rosporden se caractérisent par des teneurs basses en Th ($< 7 \text{ ppm}$), La ($< 12 \text{ ppm}$) et Zr ($< 45 \text{ ppm}$), qui les apparentent aux leucogranites peralumineux de « type Limousin » (Stussi, 1989). Une telle signature ne se retrouve pas dans l'échantillon de la feuille Plouay qui est riche en Th ($= 19,8 \text{ ppm}$) et dont le spectre de terres rares montre un enrichissement assez marqué en terres rares légères (La = $25,3 \text{ ppm}$) (fig. 5). Ce spectre témoigne par ailleurs, d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes, commun à l'ensemble des granites peralumineux de la feuille Plouay. Une anomalie négative très marquée en Eu s'accorde avec la très faible teneur en Sr ($= 54 \text{ ppm}$) et suggère un fractionnement du plagioclase. La teneur en Zr est modérée ($= 89 \text{ ppm}$) et témoigne d'une solubilité limitée du zircon commune aux granites peralumineux (Watson et Harrison, 1983).

Ce granite n'est pas daté.

Umy. Ultramytonites et mylonites du Cisaillement Sud-armoricain (CSA). Sur la carte Plouay, le CSA, qui prend en écharpe toute la feuille, comprend deux branches majeures sub-parallèles axées WNW-ESE :

- la branche principale sud, se suit depuis la vallée de l'Issole à l'Ouest jusqu'à la région de Plouay au Sud-Est, en passant par Arzano ;
- la branche principale nord, située à 3-4 km au Nord de la précédente, passe par le Sud de Querrien à l'Ouest, et le Nord de Plouay à l'Est.

Enfin, deux autres bandes annexes d'ultramytonites, parallèles aux précédentes, apparaissent dans le Domaine varisque sud-armoricain (méridional), au cœur du Granite de Pluguffan ; la première passe au Nord de Mellac et au Sud d'Arzano avant de se poursuivre sur la feuille de Lorient ; la seconde se développe principalement au Nord de Quimperlé, en bordure sud du granite.

Les ultramytonites de la branche principale sud, sont moins et plus irrégulièrement développées que sur les cartes Quimper et Rosporden ; en effet, sur la feuille Plouay, l'axe de cette branche est souvent occupé par du quartz laiteux filonien, massif ou cataclaté. Les principaux affleurements d'ultramytonites sont situés principalement sur le flanc nord de l'accident : (1) au Sud de Plouay en bordure de la D769 à Kerchopine, (2) au Sud-Ouest de Plouay en bordure de route et dans les carrières abandonnées de Kerviden et localement à l'Ouest d'Arzano à Ty Nadan.

Elles se présentent, comme une roche gris-blanc, sub-aphanitique, à texture cataclastique ou feuilletée ; localement, tel à Ty Nadan, on observe une imprégnation de ces ultramytonites par du quartz ; ce dernier est alors disposé en filonnets parallèles au plan de mylonitisation et est lui-même étiré dans ce plan. Vers le Nord, ces ultramytonites passent au Granite d'Ergué qui présente lui-même un aspect fortement cataclaté avec des bandes d'ultramytonites aphanitiques ; vers le Sud, elles passent à un faciès mylonitique du Granite de Pluguffan. Lorsque feuilletées, ces roches sont affectées par une schistosité mylonitique subverticale axée au N105-120.

Les ultramytonites de la branche principale septentrionale, apparaissent en une lanière sub-continue ; vers le Nord, elles passent à des granites fortement mylonitiques du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional), (granites de Koad Loc'h, Querrien et Cascadec) dont le gradient de déformation s'atténue rapidement ; vers le Sud, elles sont au contact des micaschistes mylonitiques de la Formation d'Elliant.

Leurs principaux affleurements sont situés : (1) à l'Ouest de Querrien, dans une ancienne carrière à Kermarc, (2) au Sud-Ouest de Querrien, en bordure de route près de Kerfaro, (3) près de Guilligomarc'h, à Saint-Eloi, (4) au Nord de Plouay, près de Lézot. Elles se présentent généralement comme une roche aphanitique gris-blanc à texture cataclastique ou mylonitique feuilletée. Lorsque présente, la schistosité mylonitique, subverticale ou fortement pentée vers le Nord, est orientée au N90-100.

Les ultramytonites de la branche annexe du Nord de Mellac, apparaissent en une mince lanière continue ; elles affeurent principalement : (1) à l'Est de Mellac dans le thalweg de Moulin-blanc, (2) en bordure de route au Nord immédiat de Tréméven et (3) au Sud-Est d'Arzano près de Kerhoazic.

Elles se présentent généralement, comme une roche aphanitique gris-noir ou gris-blanc, feuilletée, très dure, associée à des granites fortement mylonitiques. La schistosité mylonitique, subverticale ou fortement pentée, est axée au N90-100 et est parfois associée à une linéation d'étirement qui pend de 5 à 10° vers l'Ouest.

À l'Ouest de l'Ellé, les mylonites de la branche annexe du Nord de Quimperlé, suivent la bordure méridionale du Granite de Pluguffan ; elles affectent ce dernier et les lambeaux des formations de Melgwen et de Koad Konk constituées respectivement de micaschistes et d'amphibolites. À l'Est de l'Ellé cette bande mylonitique se poursuit au sein du Granite de Pluguffan.

Domaine varisque septentrional de Bretagne centrale

δb. Amphibolites ; χb. Quartzites ; ξb. Micaschistes (Briovérien).

Ils constituent un vaste ensemble qui occupe tout le quart nord de la feuille Plouay et se poursuit au-delà sur les cartes voisines Rosporden, Gourin, Rostrenen et Bubry. Cet ensemble est franchement recoupé par plusieurs intrusions plutoniques : le Granite de Cascadec, le Granite de Langonnet, le Granite du Croisty, le Granite de Saint-Fiacre et enfin, au Nord de la Métairie Neuve, par un plug hectométrique de granite-microgranite ; ses relations avec le Granite de Kerhoat et localement avec de petits pointements de leucogranite tel à Lanvenegen, à Votveur, à Locmaria au Nord et à l'Est de Lignol sont moins franches ; en effet, ces granites de type anatectiques, comportent de très nombreuses enclaves de ces micaschistes, plus ou moins migmatitisées.

Cette unité affleure assez peu, mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs. Les principales occurrences sont situées en bordure de route : (1) à l'Ouest du Faouët près de Pont Briant, de Saint-Urlo et de Lambéléguic, (2) aux abords sud et est du Faouët, (3) au Sud de Botqueven le long du nouveau tracé de la D132, et (4) le long de la D110 au Sud de Saint-Caradec-Trégomel.

Les séries métamorphiques briovériennes sont affectées par une schistosité principale (S1), souvent subverticale ou fortement pentée, vers le Nord ou vers le Sud, axée au N70-85 dans la moitié ouest de l'unité et au N60-75 dans la moitié est ; la (S1) porte parfois une linéation de microfronces, pentée de 5-10° vers l'Est ; très localement apparaît aussi une schistosité de crénulation (S2) très frustrée, associée à de petits plis en chevrons qui déforment la (S1).

Ces séries monotones sont essentiellement constituées de micaschistes, gris-beige argenté, à grain fin, finement feuilletés avec un débit en plaquettes ou en feuillets ; parfois ces micaschistes montrent de plus, des silicates d'alumine en baguettes sombres, parfois centimétriques à pluricentimétriques, d'andalousite ; enfin, en bordure septentrionale de la carte, près de Priziac et au Nord-Est de Saint-Caradec-Trégomel, au sein de ces micaschistes sont interstratifiés des métaquartzites gris clair à blanc qui

sont localement le faciès dominant (au Nord-Est de Saint-Caradec) ; ces alternances micaschistes-métaquartzites sont particulièrement bien exposées dans une petite carrière artisanale près de Quilven-d'en-Bas. Dans la région de Priziac, notamment à Saint-Herneck, au sein des micaschistes sont interstratifiés aussi, des gneiss gris sombre à amphibole à débit en plaquettes et des amphibolites vert sombre à grain fin.

Les micaschistes ont une texture granolépido-blastique et la schistosité principale (S1) est soulignée d'une part par l'orientation des paillettes de micas et d'autre part par leur ségrégation en minces lits à dominante micacée, qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse ; cependant, il apparaît aussi parfois, de rares reliques d'une foliation précoce, déformée par des plis serrés intrafoliaux dont les charnières, qui sont plus ou moins conservées, admettent la (S1) comme schistosité de plan axial ; enfin, cette dernière est parfois recoupée par une schistosité (S2) de crénulation, associée à des plis en chevron et soulignée par l'orientation de petites paillettes de micas blancs et éventuellement de plages de quartz. Leur minéralogie comprend principalement du quartz, de la muscovite, de la biotite souvent plus ou moins chloritisée, du plagioclase, fréquemment des silicates d'alumine andalousite, staurotide, sillimanite, et accessoirement des opaques, de la tourmaline et du zircon. De plus, à Lambéléguic à l'Ouest du Faouët, du disthène en association avec de l'andalousite a été observé très ponctuellement dans une « lentille » de quartz laiteux interstratifiée au sein des micaschistes (Lulzac, 1966 ; rapport interne BRGM). De même, une prospection alluvionnaire réalisée par le BRGM au Sud-Est du Faouët a mis en évidence la présence de fréquents cristaux de disthène, dans la zone de Penqélen-Pellah, au sein des micaschistes briovériens.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique et sont généralement très purs ; la schistosité principale (S1) est soulignée par l'orientation de micas blancs peu nombreux dispersés dans la roche ; cependant, lorsque ces quartzites sont impurs, la proportion de micas, muscovite et biotite, est nettement plus élevée et à ces derniers sont alors associés des silicates d'alumine, andalousite et staurotide.

Les gneiss à amphibole présentent une texture grano-nématoblastique avec une matrice fine à quartz et plagioclase, emballant des petites baguettes de hornblende verte, orientées suivant la schistosité principale (S1) ; néanmoins, ces baguettes sont plus ou moins regroupées en minces lits (S0 ?) déformés par de petits plis qui admettent la (S1) comme schistosité de plan axial. Enfin, accessoirement, ces gneiss comportent aussi parfois de la pistachite, en granules et petites baguettes, des opaques et du zircon.

Les amphibolites ont une texture nématoblastique et sont principalement constituées de hornblende verte (50-55 %), en baguettes orientées et plus ou moins regroupées en lits qui soulignent la schistosité principale (S1), de plagioclase (30-40 %), d'opacques (5-8 %) et de sphène (2 %).

Le principal épisode de métamorphisme est marqué dans les micaschistes, les gneiss micacés, les métaquartzites et les métaquartzites micacés par la cristallisation de quartz, de biotite, de muscovite, très généralement d'andalousite et de staurotide, localement de sillimanite et accessoirement de feldspath, d'opacques, de tourmaline et de zircon.

Le quartz est plus ou moins abondant, (généralement 40-50 %, mais 60-65 % dans les métaquartzites micacés, 97 % dans les métaquartzites et seulement 5-10 % dans des faciès très micacés) ; il est en petites à très petites plages, xénomorphes, à extinction légèrement onduleuse, qui sont parfois allongées parallèlement à la (S1) et souvent regroupées en lits à dominante quartzreuse. La muscovite (15-35 %, rarement 50-70 %) est en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1), parfois suivant (S2), associées à celles de biotite ; cette dernière (10-28 %) apparaît principalement en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1) et plus ou moins rétro-morphosées en chlorite ; cependant, elle forme aussi parfois, des porphyroblastes (1-10 %) moulés par la (S1) et donc précoces par rapport à celle-ci, associés à ceux d'andalousite. L'andalousite est fréquente et peut être très abondante (1-30 %) ; elle est généralement en porphyroblastes subautomorphes allongés dans le plan de la (S1) mais néanmoins moulés par elle, très poeciloblastiques, avec de nombreux exsudats de quartz et des inclusions de paillettes de biotite allongées parallèlement à (S1) ; ces porphyroblastes précoces et syn-S1 sont parfois plus ou moins rétro-morphosés en micas blancs. La staurotide est nettement moins fréquente et moins abondante (0-2 %) ; elle apparaît en petits grains ou en porphyroblastes, xénomorphes ou subautomorphes, moulés par la (S1) ; ces derniers comportent souvent de nombreuses inclusions d'opacques et des exsudats de quartz, allongés parallèlement à la (S1) ; de plus, ces porphyroblastes sont fréquemment partiellement rétro-morphosés en muscovite ou en chlorite. La sillimanite est assez fréquente, notamment dans la moitié orientale de la carte ; elle apparaît soit en fines baguettes associées aux paillettes de micas et allongées parallèlement à la (S1), soit en fines aiguilles de type mullite regroupées en amas associés au quartz, soit en fibrolites associés aux micas. Lorsque présent, le plagioclase (0-8 %) se présente en proto-ocelles ou en petites plages xénomorphes associées à celles de quartz.

Dans les gneiss à amphibole le principal épisode de métamorphisme est souligné par la cristallisation de quartz, de plagioclase (40-50 %), de

hornblende verte et parfois d'épidote. Le quartz (20-40 %) est en petites plages xénomorphes associées à celles de plagioclase (20-50 %) ; la hornblende verte (10-28 %) est en petites baguettes sub-automorphes orientées parallèlement à la (S1) ; l'épidote (5-20 %) est en grains xénomorphes et en petites baguettes orientées dans le plan de la (S1).

γ^{2AL} . **Granite de Koad Loc'h, à grain moyen, à biotite et muscovite.** Il forme un massif plurikilométrique, d'allongement W-E, qui s'étend principalement sur la feuille voisine Rosporden ; seule sa terminaison orientale concerne la limite ouest de la feuille Plouay.

Le Granite de Koad Loc'h (Coatloc'h) n'affleure pas sur la feuille Plouay, seule les pierres volantes permettent de limiter son extension. D'après les données de la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001), ce granite à grain moyen ou moyen-fin, apparaît très blanc à l'altération, ce qui fait ressortir particulièrement bien les nombreuses paillettes noires de biotite ; sur sa bordure méridionale il présente un très fort gradient de déformation : ultramylonites, granite mylonitique, granite orienté, granite isotrope ; la géométrie de ce gradient souligne la liaison de ces structures et du CSA. Le granite mylonitique présente un aspect de leptynite ou d'orthogneiss à grain moyen-fin, à débit en plaquettes ou en dalles, avec association de structures C/S, dont la géométrie est compatible avec un cisaillement dextre ; les plans (C) sont subverticaux et orientés N95-104, alors que les plans (S), fortement pentés (70-80°) vers le Nord, sont axés au N80-90.

Le Granite de Koad-Loc'h a une texture grenue ou mylonitique et sa paragenèse comprend du quartz, du feldspath K et plagioclase, de la biotite, de la muscovite parfois de la sillimanite et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz (36-38 %) est en petites plages souvent regroupées en îlots holoquartzeux ; le feldspath K (30-32 %) est en petites moyennes et parfois grandes plages xénomorphes maclées, associées à celles d'albite-oligoclase (25-28 %) ; la biotite (3-5 %) est en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite (2-5 %) ; cette dernière se présente parfois en grandes paillettes kinkées, au sein desquelles apparaissent en inclusions de petites baguettes de sillimanite.

Les analyses chimiques réalisées sur ce granite, sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001), ont montré son caractère fortement à très fortement potassique et fortement peralumineux ; ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des « leucogranites » (Didier et Lameyre, 1969).

γ^{3AL} . **Granite de Cascadec, à grain grossier à tendance porphyroïde, à biotite et muscovite.** Il forme un vaste massif d'allongement E-W prenant en écharpe toute la moitié nord de la feuille Plouay avant de se terminer vers l'Ouest sur la feuille Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001) au Sud de Scaër et vers l'Est sur la feuille Bubry. Dans sa partie occidentale, ce massif présente la particularité d'être découpé par un réseau de failles assez serrées, axées NW-SE.

Ce granite est nettement intrusif dans les micaschistes briovériens qui y apparaissent localement en enclaves sur les bordures ; sur son flanc sud il est successivement en contact avec le Granite de Koad-Loc'h, le Granite de Querrien et dans sa moitié orientale avec le Granite d'Inguiniel (contacts non visibles, de nature indéterminée). Enfin, dans sa moitié orientale, il est recoupé par de petites « bulles » de granite leucocrate à grain fin-moyen, tel à Saint-Yves ou en bordure de la D769 près de Saint-Yzaouen.

Le Granite de Cascadec affleure en de nombreuses occurrences dont les principales sont situées : (1) le long du nouveau tracé de la D769, (2) au Nord-Est de Querrien au Moulin de Kerivarc'h, (3) sur les rives de l'Ellé, notamment aux « Roches du diable », (4) au Sud de Berné en bordure de la D50, (5) au Sud de Kernascleden à Pempoul, (6) sur les rives du Scorff notamment près du Pont-Neuf. Il donne de plus, de nombreuses pierres volantes, dans les champs.

Ce granite à grain grossier ou moyen-grossier, isotrope, est caractérisé par des « îlots » plurimillimétriques holoquartzeux translucides, emballés dans une matrice essentiellement feldspathique, comportant de fréquents cristaux automorphes infracentimétriques ; il montre aussi de nombreuses grandes paillettes de biotite et de muscovite et parfois de la sillimanite.

Le quartz (38-40 %) forme des plages moyennes à grandes, regroupées en îlots holoquartzeux ; le feldspath K, de l'orthose (28-32 %), est en plages moyennes et grandes, souvent perthitiques, généralement xénomorphes parfois sub-automorphes ; l'albite-oligoclase (24-27 %) est en plages moyennes et grandes, souvent sub-automorphes ; la muscovite (3-4 %) apparaît en moyennes et grandes paillettes, associées à celles de biotite (2-3 %) ; la sillimanite est en petites baguettes automorphes ou en fibrolite ; accessoirement apparaissent aussi des grains de zircon et d'apatite.

L'analyse chimique de trois échantillons du Granite de Cascadec (FB 5715, FB 5926, FB 6308) prélevés sur le territoire de la feuille Plouay (tabl. 2) montrent qu'ils ont une teneur constante en silice ($\text{SiO}_2 = 71,5 \%$). Ils sont fortement peralumineux ($A/CNK = 1,28-1,38$) et riches en potassim ($\text{K}_2\text{O} = 5,36-5,62 \%$). Ils se groupent autour du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Ces traits suggèrent une attribution à l'association

alumino-potassique (La Roche (de) et *al.*, 1980) qui confirme des travaux antérieurs (Béchenec et *al.*, 2001).

Les spectres de terres rares (fig. 5) témoignent d'un enrichissement peu marqué en terres rares légères, d'un fractionnement entre terres rares lourdes et d'une anomalie négative variable en Eu. Le fractionnement marqué entre terres rares lourdes suggère la stabilité du grenat dans la source (Béchenec et *al.*, 2001).

Les roches montrent les « signatures géochimiques » communes des leucogranites de l'association alumino-potassique (Stussi, 1989) : teneurs fortes en Rb (= 266-333 ppm), Li (= 89-185 ppm) et U (= 6,8-7,3 ppm) et faibles en Sr (= 59-79 ppm). Leurs faibles teneurs en Zr (= 54-65 ppm) suggèrent une faible solubilité du zircon attribuable au caractère peralumineux et/ou à une température modérée à faible du magma (Watson et Harrison, 1983). Leurs teneurs en terres rares légères (La = 14,2-18,1 ppm) et Th (= 8,1-10,1 ppm) sont modérées, et impliquent une solubilité limitée de la monazite cohérente avec une température plutôt basse (Montel, 1986). L'anomalie négative en Eu est peu marquée, ce qui exclut un fractionnement poussé des feldspaths. Les teneurs en Ba modérées (= 273-337 ppm) conduisent à la même conclusion.

La typologie des zircons réalisée sur un échantillon (FB 6308), montre que dans cette roche ils sont peu nombreux, petits, incolores ou légèrement fumés ; les zircons indexables, peu nombreux, sont tous situés dans le domaine de l'anatexie crustale sialique, mais leur nombre réduit ne permet cependant pas de caractériser sans conteste ce domaine.

Bulles de granite dans le massif de Granite de Cascadec

^L₁₇². **Granite de Querrien, à grain hétérométrique moyen-fin, à muscovite > biotite.** Il forme une unité de taille réduite (1,5 × 6 km), d'allongement parallèle à la bordure nord du CSA ; il est presque entièrement enveloppé par le Granite de Cascadec, mais leurs relations, du fait du peu d'affleurement, restent indéterminées. Il se présente comme une roche à grain fin-moyen, assez riche en petites paillettes micas, dont l'aspect leucocrate est accentué par une altération assez poussée ; cependant, bien qu'il s'en distingue nettement par sa granulométrie, sa composition minéralogique n'est guère différente de celle du Granite de Cascadec.

Les principaux affleurements du Granite de Querrien sont situés à l'Ouest et à l'Est de Querrien respectivement en bordure de route près de Lann-Kerméas et dans d'anciennes carrières presque entièrement comblées près de Kerdidrouz. Il donne aussi d'assez fréquentes pierres volantes dans les champs.

Sa paragenèse comprend du quartz, du feldspath alcalin et plagioclase, de la muscovite, de la biotite et accessoirement de l'apatite et du zircon. Le quartz (38 %) est en petites plages isolées ou regroupées en « îlots » holoquartzeux ; le microcline (30-32 %) et l'albite-oligoclase (24-26 %) sont en plages xénomorphes petites et moyennes qui constituent l'essentiel de la matrice de la roche ; la muscovite (4 %) et la biotite (1-3 %) sont en petites et moyennes paillettes légèrement déformées, souvent chloritisées pour celles de biotite.

^L_γ³. **Granite d'Izaouen, à grain hétérométrique moyen-fin, à muscovite > biotite.** Ce leucogranite, à grain moyen-fin, apparaît au sein du faciès standard du Granite de Cascadec, dans la région d'Izaouen au Sud du bourg de Meslan et il constitue une « entité » d'extension plurikilométrique ; ce granite a une texture « en semoule » cependant, il présente aussi de petites plages subautomorphes de feldspath et est assez riche en micas ; il passe insensiblement à son encaissant.

Le principal affleurement de ce leucogranite est situé en bordure de la D769 (nouveau tracé) au Sud de Le Clandy ; ce granite apparaît de plus, en occurrences de moindre importance, notamment en bordure de route au Nord de Saint-Patern et dans une ancienne carrière au Sud d'Yzaouen ; enfin, il donne des pierres volantes assez fréquentes, tant dans les champs que dans les bois.

Sa paragenèse comprend du quartz, du feldspath alcalin et plagioclase, de la muscovite, de la biotite et accessoirement de l'apatite et du zircon. Le quartz (36-40 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes, à extinction légèrement onduleuse, regroupées en îlots holoquartzeux ; le microcline (24-26 %) est généralement en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en grandes plages subautomorphes ; l'albite-oligoclase (26-34 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en lattes souvent plus ou moins damouritisées ; la muscovite (4 %) et la biotite (2-3 %) sont en petites et moyennes paillettes.

Une analyse chimique (FB 6623) (tabl. 2) montre que ce granite est assez riche en silice ($\text{SiO}_2 = 72,3 \%$), fortement peralumineux ($A/CNK = 1,26$) et riche en potassium ($K = 4,93 \%$). Il se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique (La Roche (de) et *al.*, 1980).

Les spectres de terres rares (fig. 5) montrent un net enrichissement en terres rares légères ($\text{La} = 22 \text{ ppm}$), une forte anomalie négative en Eu, et un fractionnement marqué entre terres rares lourdes. Les teneurs en Th sont élevées (20,5 ppm), ce qui témoigne d'une forte solubilité de la monazite

(Montel, 1986). Les teneurs en Zr sont modérées à faibles, cohérentes avec le caractère peralumineux (Watson et Harrison, 1983).

γ^3 . **Granite d'Inguiniel, à grain moyen, à biotite et muscovite.**

Il forme, sur la rive orientale du Scorff, un massif d'extension décakilométrique et d'allongement W-E, qui se poursuit vers l'Est, au-delà de la carte Plouay, sur la feuille voisine Bubry.

Le Granite d'Inguiniel est enclavé dans le Granite de Cascadec : en effet, non seulement le massif principal, en dépit de sa grande taille est enveloppé par ce dernier mais de plus, ce granite apparaît aussi en « bulles » plurihectométriques à kilométriques au sein du massif de Granite de Cascadec, tel près de Kerharff et de Pontcalleg sur la rive occidentale du Skorff et dans la région de Saint-Yves. Cependant, le Granite d'Inguiniel enclave lui-même des « bulles » plurihectométriques du Granite de Cascadec, tel en bordure de la D18 près de Kermouël.

Le Granite d'Inguiniel affleure assez peu, mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs ; ses principales occurrences sont situées : (1) en bordure de la D18 près de Kerbaloff, (2) de la D2 près de Le Guern-Botschav, et (3) dans une ancienne carrière au Pont du Grayo.

Ce granite leucocrate a un grain moyen-fin relativement homogène, avec des mouchetures millimétriques de quartz dans une matrice blanche essentiellement feldspathique ; il est riche en paillettes de micas, biotite et muscovite et présente aussi quelques cristaux plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse, regroupées en petits « îlots » holoquartzeux ; le feldspath K (25-28 %), du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en grandes plages subautomorphes déformées ; l'albite-oligoclase (25-29 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes, rarement subautomorphes, déformées, damouritisées, associées à celles de microcline ; la biotite (3-4 %) est en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite (3-5 %) ; cette dernière peut aussi se présenter en grandes plages déformées et en plages aciculaires disposées en gerbes ; la sillimanite apparaît fréquemment en petites aiguilles ou baguettes ; accessoirement, l'apatite et le zircon sont aussi présents.

Les trois échantillons du Granite d'Inguiniel (FB 6637, FB 6653, FB 7443) prélevés sur le territoire de la feuille Plouay (tabl. 2) sont riches en silice ($\text{SiO}_2 = 71$ à $72,5$ %), en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 4,93$ à $5,4$ %) et sont fortement peralumineux ($A/\text{CNK} = 1,24$ à $1,32$). Dans le diagramme de référence P-Q (fig. 4), ils se localisent au voisinage du granite de référence ; ces traits

suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique (La Roche (de) et al., 1980).

Les spectres de terres rares (fig. 5) témoignent d'un enrichissement modéré en terres rares légères, d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes, et d'anomalies négatives en Eu. Le fractionnement entre terres rares lourdes suggère une stabilité du grenat dans la région source. Les teneurs en Sr sont faibles (< 40 ppm) sur deux des échantillons et témoignent d'un fractionnement poussé du feldspath plagioclase, mais les teneurs en Ba restant néanmoins assez élevées (>150 ppm) elles excluent un fractionnement intense du feldspath alcalin.

γ^{2AL} . **Granite de Saint-Fiacre, à grain fin, à biotite > muscovite.** Il constitue, au Sud immédiat du Faouët, une petite entité d'extension plurikilométrique ; il recoupe les micaschistes briovériens et montre, sur ses bordures, de fréquentes enclaves métriques de micaschistes migmatitisés ; par ailleurs, localement, il apparaît aussi sous forme de sills au sein de ces micaschistes, tel près de « La Roche Piriou ».

Le Granite de Saint-Fiacre affleure principalement sur la rive orientale du Laër et, dans une moindre mesure, sur sa rive occidentale près de Leonas. Il apparaît comme une roche dure, massive, à grain fin, gris assez sombre car riche en petites paillettes de biotite. Le quartz (37 %) est en petites plages isolées ou regroupées en « îlots » holoquartzueux ; le feldspath potassique (33-35 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles d'albite-oligoclase (18-20 %) ; la biotite (5-7 %) est en petites paillettes associées à celles de muscovite (3 %).

Une analyse (FB 5103) (tabl. 2) montre que cette roche est assez siliceuse ($\text{SiO}_2 = 71,4 \%$), riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 5,35 \%$), fortement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,15$) et se situe au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4) ; ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique de « type Guéret » (granodiorites et granites peralumineux) (La Roche (de) et al., 1980).

Les spectres de terres rares (fig. 5) témoignent d'un enrichissement en terres rares légères et d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes. Ces traits suggèrent une forte solubilité de la monazite dans le magma et une stabilité du grenat dans sa source. L'anomalie très modérée en Eu témoigne de la quasi-absence de fractionnement des feldspaths, ce que confirment les teneurs plutôt élevées en Sr (214 ppm) et Ba (7986 ppm). Le Granite de Saint-Fiacre pourrait ainsi constituer un magma « quasi-primaire », c'est-à-dire tel que produit en sa région source à une pression relativement élevée (stabilité du grenat).

γ^{3K} . **Granite de Kerhoat, à grain hétérométrique moyen-fin, à biotite et muscovite.** Il forme une bande E-W décakilométrique, étroite mais relativement continue, sur le flanc nord du Granite de Cascadec, entre le Sud du Faouët et la région de Kernascléden. De plus, de petites entités granitiques, plurihectométriques à kilométriques, isolées au sein des micaschistes briovériens dans la région de Lanvénege, lui sont aussi rapportées.

Ce granite recoupe, en effet, les micaschistes briovériens ; il est caractérisé par la présence constante de très nombreuses enclaves migmatitisées de ces micaschistes à toutes échelles (métriques à plurihectométriques) ce qui lui donne un aspect de granite anatectique ; ceci s'observe notamment en bordure de la D769, près de la chapelle de Saint-Armel. Ses relations avec le Granite de Cascadec demeurent inconnues bien que ce contact apparaisse bien marqué dans la morphologie, le Granite de Cascadec formant des « reliefs », alors que celui de Kerhoat se situe dans des zones basses.

Le Granite de Kerhoat affleure peu et est généralement très altéré ; ses principales occurrences sont situées en bordure de la D782, près de Stang Hingant et de Kerhoat, sinon il s'observe en fond de fossé (après récurage) et en pierres volantes dans les champs.

Ce granite, à grain fin-moyen hétérométrique, présente un aspect « semoule » et est relativement riche en micas. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse ; le feldspath potassique (25-26 %), du microcline, apparaît en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles d'albite-oligoclase (25-28 %), ces dernières étant très fortement damouritisées ; quelques plages de feldspath sont subautomorphes et montrent des macles déformées. La biotite (3-5 %) et la muscovite (3-7 %) sont en petites et moyennes paillettes généralement déformées ; le zircon et l'apatite sont des minéraux accessoires.

L'analyse d'un échantillon de ce granite (FB 6374) (tabl. 2) montre que cette roche est riche en silice ($\text{SiO}_2 = 72,5 \%$), assez riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 4,9 \%$), très fortement peralumineuse ($A/CNK = 1,44$) et se situe au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4).

Le spectre de terres rares (fig. 5) témoigne d'un enrichissement modéré en terres rares légères, d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et d'une forte anomalie négative en Eu. Le fractionnement entre terres rares lourdes suggère une stabilité du grenat dans la région source (Bernard-Griffiths et *al.*, 1985 ; Béchenec et *al.*, 2001).

La teneur en Sr est faible (= 48 ppm) et témoigne d'un fractionnement poussé du feldspath plagioclase, la teneur en Ba reste néanmoins assez élevée (= 292 ppm) et exclut un fractionnement très marqué du feldspath alcalin. De même, les teneurs assez élevées en Th (= 16,4 ppm), La (~ 18,7 ppm) et Zr (~ 100 ppm) témoignent d'une certaine solubilité des phases accessoires (monazite, zircon) (Mittlefehldt et Miller, 1983 ; Montel, 1986 ; Watson et Harrison, 1983). Ces traits distinguent le Granite de Kerhoat des termes les plus évolués de l'association alumino-potassique (leucogranites peralumineux dits de « type Limousin » (Stussi, 1989) et le rattachent plutôt au « type Guéret » (granodiorites et granites peralumineux) de cette même association.

$\rho\gamma^{2AL}$. **Granite du Croisty, porphyroïde, à biotite et muscovite (318 ± 23 Ma)**. Situé à l'Est du Faouët et au Nord de Saint-Caradec-Trégomel, ce granite apparaît en un massif bien délimité, assez étroit, de forme oblongue et d'extension plurikilométrique avec un allongement WSW-ENE ; ce massif se poursuit vers le Nord-Est, au-delà de la feuille Plouay, sur la feuille voisine de Rostrenen (Bos *et al.*, 1997). Ce granite est intrusif dans les séries métasédimentaires du Briovérien et ses contacts sont généralement francs, les enclaves de micaschiste étant rares.

Ses principales occurrences sont situées : (1) à flanc de coteau dans la vallée située au Nord de l'usine hydroélectrique du Stérou, (2) en bordure de la D132 au Sud de Restélégan, (3) en bordure de route à Saint-Patern, (4) en bordure de la D131 près de Lesqueller. Par ailleurs, il donne aussi de nombreuses pierres volantes dans les champs.

Le Granite du Croisty a un grain grossier et une tendance porphyroïde ; le quartz est en îlots globuleux plurimillimétriques gris translucides dans une matrice blanche, essentiellement feldspathique, où apparaît aussi de fréquents porphyroblastes automorphes de feldspath (1 x 4 cm) ; ce granite est de plus, relativement riche en biotite et muscovite. Sur sa bordure nord il est parfois affecté par une déformation assez intense caractérisée par l'association de plans S et C, verticaux, orientés respectivement au N80 et au N105 et par une linéation d'étirement subhorizontale ; plus généralement, il montre une fluidalité soulignée notamment par l'orientation des porphyroblastes de feldspath.

Le quartz (38 %) est en moyennes et grandes plages xénomorphes à extinction légèrement onduleuse, souvent regroupées en « îlots » holoquartzeux ; le feldspath potassique, du microcline (28-30 %), est en moyennes et grandes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase et en grands porphyroblastes automorphes ; ces derniers, souvent maclés, montrent des auréoles de croissance successives soulignées parfois par la disposition des inclusions de biotite et de petites lattes de plagioclase ;

l'albite-oligoclase (25 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes ou subautomorphes, parfois zonées, avec une damouritisation plus intense au cœur du cristal ; la biotite (4-3 %) et la muscovite (4-3 %) sont en petites et moyennes paillettes associées en amas micacés et souvent légèrement déformées ; les granules d'apatite sont fréquents et le zircon est en petits cristaux souvent subautomorphes.

L'analyse chimique de deux échantillons (FB 6788, FB 6882) de ce granite montre qu'il (tabl. 2) est riche en silice ($\text{SiO}_2 \sim 72,5 \%$), fortement peralumineux ($A/\text{CNK} \sim 1,3$), assez riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 4,6-4,8 \%$) ; il se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Ces traits suggèrent une attribution à l'association aluminopotassique (La Roche (de) et *al.*, 1980).

Le spectre de terres rares (fig. 5) témoigne d'un enrichissement en terres rares légères, d'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et d'une anomalie négative modérée en Eu. Le fractionnement entre terres rares lourdes suggère une stabilité du grenat dans la région source (Béchenec et *al.*, 2001).

Les teneurs en Ba (~ 400 ppm) et Sr (~ 100 ppm) modérées excluent un fractionnement très poussé des feldspaths. De même, les teneurs assez élevées en Th (= 11,5-13 ppm), La (~ 25 ppm) et Zr (~ 110 ppm) témoignent d'une certaine solubilité des phases accessoires (monazite, zircon) (Mittlefehldt et Miller, 1983 ; Montel, 1986 ; Watson et Harrison, 1983). Ces traits distinguent le Granite du Croisty des termes les plus évolués de l'association aluminopotassique (leucogranites peralumineux dits de « type Limousin » ; Stussi, 1989) et le rattachent plutôt au « type Guéret » de cette même association.

Ce granite a été daté à 318 ± 23 Ma (Pb/Pb par évaporation directe du plomb sur monozircon, A. Cocherie, J.Y. Calvez) sur la feuille voisine Rostrenen (Bos et *al.*, 1997).

^L_γ^{4AL}. **Granite de Langonnet, à grain grossier, à muscovite >> biotite ($327,2 \pm 5$ Ma).** Ce granite forme un massif bien circonscrit qui se développe principalement sur la feuille voisine Rostrenen (Bos et *al.*, 1997) et seule sa bordure sud apparaît au Nord immédiat du Faouët. Il est intrusif dans les séries métasédimentaires briovériennes et ses contact sont nets : les micaschistes peuvent être cornéifiés sur quelques mètres de puissance, mais n'apparaissent guère en enclave dans le granite.

Sur la feuille Plouay, ce granite affleure principalement : (1) au Nord du Faouët près de Kerauffredic, (2) en bordure de la D769, (3) sur les coteaux de l'Ellé.

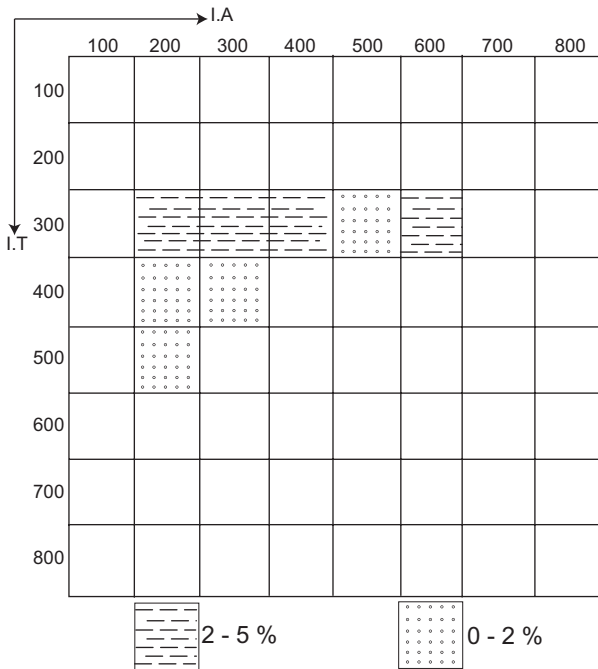


Fig. 6 - Diagramme de répartition des zircons indexés du Granite de Langonnet

Grain	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	f_{206}	Total			Rapport Radiogénérique			Age (Ma)	
							\pm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm	^{206}Pb	\pm	^{238}U	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
Granite de Langonnet (FB5939)														
1,1	2 526	40	0,02	111	0,000004	<0,01	19,534	0,158	0,05234	0,00033	0,0512	0,0004	322,0	2,6
2,1	1 245	65	0,05	68	0,000052	0,20	15,778	0,163	0,05620	0,00048	0,0633	0,0007	395,4	4,0
3,1	1 535	70	0,05	64	0,000170	0,24	20,546	0,181	0,05305	0,00042	0,0486	0,0004	306,1	2,7
3,2	1 304	150	0,12	57	0,000008	<0,01	19,593	0,163	0,05472	0,00047	0,0509	0,0004	320,1	2,6
4,1	7 265	44	0,01	328	0,000134	0,07	19,020	0,148	0,05280	0,00020	0,0526	0,0004	330,4	2,5
5,1	733	9	0,01	33	0,000052	0,03	19,340	0,170	0,05345	0,00061	0,0517	0,0005	324,8	2,8
5,2	746	229	0,31	57	0,000130	0,67	11,322	0,096	0,05864	0,00048	0,0883	0,0008	545,5	4,5
6,1	2 818	39	0,01	115	0,000103	<0,01	21,037	0,170	0,05764	0,00041	0,0472	0,0004	297,4	2,4
7,1	495	493	1,00	42	0,000075	0,07	10,148	0,104	0,05984	0,00057	0,0986	0,0010	606,0	6,1
8,1	1 296	102	0,08	67	0,000007	0,06	16,574	0,136	0,05472	0,00042	0,0603	0,0005	377,4	3,1
9,1	6 395	52	0,01	313	0,000070	<0,01	17,573	0,137	0,05248	0,00019	0,0570	0,0004	357,3	2,7
9,2	290	62	0,21	24	0,000363	1,22	10,339	0,100	0,06027	0,00075	0,0967	0,0010	594,8	5,6
10,1	1 039	333	0,32	98	0,000239	0,60	9,096	0,075	0,07173	0,00050	0,1086	0,0009	684,6	5,3
11,1	7 830	65	0,01	369	0,001743	5,83	18,238	0,598	0,05813	0,00058	0,0545	0,0018	342,1	11,0
11,2	2 993	281	0,09	131	0,000113	0,45	19,645	0,156	0,09920	0,00463	0,0479	0,0005	301,8	3,0
12,1	2 705	3 214	1,19	119	0,000000	0,02	19,497	0,172	0,05644	0,00031	0,0511	0,0005	321,0	2,8
13,1	2 340	511	0,22	103	0,000057	0,08	19,545	0,157	0,05300	0,00032	0,0512	0,0004	321,6	2,6
14,1	8 264	10	<0,01	379	0,000007	0,08	18,719	0,145	0,05382	0,00017	0,0534	0,0004	335,2	2,6
15,1	18 572	26	<0,01	881	0,000307	1,66	18,055	0,139	0,05249	0,00073	0,0555	0,0004	347,9	2,5
16,1	1 688	55	0,03	78	0,000371	1,66	18,517	0,152	0,06012	0,00046	0,0535	0,0004	336,2	2,7
17,1	3 749	354	0,09	171	0,000371	1,66	18,801	0,154	0,06637	0,00073	0,0523	0,0004	328,7	2,7

Notes : 1. incertitudes données à 1 σ .
 2. f_{206} désigne le % de ^{206}Pb issu du Pb commun.
 3. la correction de Pb commun utilise les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés, selon Tera et Wasserburg (1972), détaillé dans Compston *et al.*, (1992).

Tableau 3 - Données analytiques (U-Pb, SHRIMP) obtenues sur les zircons du Granite de Langonnet (FB5939)

Le Granite de Langonnet est leucocrate et présente un grain moyen-grossier : une matrice feldspathique blanche, où se distinguent des plages subautomorphes (4×8 mm), emboîtées des grains globuleux plurimillimétriques gris translucides de quartz, des paillettes de muscovite et parfois, dans une moindre mesure, de biotite.

Le quartz (38-40 %) est en plages xénomorphes regroupées en « îlots » holoquartzueux ; le feldspath potassique (23-25 %) est en plages xénomorphes, moyennes et grandes, associées à celles de plagioclase ; ce dernier (30-32 %), de l'albite-oligoclase apparaît généralement en petites-moyennes plages et plus rarement en grandes, xénomorphes et subautomorphes. La muscovite (4-5 %) est en petites et moyennes paillettes associées à celles de biotite lorsque présentes ; accessoirement apparaissent de fréquents granules d'apatite et de petits grains subautomorphes de zircon.

Une analyse chimique (FB 5939) du Granite de Langonnet (tabl. 2) réalisé au BRGM, s'ajoute à une analyse antérieure de T. Euzen (1993). La roche est très riche en silice ($\text{SiO}_2 = 74,2-74,5$ %), fortement peralumineuse ($A/\text{CNK} = 1,24-1,31$), assez riche en potassium ($\text{K}_2\text{O} \sim 4,2$ %) et se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 4). Relativement à d'autres granites de la feuille (ex. Pluguffan, Koad Loc'h, Cascadec, ...), la position du Granite de Langonnet « plus haut » et « plus à gauche », traduit un caractère à la fois plus siliceux (paramètre Q élevé) et moins potassique (paramètre P « modéré »), traits qui l'apparentent aux termes les plus évolués de l'association aluminopotassique (leucogranites peralumineux) (La Roche (de) et *al.*, 1980).

Les « signatures » géochimiques (fig. 5) confirment ce caractère « très évolué » : les teneurs en Rb (> 500 ppm), U ($= 7,5-10,8$ ppm) et Li (~ 200 ppm) sont très élevées, les teneurs en Sr (< 25 ppm), Ba (< 25 ppm) et Eu ($< 0,01$ ppm) très faibles, les teneurs en Zr (< 50 ppm) et terres rares (La < 8 ppm ; Yb < 1 ppm) faibles. Ces traits sont classiquement interprétés comme le résultat d'un intense fractionnement de feldspaths (Sr, Ba, Eu) et de minéraux accessoires (zircon, monazite) à partir d'un magma granitique peralumineux (Mittlefehldt et Miller, 1983).

La typologie des zircons réalisée sur un échantillon (FB 5939) montre qu'ils sont petits, peu nombreux (30), incolores et subautomorphes ; seuls 15 d'entre eux sont indexables et en dépit de ce nombre réduit, leur indexation donne néanmoins une indication sur le contexte (domaine d'anatexie crustale sialique) de formation du Granite de Langonnet, (fig. 6).

L'analyse à la microsonde ionique (tabl. 3) (SHRIMP II, Université de Canberra) de 21 points sur 17 différents grains de zircon montre la présence

de cœurs hérités, tels les grains 5 et 9 avec un cœur respectivement à 546 Ma et à 595 Ma. Néanmoins 10 points (fig. 7) se distribuent sur une droite de mélange entre la composition du Pb commun, vers 300 Ma et l'âge concordant recherché : un âge moyen à $327,2 \pm 5$ Ma a ainsi été calculé.

Υ^2 . **Granites de Pontivy, à grain fin-moyen, à muscovite > biotite.**

Dans le prolongement oriental du massif du Granite du Croisty, apparaissent plusieurs petites entités de leucogranite à grain fin-moyen, intrusives dans les métasédiments briovériens et dans le Granite du Croisty ; ce dernier est alors, localement, en enclaves de tailles variables au sein du leucogranite. Des leucogranites similaires apparaissent aussi à l'Est et au Sud-Est de Lignol où ils sont de plus, localement, en contact (contact invisible de type indéterminé) avec le Granite de Cascadec. Ces leucogranites sont généralement très altérés et ne donnent que de rares petits affleurements, tel près de Keriard en bordure de la D130.

Les leucogranites apparaissent hétérométriques, assez riches en micas et présentent un aspect « semoule ». Le quartz (38 %) est en petites plages xénomorphes, parfois regroupées en îlots holoquartzueux ; le feldspath potassique (30-32 %) du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes, rarement subautomorphes, associées à celles d'albite-oligoclase (24-26 %) ; la muscovite (4-5 %) est en petites et moyennes paillettes associées à celles de biotite (0-2 %) ; enfin le zircon et l'apatite, peu fréquents, constituent les minéraux accessoires.

Les enclaves des leucogranites de Pontivy

Au Nord de Lignol, les leucogranites emballent aussi des « corps » plurihectométriques, soit de granodiorite, tel au Nord de Saint-Hervezen, soit de diorite quartzique à Beulec, soit de gabbro au Nord de Beulec près de Boterff.

Υ^4 . **Granodiorite.** Elle a un grain fin, gris sombre et est essentiellement constituée de plagioclase (60 %) fortement damouritisé, de quartz (28 %) et de biotite chloritisée (12 %).

$\eta\chi$. **Diorite quartzique.** Elle apparaît comme une roche à grain moyen, sombre, dure, principalement formée de plagioclase (andésine) (45 %), de hornblende verte (37 %), d'opacques (7 %), de quartz (5 %), de biotite (3 %), d'épidote (2 %), de sphène (1 %) et d'apatite.

θ . **Gabbro.** Il forme une roche massive, vert sombre, à texture ophitique, constituée de hornblende verte (55 %), de plagioclase (labrador) (35 %), d'opacques (10 %), de clinopyroxène fortement altéré et d'épidote.

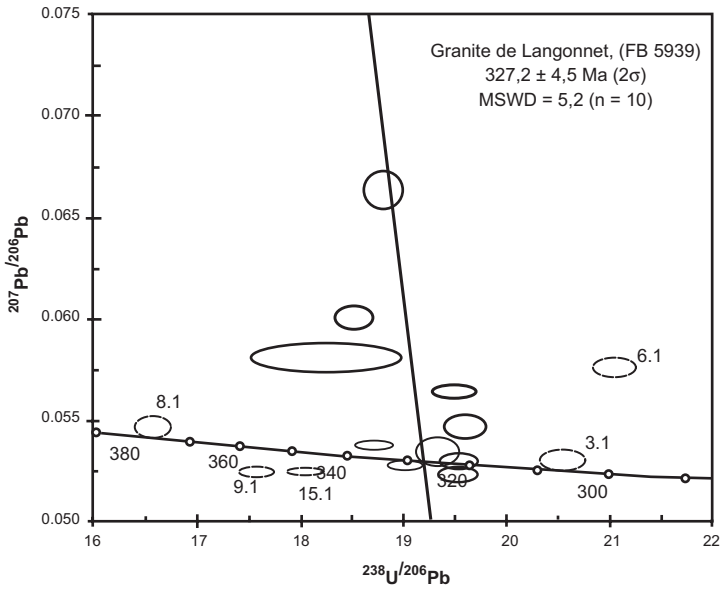


Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour 10 points obtenus sur les zircons du Granite de Langonnet (FB 5939)

Ces points se distribuent le long d'une tendance de type « contribution du Pb commun ». Le MSWD est un peu trop élevé (5,2) ; on peut néanmoins considérer l'âge calculé à 325 ± 5 Ma, comme significatif. Les ellipses d'erreur sont données à 1σ ; en revanche, les âges sont calculés à $\pm 2 \sigma$

γ^1 . **Granite aplitique à apatite.** Ce type de granite, tardif, constitue au Nord-Ouest du Faouët à « Métairie Neuve », un plug bien circonscrit de 300 m de diamètre environ. Il recoupe les micaschistes briovériens et se présente comme une roche à grain fin, gris clair presque translucide, très dure et cassante ; lorsqu'il est altéré, ce qui est le cas général, ce granite apparaît comme une roche très blanche, saccharoïde, pulvérulente sous le marteau, avec des îlots globuleux plurimillimétriques translucides de quartz. Il présente une texture finement grenue, avec une matrice essentiellement constituée de petites et moyennes plages sub-automorphes d'albite-oligoclase (28-30 %), auxquelles sont associées de petites plages xénomorphes de feldspath K (23-25 %) (microcline ?) ; le quartz (38-40 %) est en grandes plages globuleuses xénomorphes isolées ou regroupées en « îlots » holoquartzueux ; la muscovite (7 %) apparaît en petites et moyennes paillettes ; l'apatite est fréquente. Ce faciès est assez comparable au « faciès Stang Blanc » décrit sur la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001).

FILONS

Q. Quartz laiteux. Le principal filon de quartz suit la branche sud du CSA, notamment entre Arzano et le Sud de Plouay ; tout au long de cet axe il a été l'objet d'exploitation intensive en carrières.

Par ailleurs, des filons de quartz laiteux ont aussi été cartographiés dans le domaine septentrional, notamment dans la forêt de Pontkalleg, au sein du Granite de Cascadec et au Nord-Ouest de Saint-Caradec-Trégomel au sein du Granite du Croisty où ces filons sont axés respectivement NNE-SSW et N-S.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les contours des formations superficielles sont le résultat d'une compilation basée sur les observations de terrain et les sondages de la Banque de données du Sous-Sol (BSS du BRGM).

Formations d'altération

A. **Altérites en place ou colluvionnées.** Les altérites de socle sont des formations meubles qui dérivent de l'altération physique et chimique des roches cristallines ou métamorphiques. L'altération peut être d'origine endogène (circulation de fluides chauds d'origine tellurique) ou bien supergène (agents météoriques) : dans ce dernier cas, elle correspond à l'hydrolyse météorique des roches de socle sous des climats chauds et

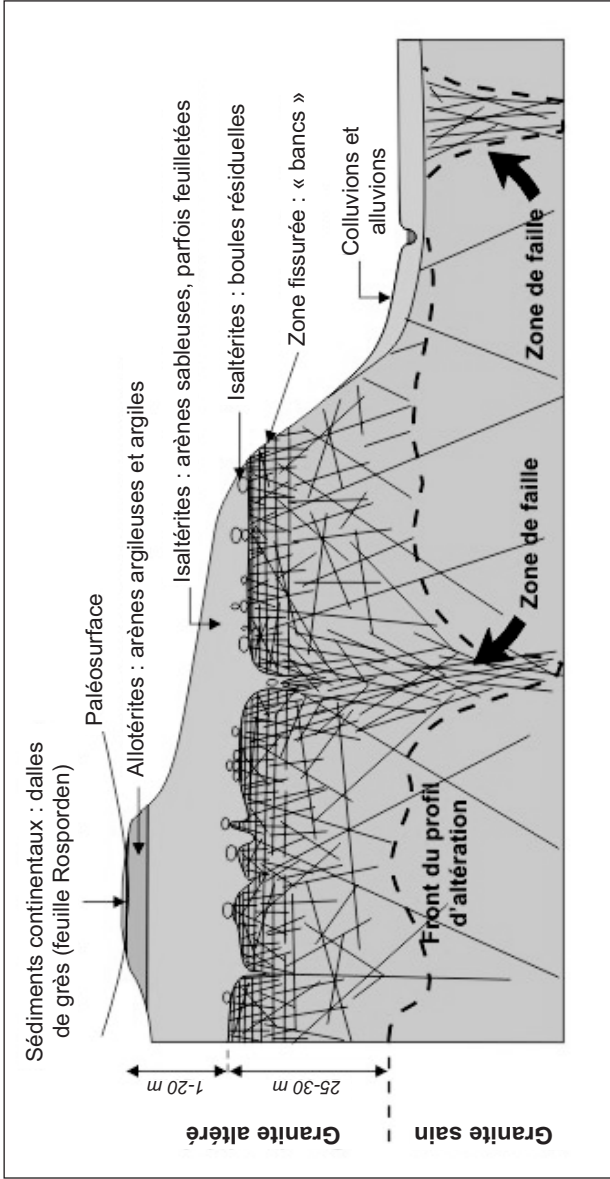


Fig. 8 - Schéma d'un profil d'altération sur granite dans la région de Plouay (modifié d'après R. Wyns, 1999)

humides (altération lessivante kaolinique). Nous ne distinguons pas sur la carte les altérites par leur origine. Les périodes les plus favorables à ces altérations supergènes ont été le Crétacé inférieur ainsi que l'Éocène inférieur et moyen (Estéoule-Choux, 1970 ; WYNS *et al.*, 1988).

La *lithologie* des altérites est fonction de la roche et du stade de l'altération (la cartographie ne distingue pas ces stades).

Sur les micaschistes, on identifie deux stades d'altération (du stade tardif au stade précoce) :

– **les allotérites** : ce sont des argiles silteuses de couleur brune, à teneur variable en fragments de quartz et de muscovite. Ces argiles forment la partie supérieure et la plus évoluée des altérites et se caractérisent par une réduction de volume et par une disparition de la texture par rapport à la roche-mère. Aucune allotérite de micaschiste n'a été clairement identifiée, si ce n'est dans des labours ;

– **les isaltérites** : ce sont des silts argileux qui conservent le volume et la structure de la roche-mère (schistosité). Les micaschistes prennent l'aspect du « carton bouilli » et donnent des altérites de couleur ocre ou lie-de-vin. De tels affleurements sont observables dans le secteur de Saint-Maudé, le Faouët, le secteur de Kercado et Kermadio à l'Est de Saint-Caradec, ainsi qu'à Lanvégen.

Sur les granites et granitoïdes, on peut théoriquement observer les stades suivants (fig. 8) :

– *les allotérites* : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites. Nous n'avons pas trouvé de témoins résiduels d'allotérites supergènes dans cette région ;

– *les isaltérites* : ce sont des arènes plus ou moins consolidées, souvent caractérisées, à leur base, par un feuilletage ou une fissuration horizontale. On observe des isaltérites : (1) grises, oranges ou rosées dans le Granite de Langonnet au Nord du Faouët, (2) dans les granites de Kerhoat et de Cascadec dans la région de Saint-Fiacre, (3) dans les granites d'Ergué et de Pluguffan dans les secteurs de Mellac et d'Arzano. Les isaltérites des bulles de Granite de Querrien donnent des argiles blanches, riches en muscovite, d'épaisseur et d'extension non cartographiable. Des arènes feuilletées sont observables dans l'ancienne carrière de Lesqueller (Kercado) à l'Est de Saint-Caradec-Tregomel ainsi qu'à Noguel au Sud-Est de Zinzec ;

– *la base des isaltérites* contient des boules résiduelles. Lorsque les particules fines des isaltérites ont été entraînées par l'érosion, les boules subsistent seules sur le sol. À l'échelle de la carte, les boules sont ainsi supportées par la surface de base des altérites : à l'échelle locale, on observe qu'elles ont pu dévaler les pentes par gravité ou bien être détruites pour favoriser l'agriculture. Un « chaos » spectaculaire de boules de

granite est observable aux « Roches du Diable » dans la vallée de l'Ellé ; des boules sont aussi relevées au Sud-Ouest du Faouët. Des boules résiduelles de métadiorites sont relevées à Bodalec, au Sud-Est de Lokunolé ;

– *sous les isaltérites de granites*, la partie supérieure des massifs présente un horizon fissuré de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Cette fissuration horizontale correspond à l'éclatement de la roche sous l'action du gonflement de certains minéraux, en particulier des biotites au stade précoce de l'altération (Wyns, 1999). Les « bancs » ainsi déterminés ont 20 cm à 1 m d'épaisseur. On peut observer un très bel exemple de fissuration horizontale du granite, à la chapelle Sainte-Barbe à l'Est du Faouët ; on trouve aussi ce faciès dans le Nord de la carte, à Kerballec et Kerroc'h au Nord du Faouët, à Beg-er-Mine à l'Est du Faouët, à Keroual et Ty Bezen au Sud-Ouest du Faouët, à Calerden au Sud-Est de Saint-Caradec-Tregomel, à Kerdervé au Sud de Meslan et à Kerdudou au Sud-Est de Querrien.

– *les altérites supergènes* recouvrent la totalité de la carte sous forme de placages ou de cortex minces, d'épaisseur inférieure à 1 m. Nous avons donc choisi de représenter uniquement les affleurements significatifs en épaisseur (> 2 m) et en superficie. Cependant, les profils observés et en place n'excèdent pas 5 m d'épaisseur. Ces placages résiduels correspondent à des profils d'altérites dont le sommet a été tronqué par l'érosion et ils traduisent ainsi un décapage intense des altérites après qu'elles aient formé un manteau uniforme au toit du socle.

– *des altérites sont aussi relevées le long des failles* d'orientation N030 et N160. Ce sont des couloirs d'altérites larges de quelques dizaines de mètres (tel à Pénéoc'h, dans le Nord-Ouest de la carte), donnant en carte des structures en forme de navette.

La fracturation et le broyage des roches suivant les failles augmentent localement la perméabilité (Flageollet, 1977) ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et donc une altération plus pénétrative ; la fracturation est aussi associée à des fluides hydrothermaux qui ont accéléré l'altération supergène. La conjonction de ces trois phénomènes (fracturation, broyage, altération de double origine) entraîne la formation de couloirs qui seront préférentiellement empruntés par l'érosion : c'est ce qui permet de suivre la trace des accidents en surface ou sur des modèles numériques de terrain.

Les altérites observables suivant la trace des accidents hercyniens sont négligeables. Cette répartition non homogène est liée au fonctionnement récent des failles méridiennes, les altérites résultant de cette activité n'ayant pas encore été décapées par l'érosion alors qu'elles l'ont été sur les accidents hercyniens.

Le Granite de Cascadec présente également des zones totalement kaolinisées (altération ultime des feldspaths), un gisement est exploité à « les Kaolins », au Sud-Ouest du Faouët. Ce sont des secteurs installés sur des failles ou bien aux limites entre les granites et les micaschistes encaissants. Ces kaolinites sont, à l'origine, liées aux circulations hydrothermales particulièrement abondantes et agressives qui ont accompagné le fonctionnement des failles ou l'intrusion des bulles magmatiques dans leur encaissant (fortes concentrations de kaolinites aux épontes des bulles de granites). L'altération supergène (météorique) s'est superposée à l'altération hydrothermale. Ces kaolinites ont été préservées de l'érosion (position en zone dépressionnaire). Une autre zone kaolinique assez conséquente, est connue à Le Bonote au sein du Granite Cascadec, associée aux filons de quartz contenant la minéralisation uranifère exploitée en ce même lieu.

– *L'altitude de la base des altérites* décroît du Nord au Sud de la carte. La base des altérites en accord avec le sommet du granite fissuré, passe d'environ 180 m d'altitude au Nord du Faouët, à 80 m d'altitude au Nord de Mellac. Les variations de pétrologie au sein des granites et entre les granites et les micaschistes introduisent des variations de l'ordre de 10-15 m dans l'altitude de la surface de la base des altérites. Les variations d'altitude de grande ampleur paraissent donc principalement liées à la composante verticale des décrochements hercyniens, du fait de leur orientation. Si on considère que la surface d'altération était horizontale à l'échelle de la carte, on peut alors estimer que l'amplitude des mouvements verticaux sur les branches du Cisaillement Sud-Armoricain est de l'ordre de 100 m depuis l'installation des profils d'altérites. Cette valeur est plus forte que les déplacements verticaux observés à partir des décalages des profils d'altérites en Vendée ou des valeurs de 50 à 80 m sont observées (Rolin et *al.*, 2000).

– *L'âge des altérites* est connu de manière indirecte. En effet, sur la carte voisine Rosporden, dans le secteur de Guisriff, les altérites (ou bien le socle décapé) sont recouverts de dalles à galets marins et continentaux de quartz, dans une matrice gréseuse silicifiée. Ces formations d'origine marine ou fluviale sont associées à des fragments de minerai de fer qui s'apparentent à des ferruginisations de type pédologique qui ont pu se développer sous les climats chauds tropicaux régnant au Tertiaire (Béchenec et *al.*, 2001). Des silicifications pédogénétiques similaires sont observées dans le Sud-Est du Massif armoricain. Elles sont datées ou réputées d'âge éocène en Touraine (« perron »), en Anjou (« Grès à Sabals ») (Klein, 1973 ; Flageollet, 1977), dans les Mauges (Wyns, 1998) ou bien encore en Vendée près de Bressuire (Rolin et *al.*, in press). Les altérites de Plouay sont donc soit anté-éocènes (Crétacé, par exemple) soit syn-éocènes.

Si les altérites sont d'âge crétacé comme en Vendée, cela signifie alors que les branches du Cisaillement Sud-Armoricain ont fonctionné après le

Crétacé ; si les altérites sont d'âge éocène, ce qui nous semble plus probable, alors les cisaillements ont été réactivés à l'Éocène puis recoupés tardivement par les failles NW-SE et NE-SW.

Formations fluviales

Fxb. Alluvions anciennes indifférenciées. Ces alluvions comportent des graviers et des galets, centimétriques à décimétriques, de quartz. Elles forment de petits placages situés à 20-30 m et plus rarement à 60 m au-dessus des chenaux actuels tels ceux de l'Aër, de l'Inam et de l'Ellé.

Fz. Alluvions récentes et actuelles. Les vallées des cours d'eau permanents comportent généralement des épaisseurs plurimétriques d'alluvions avec localement, tel aux « Roches du Diable », des chaos de boules résiduelles de granites. Ces dépôts sont discontinus lorsque les cours d'eau entaillent des gorges étroites dans les granites. Les alluvions dérivent du démantèlement des formations superficielles et du socle sain, ce sont des dépôts argilo-sableux à cailloutis et galets de quartz et de granites.

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Formations métavolcaniques et métasédimentaires

La Formation de Melgwen. Cette formation, essentiellement constituée de micaschistes et de gneiss fins micacés, est recoupée par l'Orthogneiss de Nizon daté de l'Ordovicien inférieur, à 489 ± 5 Ma, elle a donc un âge ordovicien inférieur ou plus ancien. Elle correspond à une série de wackes assez comparables à celles du Groupe de Nerly observé sur les feuilles de Concarneau, Rosporden et Quimper et de ce fait, il est possible que ces deux entités lithologiques appartiennent à un seul et même ensemble métasédimentaire recoupé par l'Orthogneiss de Nizon.

La Formation d'Elliant. Cette formation, essentiellement formée de micaschistes, appartient au Domaine varisque ligéro-sénaise (central) ; elle est recoupée, non seulement par le Granite d'Ergué et le Métagranite de Saint-Thurien, daté du Carbonifère supérieur ($316 +5/-3$ Ma), mais aussi, sur la feuille voisine Rosporden, par l'Orthogneiss du Leignou, daté de l'Ordovicien inférieur (477 ± 4 Ma) (Béchenec et *al.*, 2001) ; ceci implique un âge minimal ordovicien inférieur pour cette série. Cependant elle est, probablement, plus ancienne si l'on se réfère aux premiers résultats d'analyse obtenus sur des échantillons de cette formation (Dabard et Peucat, 1998), qui montrent ses affinités avec les séries briovériennes du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional).

Les micaschistes, quartzites et amphibolites briovériens. Les micaschistes forment un vaste ensemble, monotone, comportant localement des séquences interstratifiées de quartzites et ponctuellement des niveaux d'amphibolites représentant d'anciennes volcanites basiques. D'après les données des feuilles voisines, Châteaulin (Plusquellec et *al.*, 1999), Gourin (Le Gall et *al.*, 1992), et Rostrenen (Bos et *al.*, 1997), où l'intensité du métamorphisme est moindre, le Briovérien métamorphique de la feuille Plouay serait comparable à la formation des « Phyllades de la baie de Douarnenez » et aux « Micaschistes de Langolen » ; au sein de ces dernières séries sont interstratifiés des niveaux de poudingue (Poudingue de Gourin). De ce fait, bien que de tels poudingues n'aient pas été observés sur la feuille Plouay, les métasédiments briovériens de la feuille sont considérés comme les témoins d'une ancienne série terrigène silto-argileuse, avec localement des grès quartzites bien exprimés et l'ensemble est assimilé à des dépôts turbiditiques (Darboux, 1973). En effet, sur la feuille Plouay, il apparaît clairement que les métaquartzites de la région de Priziac et du Nord-Est de Saint-Caradec-Trégomel sont bien interstratifiés dans les micaschistes briovériens. Ils font donc eux-mêmes partie intégrante de cette série et non d'une hypothétique entité d'âge paléozoïque, tel qu'envisagé sur la feuille voisine Rostrenen (Bos et *al.*, 1997). Par ailleurs, le chimisme du magmatisme basique associé est comparable à celui de tholéiites continentales (Béchenec et *al.*, 1999) et suggère que ces dépôts se sont réalisés dans un vaste bassin intracontinental.

Roches basiques

Métadiorite quartzique de Lokunolé. Elle forme une bande étroite, d'extension plurikilométrique, au sein du Domaine varisque ligéro-sénaise (central). La métadiorite quartzique de Lokunolé a une composition basique assez « différenciée » et une affinité sub-alcaline.

Son rapport La/Yb en valeur normée aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989), est nettement supérieur à 1 ($[La/Yb]_N = 4,6$), ce qui atteste d'un « enrichissement » en terres rares légères. Dans le diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (non présenté) (Thiéblemont et *al.*, 1994), la métadiorite s'inscrit dans le champ des basaltes des bassins arrière-arcs. Ses caractères l'apparentent à d'autres intrusions basiques d'âge ordovicien inférieur (496 Ma) affleurant sur le territoire de la feuille Quimper (métagabbro-diorite de Gourvily) (Guerrot, 1997 ; Béchenec et *al.*, 1999).

Amphibolites de Koad Konk. Elles forment dans le Domaine varisque sud-armoricain (méridional), une bande étroite qui se termine en bordure ouest de la feuille Plouay ; cette unité, recoupée tant par le Granite carbonifère de Pluguffan, que par l'Orthogneiss de Nizon d'âge ordovicien inférieur, est donc au minimum de ce même âge : Ordovicien inférieur.

D'après les données de la feuille voisine Rosporden (Béchenec et *al.*, 2001), cette roche, de composition intermédiaire, est comparable à une tholéiite de bassins arrière-arcs intra-océaniques.

Orthogneiss ordoviciens

L'Orthogneiss de Nizon. Les analyses chimiques de l'Orthogneiss de Nizon confirme la variabilité notée sur d'autres cartes géologiques (Béchenec et *al.*, 1996, 1999, 2001), avec coexistence de méta-granites d'affinité calco-alcaline potassique et de méta-leucogranites d'affinité aluminopotassique. Plus largement, l'Orthogneiss de Nizon s'intègre dans un vaste ensemble de métagranitoïdes d'âge ordovicien inférieur, qui se suit tout au long de la « zone sud-armoricaine ». Le caractère presque exclusivement acide et nettement potassique tout comme les signatures largement « crustales » et la quasi-absence de roches basiques, sont les éléments les plus représentatifs de cette « province » plutonique ordovicienne dont la signification reste néanmoins discutée.

D'après les données de la feuille Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996), le faciès leptynitique s'apparente à un granite subalcalin et le faciès œillé à muscovite est comparable aux leucogranites de l'association aluminopotassique de type Limousin. Le faciès œillé à biotite, bien développé sur la feuille Rosporden, où il est daté de l'Ordovicien inférieur (489 Ma ; Béchenec et *al.*, 2001), se rapproche des granitoïdes calco-alcalins

L'Orthogneiss de Moëlan. Il forme un massif de grande extension qui s'étend principalement sur les cartes Concarneau et Lorient. Il présente deux faciès principaux, l'un, le plus fréquent, est un orthogneiss œillé à biotite, l'autre est un orthogneiss fin, leucocrate, à biotite et muscovite. Les analyses chimiques et la typologie des zircons réalisées sur la feuille Concarneau ont souligné l'hétérogénéité de ce massif, ses caractères le rapprochant tantôt des granites alcalins tantôt des granites calco-alcalins (Béchenec et *al.*, 1996).

Granites varisques

Ils sont largement représentés sur la feuille Plouay avec, dans le Domaine varisque sud-armoricain (méridional), les granites de Pluguffan et de Baye, dans le Domaine varisque ligéro-séan (central), les granites d'Ergué et de Saint-Thurien et dans le Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional) les granites de Koad Loc'h, Querrien, Cascadec, Inguiniel, Kerhoat, Saint-Fiacre, Langonnet, Croisty, et Pontivy.

Tous les granites de la feuille Plouay sont fortement peralumineux et se rattachent à l'association aluminopotassique, qui constitue le terme majeur

du plutonisme syn- à post-collisionnel au sein de la zone interne varisque (La Roche (de) et *al.*, 1980 ; Stussi, 1989). Une source crustale est la plus largement admise pour ce type de granite, en particulier pour les « leucogranites » de Bretagne Sud, dont une étude isotopique a montré les signatures « *pro parte* » métasédimentaires ($[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i = 0,706-0,717$, $\varepsilon\text{Nd}_T = -2,3/-7,6$) (Bernard-Griffiths et *al.*, 1985).

La totalité des granites de la feuille Plouay (la seule exception étant le Granite de Langonnet) présente un fractionnement marqué entre terres rares lourdes. Ce trait semble assez constant dans les « leucogranites » sud-bretons (Bernard-Griffiths et *al.*, 1985 ; Béchenec et *al.*, 2001) et suggère que la fusion a opéré dans les conditions de stabilité du grenat, ce qui implique une pression minimale de ~ 10 kb (Green, 1976 ; Patiño Douce et Beard, 1995 ; Conrad et *al.*, 1988) dans l'hypothèse d'une source crustale.

Ces granites sont toujours très leucocrates et pauvres en CaO ($\leq 0,8\%$), ce qui permet de leur appliquer les résultats expérimentaux obtenus dans le système Ab-Or-Q (d'après Winkler, 1979) (fig. 9). Les assemblages métamorphiques observés dans les séries encaissantes de granites voisins (secteur de Pontivy-Rostrenen) permettent de déduire des pressions de mises en place de l'ordre de 2 à 4 kb (Euzen, 1993). Pour une pression d'eau totale de 2 kb, la localisation des granites de la feuille Plouay sur la ligne cotectique ou sur les surcaces cotectiques $\text{Liq.}+\text{Q}+\text{H}_2\text{O}$ ou $\text{Liq.}+\text{Or}+\text{H}_2\text{O}$ permet de déduire des températures de cristallisation comprises entre ~ 700 et 750 °C.

À plus haute pression ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 7$ kb), et dans le système Ab-Or-An (fig. 10), les granites se projettent à l'écart de la ligne cotectique et sur la surface cotectique $\text{Liq.}+\text{Q}+\text{Or}+\text{H}_2\text{O}$ pour les températures comprises entre 655 et ~ 700 °C. Ceci indique qu'à une telle pression, ces granites seraient totalement liquides à basse température et susceptibles de précipiter du feldspath alcalin (\pm quartz) à température décroissante. Néanmoins, il s'agit là de températures minimales et différents travaux expérimentaux (Patiño Douce et Beard, 1995 ; Conrad et *al.*, 1988) montrent que dans des conditions de sous-saturation en eau plus conformes à la réalité naturelle ($P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$), les températures requises pour la production de magmas granitiques, à une pression de 10 kb, se situent dans la gamme 700-900 °C. De telles conditions sont cohérentes avec celles déduites par Schulz et *al.* (1996) de l'étude pétrologique d'un gneiss magnésien enclavé dans un leucogranite carbonifère de la région du Golfe du Morbihan (Leucogranite de Sarzeau), qui situe à 750 °C et 9 kb les température et pression minimales de « culmination » du métamorphisme régional varisque en Bretagne Sud.

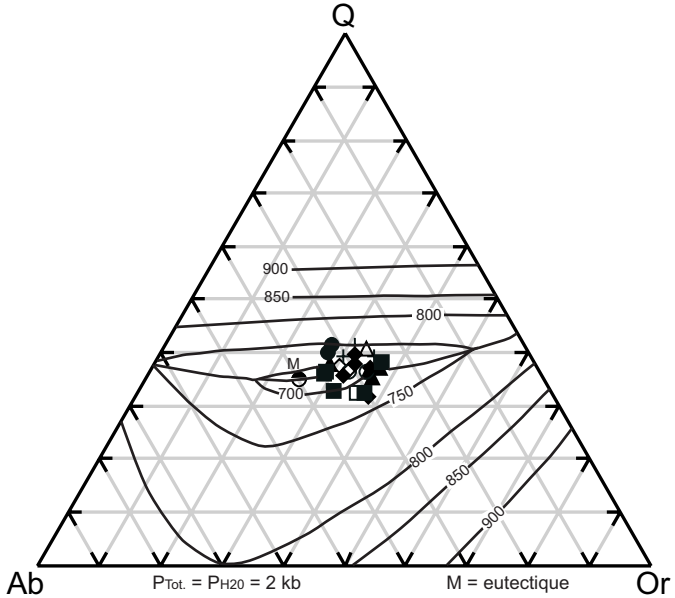


Fig. 9 - Report des granites de la feuille Plouay (mêmes figurés que dans la fig. 4) et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rosporden, dans le diagramme normatif Ab-Or-Q, avec report des isothermes et de la ligne cotectique, déterminés dans le système $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ à une pression totale de 2 kb (in Winkler, 1979). La localisation des granites au voisinage de la ligne cotectique dans une zone de basse température indique qu'à basse pression, ces roches auraient cristallisé à des températures de l'ordre de 700 à 750°C

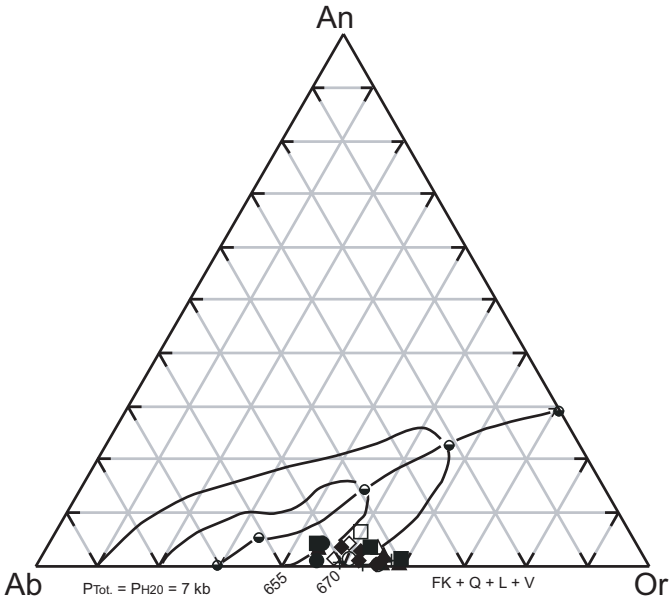


Fig. 10 - Report des granites de la feuille Plouay (mêmes figurés que dans la fig. 4) et leurs prolongements sur le territoire de la feuille Rosporden dans le diagramme normatif Ab-Or-An avec report partiel des isothermes et de la ligne cotectique, déterminés dans le système Ab-Or-An-Q-H₂O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979). La localisation des granites dans ce diagramme indique qu'à une pression d'eau de 7 kb ces roches auraient été totalement liquides à des températures de l'ordre de 655 à ~ 700°C

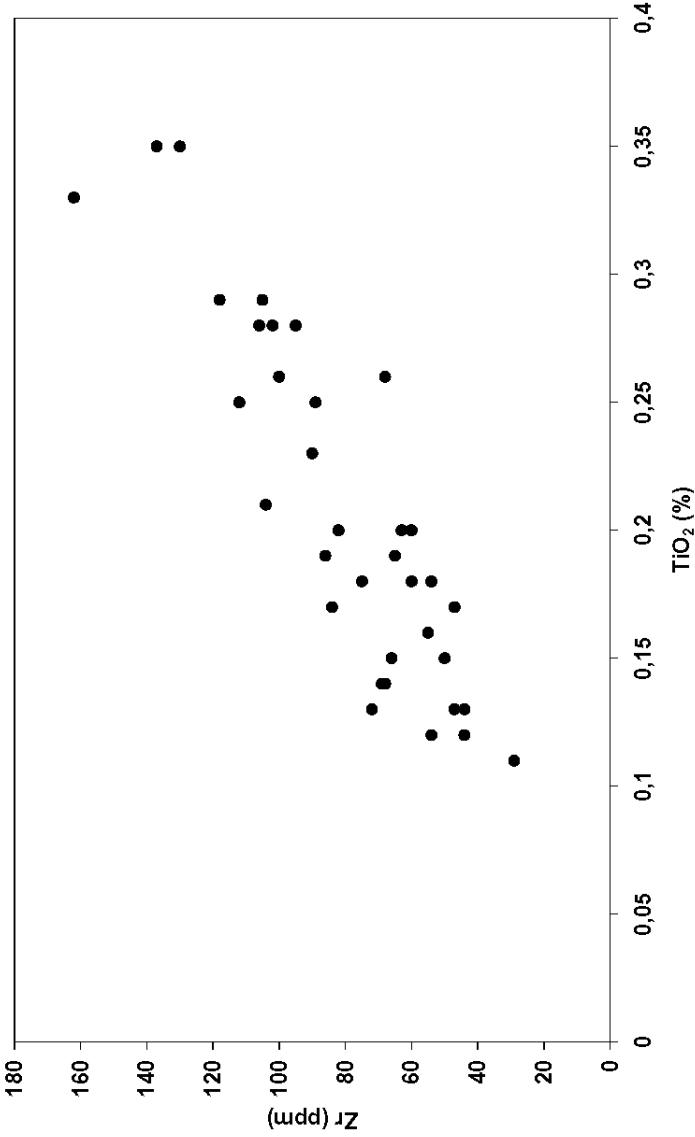


Fig. 11 - Report des analyses des granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur la feuille Rosporden, dans le diagramme TiO₂ vs Zr
Les différents massifs n'ont pas été distingués dans ce diagramme où l'existence d'une bonne corrélation suggère que les teneurs en TiO₂ et Zr sont essentiellement régies par la solubilité des oxydes de titane et du zircon et par la fonction de la température (Ryerson et Watson, 1987 ; Watson et Harrison, 1983)

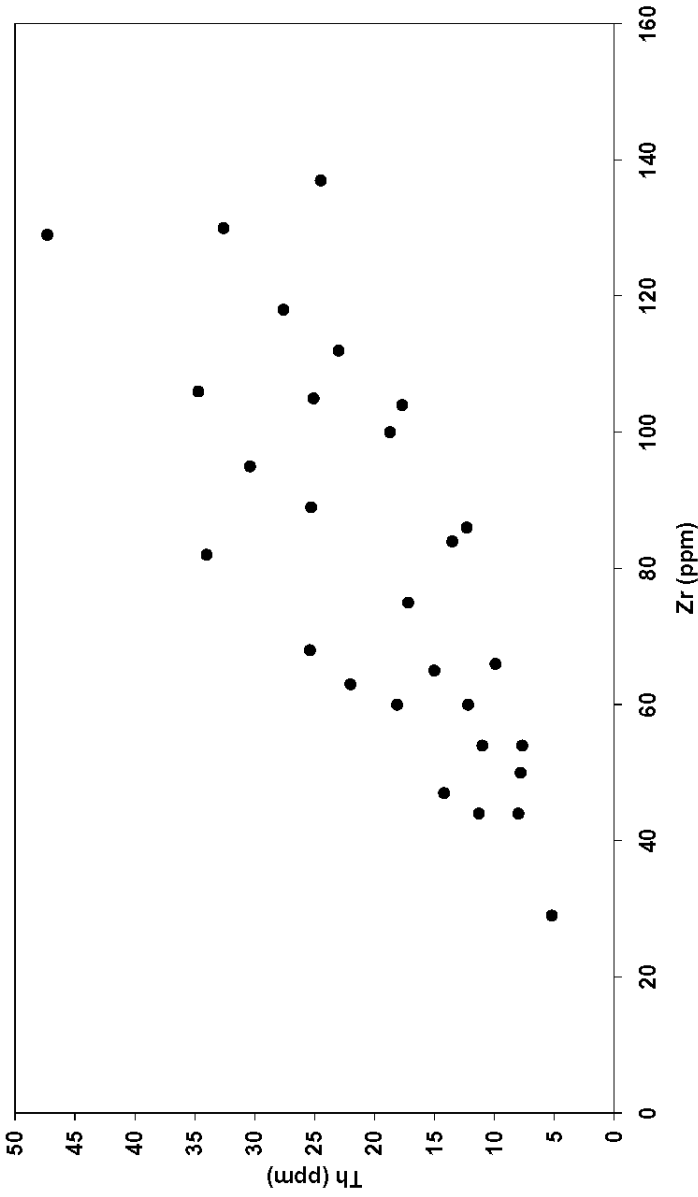


Fig. 12 - Report des analyses des granites de la feuille Plouay et leurs prolongements sur la feuille Rosporden, dans le diagramme Zr vs Th
Les différents massifs n'ont pas été distingués dans ce diagramme où l'existence d'une bonne corrélation suggère que les teneurs en Zr et Th sont essentiellement régies par la solubilité du zircon et de la monazite et par la fonction de la température (Watson et Harrison, 1983 ; Montel, 1986)

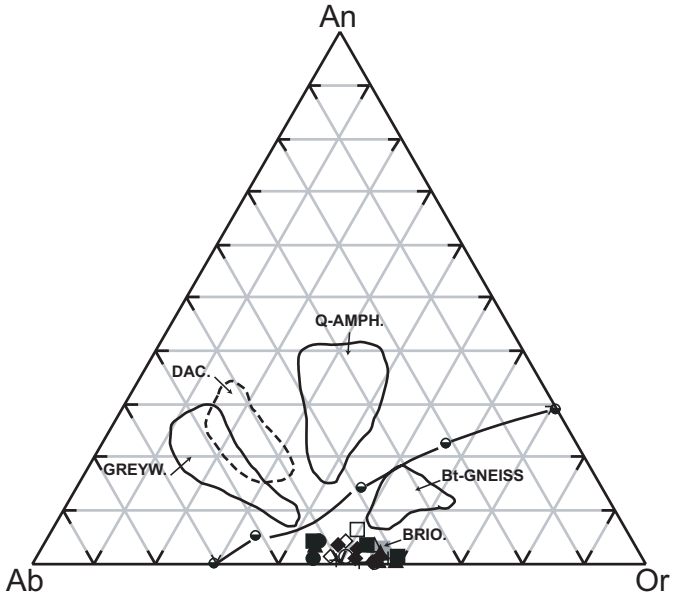


Fig. 13 - Diagramme normatif Ab-Or-An avec report de la ligne cotectique déterminée dans le système Ab-Or-An-Q-H₂O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979). Comparaison entre : 1 - les granites de la feuille Plouay et la moyenne des métasédiments de Bretagne centrale (notée **BRIO.**) (d'après Y. Georget, 1986) ; 2 - les granites de la feuille Plouay et les liquides obtenus expérimentalement par fusion partielle à haute pression (10-15 kb) de différents matériaux crustaux : greywacke (**GREYW.**) (Conrad et al., 1988), dacite (**DAC.**) (Conrad et al., 1988), amphibolite à quartz (**Q-AMPH.**) (Patiño Douce et Beard, 1995) et gneiss à biotite (**Bt-GNEISS**) (Patiño Douce et Beard, 1995). On notera qu'aucun de ces liquides expérimentaux ne présente un rapport Or/An aussi faible que les granites de la carte Plouay et que la plupart se localisent «au-dessus» de la ligne cotectique pour une pression d'eau de 7 kb

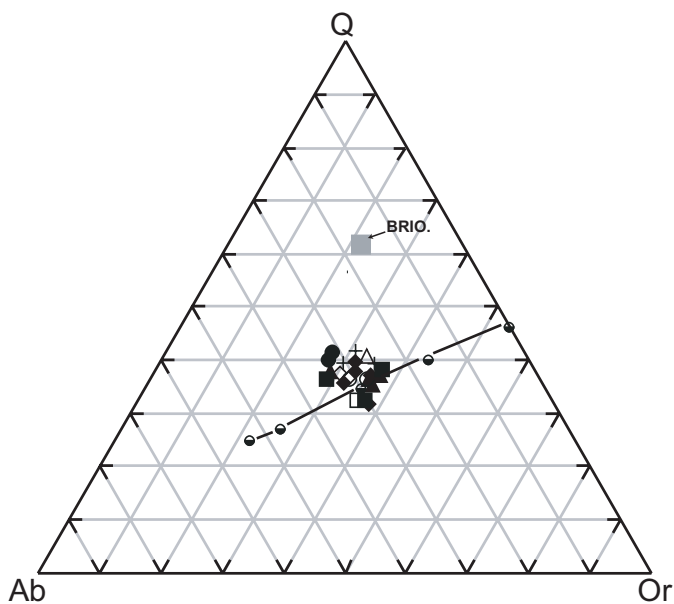


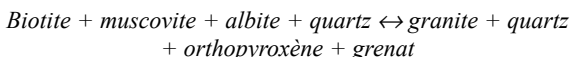
Fig. 14 - Diagramme normatif Ab-Or-Q avec report de la ligne cotectique déterminée dans le système Ab-Or-An-Q-H₂O à une pression totale de 7 kb (Winkler, 1979). Comparaison entre les granites de la feuille Plouay et la moyenne des métasédiments de Bretagne centrale (notée BRIO.) (d'après Y. Georget, 1986)

Les conditions de cristallisation des granites de la feuille Plouay peuvent aussi être appréhendées par les teneurs en certains éléments mineurs ou traces (Ti, Zr, Th, terres rares légères, P) dont le comportement est régi par la solubilité de phases accessoires telles que les oxydes de titane (Ti), le zircon (Zr), la monazite (Th, La) ou l'apatite (Ryerson et Watson, 1987 ; Watson et Harrison, 1983 ; Montel, 1986 ; Watson et Capobianca, 1981). L'existence de corrélations entre TiO_2 et Zr (fig. 11) ou Zr et Th (fig. 12) est un bon argument en faveur du rôle des phases accessoires. De telles corrélations traduiraient une baisse de la température engendrant une diminution conjointe de la solubilité des oxydes de titane, du zircon et de la monazite. Considérant la faible solubilité du zircon et de la monazite dans les magmas peralumineux, les teneurs en Zr et Th relativement élevées atteintes dans certains granites (Zr ~ 120-140 ppm ; Th ~ 25-40 ppm) indiquent des températures minimales de l'ordre de 800 °C (Watson et Harrison, 1983 ; Montel, 1986).

Le report dans le diagramme Ab-Or-An (fig. 13) montre que relativement au minimum granitique (ligne cotectique) dans le système Ab-Or-An-Q, les granites de la feuille Plouay sont sous-saturés en An, ce qui suggère que leur matériau source était très pauvre en CaO mais riche en K_2O . Cette conclusion est confirmée par différents travaux expérimentaux (Patiño Douce et Beard, 1995 ; Conrad *et al.*, 1988) qui montrent que les liquides produits par fusion partielle de roches crustales variées (amphibolite, greywacke, gneiss à biotite) et faiblement à fortement calciques (CaO = 2,1-7,8 %) sont toujours plus riches en An que les leucogranites de la feuille Plouay. On pourrait néanmoins envisager que cette faible teneur en An, reflète une cristallisation fractionnée de plagioclase, mais dans ce cas, l'enrichissement en K_2O se trouverait limité par la ligne cotectique, fermant l'entrée vers le champ Liq.+Q+Or+H₂O. Il est donc probable que le plagioclase n'a jamais cristallisé dans ces leucogranites, ce qui implique que leurs faibles teneurs en Sr soient un héritage de leur source.

La très grande majorité des métasédiments d'âge briovérien et paléozoïque inférieur affleurant en Bretagne sont particulièrement pauvres en CaO (et donc en plagioclase) et Sr (Georget, 1986) ; de ce fait, ils semblent présenter les conditions requises pour les sources des granites. Des moyennes de différents matériaux « types » ont été calculées par Y. Georget (1986) d'après une compilation d'analyses de métasédiments et sédiments d'âge briovérien à dévonien. Dans le diagramme Ab-Or-An (fig. 13), la moyenne des métasédiments briovériens de Bretagne centrale se localise au sein du nuage délimité par les granites, ce qui fournit un argument direct en faveur d'un lien génétique. Cette hypothèse doit, cependant, être ré-évaluée dans le diagramme Ab-Or-Q (fig. 14) où les métasédiments montrent un très net décalage vers le pôle Q. Les travaux

expérimentaux de Patiño Douce et Beard (1995) permettent d'expliquer ce décalage par une réaction du type :



La destruction des micas et de l'albite du métasédiment produit un liquide granitique et deux phases ferro-magnésiennes très réfractaires (assemblage granulitique de haute pression), ainsi qu'un excès de quartz. En l'absence de plagioclase, la dissolution de ce quartz requiert une forte augmentation de la température (fig. 9). En présence de plagioclase, cette dissolution peut intervenir à plus basse température, les magmas évoluant alors vers une composition granodioritique (Conrad *et al.*, 1988).

Les principales conclusions que l'on peut tirer des observations précédentes sont les suivantes :

- 1 – les granites peralumineux de la feuille Plouay sont issus de la fusion partielle de matériaux (crustaux) particulièrement pauvres en plagioclase et en Sr, mais riches en K_2O , que l'on peut supposer de nature essentiellement métapélitique ;
- 2 – la fusion a opéré à relativement haute pression (≤ 10 kb) et assez haute température (> 750 °C) ;
- 3 – les granites ont cristallisé vers 2-4 kb et 700 à 750 °C.

Le modèle le plus probable pour la genèse de ces granites serait le suivant :

- 1 – fusion des séries métasédimentaires briovériennes entraînées à haute pression (~ 10 kb) par la tectonique collisionnelle varisque ;
- 2 – ascension des magmas sous-saturés en eau et cristallisation « en masse » à faible profondeur par « recoupe » du solidus basse pression.

La mise en place de ces granites au Carbonifère s'inscrit dans l'évolution collisionnelle à post-collisionnelle de la Chaîne varisque. Ainsi les granites syncinématiques sont-ils fortement orientés en bordure du CSA.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Métamorphismes varisques

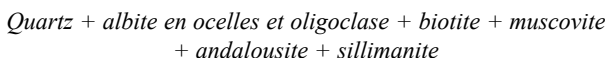
L'ensemble des unités métamorphiques et notamment des unités métasédimentaires de la feuille Plouay, est affecté par un premier épisode de métamorphisme général varisque marqué par l'association *andalousite* + *staurotide* et parfois *sillimanite* qui caractérisent un métamorphisme de

type BP-MP/HT. Ce premier épisode de métamorphisme se développe dans le faciès amphibolite ; concomitant d'une intense déformation, il induit une transposition totale du protolithe et génère une importante schistosité de flux (S1) qui constitue un des principaux traits de ces séries. Une évolution postérieure, toujours au cours du cycle varisque, entraîne d'une part la déformation de la schistosité (S1) par des plis en chevrons et d'autre part l'apparition d'une schistosité (S2) de crénulation ou de strain-slip, de plan axial par rapport à ces plis ; cette deuxième schistosité est parfois associée à un second épisode de métamorphisme dans le faciès « Schiste vert ». L'ensemble de cette évolution est, de plus, contemporaine de la formation des leucogranites carbonifères.

Ainsi, sur cette feuille, aucun témoin d'un métamorphisme précoce éo-varisque n'a été observé, alors que plus à l'Ouest, sur les feuilles Quimper (Béchenec et *al.*, 1999) et Pont-Croix (Plaine et *al.*, 1981), un tel épisode est connu ; il faut cependant souligner que bien qu'aucune relique de cet éventuel métamorphisme éo-varisque n'ait été observé, il a été noté que certaines structures plicatives contemporaines de la (S1) déforment un « litage » antérieur.

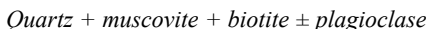
• Le métamorphisme général (1) de faciès « Amphibolite » dans les unités métasédimentaires (annexe 1)

L'Unité de Melgwen est métamorphisée dans le faciès « Amphibolite » et la transposition du protolithe est totale. Sur la feuille Plouay, la paragenèse associée à la schistosité (S1) et au principal épisode de déformation est très généralement :



Ceci confirme les données de la carte voisine Rosporden et démontre que l'isograde de la sillimanite est atteint dans toute la partie orientale de la formation.

L'Unité d'Elliant est métamorphisée dans le faciès « Amphibolite » et la transposition du protolithe est totale. La paragenèse associée à la schistosité principale (S1) est généralement constituée par :

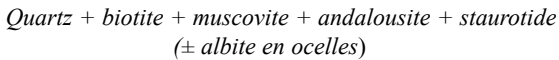


Cependant, la paragenèse de cette unité peut aussi comporter :
– de *l'andalousite* en porphyroblastes précoces, moulés par la foliation mais la fossilisant aussi, ceci localement, au Moustoir et au Sud-Ouest de Guilligomarc'h ;

– de la *sillimanite* parfois associée à de l'andalousite, dans la moitié orientale de la formation.

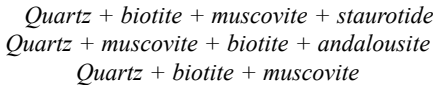
Ceci montre une tendance à l'accentuation de l'intensité du métamorphisme vers l'Est, avec, d'après les données de la carte Rosporden, une évolution depuis l'isograde staurotide-andalousite dans la partie occidentale de la formation jusqu'à l'isograde de la sillimanite à son extrémité orientale.

L'Unité des micaschistes briovériens est caractérisée aussi par des paragenèses du faciès « Amphibolite » ; la plus fréquente est composée de :



Les plages de staurotide, les porphyroblastes d'andalousite et certains porphyroblastes de biotite sont relativement précoces : ils sont moulés par la (S1) ; cependant, pour ce qui concerne les plages d'andalousite, elles fossilisent aussi la trace de la (S1).

Des paragenèses moins complètes sont aussi observées :



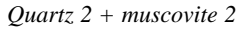
De plus, localement, notamment au Sud-Ouest de Lanvenegen, sur la bordure sud du Granite du Croisty et localement sur sa bordure nord, apparaît de la sillimanite, associée ou non à de l'andalousite ; ainsi, l'isograde de la sillimanite semble lié à la proximité de certains granites, Cascadec, Saint-Fiacre, Croisty et Kerhoat.

Enfin, du *disthène* associé à de l'andalousite et de la muscovite est ponctuellement présent dans des exsudats de quartz au sein des micaschistes de la région du Faouët.

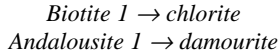
• Le métamorphisme général (2) de faciès « Schiste vert » dans les unités métasédimentaires

Le second épisode de métamorphisme général se développe dans le faciès « Schiste vert » et s'observe dans l'ensemble des unités précédentes, où il est plus ou moins bien exprimé. Il est concomitant de petits plis en chevrons qui, très fréquemment, déforment la schistosité (S1) ; il se traduit par une schistosité (S2) de « crénulation-strain-slip », de plan axial par rapport aux plis en chevrons.

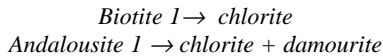
Dans l'Unité de Melgwen, ce second épisode de métamorphisme général se traduit par des néogénèses modérées dans le plan de schistosité (S2) :



On note aussi une rétromorphose des paragenèses associées à la (S1) :

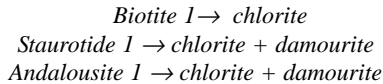


Dans l'Unité d'Elliant, la schistosité (S2) est de type « crénulation » ; en effet, il n'apparaît pas ou très peu, de néogénèses dans le plan de schistosité (S2) associée aux plis en chevrons ; le second épisode de métamorphisme se traduit essentiellement, par la rétromorphose des paragenèses associées à la (S1) :



Enfin, on note aussi parfois, la croissance de quelques prophyroblastes post-tectoniques, de muscovite, non-orientés et disposés en travers des structures (S1) et (S2).

Dans l'Unité des micaschistes briovériens, la schistosité (S2) est de type « crénulation » et le second épisode de métamorphisme se traduit principalement par la rétromorphose des paragenèses associées à la (S1) :



Cependant des néogénèses peuvent aussi être associées à cet épisode, avec cristallisation orientée de *quartz*, de *chlorite*, de *muscovite* et plus rarement de *biotite*.

Déformations varisques

Sur la feuille Plouay on n'observe guère de traces de déformations précoces éo-varisques, telles que notées dans le complexe de la baie d'Audierne, sur la feuille Quimper (Béchenec et *al.*, 1999). Par contre, le paroxysme de la déformation varisque apparaît concomitant de celui du métamorphisme régional ; cette concomitance se traduit par une schistosité de flux (S1) très pénétrative, qui entraîne une transposition totale des structures du protolithe. Cependant, très localement, dans les micaschistes du

Briovérien un ancien litage (S0 ?) est encore décelable, en reliques, et apparaît déformé par des plis serrés qui ont la schistosité (S1) pour plan axial.

Au Nord du CSA dans les métasédiments briovériens, le plan (S1) est orienté au N70-85 dans la moitié occidentale et au N60-75 dans la moitié orientale de la carte, et il porte parfois une linéation de microfroncs pentée de 5-10° vers l'Est. Au Sud du CSA, ce plan de schistosité (S1) s'infléchit nettement, axé au N100-110 (formations d'Elliant et de Melgwen) et il montre un pendage subvertical ou un pendage fort très généralement vers le Nord et parfois vers le Sud. Enfin, localement, dans la Formation d'Elliant, la schistosité (S1), est associée à des plans « C », subverticaux, orientés au N70-75, qui portent une linéation d'étirement pendant de 8-10° vers l'Ouest ; cette association de structures, compatible avec un cisaillement dextre, est très probablement liée à la proximité de la branche principale nord du CSA.

Dans le continuum de la déformation varisque apparaît aussi une schistosité de crénelation (S2) ; visible surtout dans les séries briovériennes et celles de la Formation d'Elliant, elle est de plan axial par rapport à de petits plis en chevrons ; ces derniers, dont l'axe est penté de 10 à 20° vers l'Ouest, ont un plan axial subvertical ou fortement penté vers le Nord et orienté au N90-100.

La schistosité (S1) est exprimée aussi dans les orthogneiss ordoviciens de Nizon et de Moëlan qui s'étendent principalement en une vaste unité au-delà du Sud de la feuille. Comme dans les unités méta-sédimentaires du Sud du CSA, la (S1) est orientée au N90-100 ; cependant, ici elle est de plus assez fréquemment associée à des plans « C », eux-mêmes orientés au N100-110 et porteurs d'une forte linéation d'étirement subhorizontale ou faiblement pentée vers l'Est. Lorsque la déformation cisillante est suffisamment intense, les plans (S1) et (C) sont confondus et on tend vers des « L » tectonites ; ceci apparaît notamment dans l'Orthogneiss de Nizon près de Kernot.

La schistosité (S1) est bien marquée aussi dans certains massifs granitiques, notamment dans celui de Pluguffan et localement dans celui d'Ergué où, soulignée par l'orientation préférentielle des paillettes de micas et des plages de quartz, elle est verticale et orientée au N75-90. Dans le Granite de Pluguffan, elle est de plus très généralement associée à des plans (C) subverticaux ou fortement pentés ; ces derniers axés au N100-115, portent une linéation d'étirement subhorizontale ou pendant faiblement (5 à 10°) vers l'Est ou vers l'Ouest ; les figures qui résultent de cette association C/S sont compatibles avec une déformation cisillante dextre, concomitante de l'individualisation du CSA.

Dans le Métagranite de Saint-Thurien, l'intensité de la déformation cisailante, marquée par l'association de structures S/C/L, est telle que ce granite présente souvent un aspect orthogneissique ; en effet la schistosité (S1) se traduit ici par un début de ségrégation minérale avec alternance de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques ; cette « foliation », subverticale, est orientée au N80-95 ; les plans (C) associés sont généralement axés au N105-110 et portent une linéation d'étirement subhorizontale ou pendant faiblement (5 à 10°) vers l'Est ou l'Ouest. Les figures de déformation associées aux plans C/S, sont compatibles avec un cisaillement dextre. Il faut cependant aussi noter que localement ce métagranite devient migmatitique et sa foliation est alors discontinue et déformée par des plis disharmoniques. Il est possible que cette anatexie locale soit associée à une « montée » du Granite d'Ergué (non daté) qui serait donc légèrement plus tardif que le Métagranite de Saint-Thurien ; cette montée relativement tardive expliquerait aussi les effets modérés du CSA observés dans ce massif ; la modération de ces « effets » est d'autant plus remarquable qu'on les compare à ceux notés dans le Granite de Pluguffan situé en bordure sud de ce même CSA.

La déformation varisque se traduit enfin, par des bandes de cisaillement axées WNW-ESE qui prennent en écharpe toute la feuille ; celles-ci sont identifiées par des ultramytonites et/ou par des structures C/S, visibles tant à l'échelle de l'échantillon que de l'affleurement, structures caractéristiques d'une déformation ductile (Gapais, 1989).

La bande de cisaillement majeure est la branche principale méridionale du CSA qui correspond à un accident majeur transcurrent, orienté au N105-120. Elle comprend une zone centrale souvent constituée d'ultramytonites, qui symbolisent le paroxysme des effets de cisaillement ; cependant, sur la feuille Plouay, cette branche du CSA dans sa moitié orientale, est principalement soulignée par un filon de quartz laiteux souvent plus ou moins cataclasé. De part et d'autre de cet accident apparaissent, notamment dans le Granite de Pluguffan et dans une moindre mesure dans le Granite d'Ergué, des structures C/S/L qui montrent un gradient décroissant en s'éloignant de la zone centrale ; ce gradient se traduit à l'échelle de l'affleurement par une densité plus ou moins grande des plans « C » et par un angle « α » plus ou moins ouvert, de 10 à 45°, entre ces plans et les plans de schistosité (S1). Dans cette bande majeure de cisaillement, les plans « C » sub-verticaux sont marqués notamment par l'étirement des plages de quartz en proto-rubans ou en rubans et par la déformation des porphyroblastes de feldspath ; les critères cinématiques montrent que ces structures sont compatibles avec un cisaillement dextre. Enfin, à ces structures planaires, est associée une fine linéation d'étirement, portée par les plans « C », faiblement pentée (5 à 15°) vers l'Est ou vers l'Ouest.

Une deuxième importante bande de cisaillement, située au Nord de la précédente et sub-parallèle à celle-ci, constitue la branche principale nord du CSA ; elle est marquée aussi, très généralement, en son centre par des ultramylonites, mais ces dernières ont une extension nettement moindre que dans la branche principale sud ; de même, de part et d'autre de ces ultramylonites, respectivement au Sud les Micaschistes d'Elliant et le Métagranite de Saint-Thurien et au Nord les granites de Koadloc'h, de Querrien et de Cascadec, sont affectés par des structures C/S/L. Les plans « C », subverticaux, sont généralement orientés au N95-100 et portent souvent une fine linéation d'étirement légèrement pentée vers l'Est. Enfin, les critères cinématiques montrent que ces structures sont associées, comme les précédentes, à un cisaillement dextre.

Deux autres importantes bandes de cisaillement situées dans le quart sud-ouest de la feuille au sein du Domaine varisque sud-armoricain (méridional), se suivent, en dépit des affleurements discontinus, depuis la limite occidentale de la feuille, respectivement au Nord de Mellac et au Nord de Quimperlé jusqu'en limite sud-orientale de la feuille, au Sud d'Arzano (avant de se poursuivre vers l'Est sur la feuille voisine de Lorient ; Béchenne et *al.*, in prep.). Parallèles à la bande principale du CSA, elles sont larges de 30 à 100 m et affectent le Granite de Pluguffan ; elles présentent généralement un coeur ultramylonitique et des bordures à structures C/S/L très bien marquées ; les plans « C », subverticaux, sont orientés au N100-110 et portent une forte linéation d'étirement subhorizontale.

Déformations fini- et post-varisques

Ces déformations correspondent principalement à un réseau de failles conjuguées, orientées NW-SE et NE-SW. Les failles d'orientation NW-SE sont nettement prépondérantes et montrent très généralement une composante décrochante dextre. L'une des plus remarquables se situe dans le coin sud-ouest de la feuille où son empreinte est particulièrement soulignée à l'Ouest de Querrien, par les décrochements pluri-hectométriques à kilométriques en relais, de la branche septentrionale du CSA.

Des failles de même orientation s'observent aussi par ailleurs, mais leur composante décrochante est de moindre importance ; ainsi, à l'Ouest de Mellac, en limite de carte l'une des bandes annexes de mylonite montre-t-elle un décrochement dextre de quelques centaines de mètres ; des décrochements de même importance affectent ces mêmes bandes de mylonite au Nord et à l'Est de Quimperlé. Des décrochements de même type sont observés dans le coin nord-est de la feuille, où ils sont particulièrement soulignés en bordure du Granite du Croisty.

Les failles NE-SW sont associées localement, tel à l'Est d'Arzano, à des décrochements senestres d'importance modérée.

Ce type failles est actif dès le Carbonifère supérieur comme en témoignent les petits bassins à sédiments d'âge stéphanien, dont elles ont induit l'individualisation au Nord de Quimper (Béchenec et *al.*, 1999). Cependant, ces failles montrent aussi d'importants rejeux d'âge tertiaire ; ces rejeux sont localement soulignés par les grabens, à sédiments d'âge éocène moyen-oligocène-miocène, qui les jalonnent depuis le Juch jusqu'à la baie de La Forêt-Concarneau, en passant par Toulven au Sud de Quimper (Delanoë et *al.*, 1975 et 1976 ; Delanoë, 1988 ; Béchenec et *al.*, 1996 ; Béchenec et *al.*, 1999).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur

Le Protérozoïque supérieur, sur la feuille Plouay, est représenté par les micaschistes briovériens situés au Nord des grands cisaillements transcurrents du CSA. Ils constituent une série monotone dont le protolithe, connu sur les feuilles voisines Douarnenez (Darboux, 1973 ; Barrière et *al.*, 1975), Châteaulin (Plusquellec et *al.*, 1999) et Gourin (Le Gall et *al.*, 1992), témoigne d'une sédimentation terrigène, probablement turbiditique, déposée dans un vaste bassin intra-continental. L'instabilité modérée de ce bassin est soulignée par des niveaux interstratifiés de tholéiites continentales.

Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque inférieur

À l'Ordovicien inférieur (481 ± 11 Ma, d'après l'âge obtenu sur des méta-acidites du Groupe de Merrien) (Guerrot et *al.*, 1997 ; Béchenec et *al.*, 1996), une importante sédimentation de type grauwacke (micaschistes à ocelles d'albite de Merrien et de Trünvel) se développe dans la moitié occidentale du Domaine varisque sud-armoricain. La géochimie des séries volcaniques associées suggère (Thiéblemont et *al.*, 1989 ; Béchenec et *al.*, 1996 ; Béchenec et *al.*, 1999 ; Béchenec et *al.*, 2001), un environnement d'arc/arrière arc pour ces dépôts. Latéralement, sur un bloc essentiellement continental en position supposée arrière-arc, la sédimentation, bien qu'alimentée par une source identique (Dabard et Peucat, 1998), est plus mature, souvent quartzeuse, voire quartzitique (Groupe de Nerly), et le magmatisme associé est essentiellement alcalin (cf. *supra*). Cependant, à terme, ce domaine arrière-arc subirait aussi une océanisation qui s'accompagne localement de l'intrusion de basaltes tholéitiques de type MORB (Béchenec et *al.*, 1999).

Le schéma précédent, qui supposerait l'évolution d'au moins une partie du Domaine varisque sud-armoricain en régime de subduction océanique durant l'Ordovicien inférieur, est également argumenté par l'existence d'orthogneiss calco-alcalins de type « arc » (Orthogneiss du Cosquer : 497 ± 11 Ma ; Orthogneiss de Lanmeur : 498 ± 12 Ma) sur le territoire de la feuille Concarneau (Béchenec et *al.*, 1996 ; Guerrot et *al.*, 1997). Néanmoins, ce contexte de convergence est caractérisé aussi par des granitoïdes aux signatures nettement crustales (Orthogneiss peralumineux de Nizon : 489 ± 5 Ma et calco-alcalins, Kemper et, *pro parte* Moëlan 485 ± 6 Ma) et des granitoïdes sub-alcalins à alcalins (Orthogneiss de Ty Lipig : 483 ± 10 Ma et, *pro parte* Moëlan).

À peu près à la même époque, un plutonisme de type arc affecte la bordure méridionale du domaine centre-armoricain (Trondhjémite de Douarnenez : 473 ± 23 Ma, Barrière et *al.*, 1975 ; Métagranodiorites de Gougastel, Orthogneiss du Loc'h : 483 ± 3 Ma, Cocherie, 2001 ; Granodiorite de Plogonnet). Cette évolution se poursuivrait, au moins localement, jusqu'à l'Arénigien, où lui succède une sédimentation essentiellement terrigène caractéristique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1983), qui continuera jusqu'au Dévonien supérieur.

Le Siluro-Dévonien : l'évolution éo-varisque

Sur la feuille Plouay il n'y a guère de témoin identifiable de cette évolution éo-varisque ; par contre, plus à l'Ouest, sur la feuille Quimper (Béchenec et *al.*, 1999), les plus anciens témoins d'un épisode éo-varisque sont représentés par le « Complexe de la baie d'Audierne » et plus particulièrement par l'Unité de Peumerit. Cette dernière correspond très probablement à un lambeau de lithosphère océanique, formé à l'axe d'une ride médio-océanique ou arrière-arc, et métamorphisé dans le faciès granulite de haute pression à 384 ± 6 Ma (Peucat et *al.*, 1982). Ce métamorphisme témoigne d'un enfouissement tectonique attribuable à une phase de convergence majeure d'âge Dévonien inférieur à moyen. Cette convergence se traduit également, dans la région d'Audierne, par l'empilement tectonique des unités de Trünvel – Treogat, Peumerit, Languidou – Ty Lan et Penhors. Le prolongement éventuel de ces unités vers l'Est est masqué par les nombreux leucogranites qui se mettent en place à partir du Carbonifère. Cependant, l'existence d'une phase de convergence et de métamorphisme de haute pression au Silurien et Dévonien, en Bretagne méridionale et Vendée, est également argumentée par les âges obtenus sur les éclogites du complexe des Essart (Sud de Nantes) (436 ± 15 Ma ; Peucat et *al.*, 1982) et sur les Schistes bleus de l'Île de Groix (399 ± 12 Ma ; Peucat, 1983).

Dès le Dévonien moyen, la convergence aboutit à une collision continentale, dont témoignent des granites migmatitiques, tel celui de Sainte-Anne-d'Auray (372 ± 24 Ma ; Peucat, 1983), et une rétro-morphose des paragenèses de haute pression dans un métamorphisme général de type basse-moyenne pression, qui, localement, atteint le faciès Amphibolite de haut degré.

Le carbonifère : l'évolution varisque s.s.

Cet épisode est structuralement dominé par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui séparent les Domaines varisques sud-armoricain, ligéro-séan et de Bretagne centrale et induisent : (1) la formation d'ultramylonites dans des couloirs axés WNW-ESE ; (2) la naissance de structures ductiles « C/S/L » dans les granites carbonifères ; (3) la verticalisation des structures antérieures.

Le métamorphisme de type basse-moyenne pression et la genèse de leucogranites, sont les autres traits dominants de l'évolution varisque :

– certains granites sont précoces et montrent une nette tendance à l'orthogneissification, tel celui de Saint Joseph-Pors Poulhan, daté du Carbonifère inférieur (338 ± 10 ma), et probablement celui de Plonéour, voire même celui de Pouldergat (feuille Quimper, Béchenec et *al.*, 1999).

– d'autres sont plus récents :

- . celui de Saint-Thurien, daté à $316 +5/-3$ Ma (Béchenec et *al.*, 2001), étiré entre les deux branches principales du CSA présente une texture orthogneissique avec l'association de structures ductiles C/S/L très marquées ;
- . celui de Pluguffan, daté à 318 ± 4 Ma (Béchenec et *al.*, 1999), présente une texture orientée et des structures ductiles « C/S/L » ; ces dernières montrent un gradient net du Sud au Nord du massif, devenant de plus en plus marquées à l'approche de la branche principale du CSA, jusqu'à aboutir à des ultramylonites feuilletées ;
- . celui d'Ergué, présente quant à lui un gradient très fort de déformation nord-sud. En effet, sur son flanc nord ce granite est peu orienté et présente généralement un caractère franchement intrusif dans les autres formations et il semble de plus induire localement, un début d'anatexie dans le Métagranite de Saint-Thurien ; par contre, sur son flanc sud très rectiligne, il présente des structures ductiles C/S et passe à des ultramylonites le long de la branche principale sud du CSA ;
- . les Granites de Koad Loc'h et de Cascadec présentent eux aussi, un gradient de déformation N-S très resserré avec successivement, depuis la branche nord principale du CSA, des ultramylonites feuilletées, des faciès à structures ductiles C/S, des faciès orientés et des faciès isotropes.

- . Le Granite d'Odet (feuille Quimper, Béchennec et *al.*, 1999), situé lui aussi, au Nord de la branche septentrionale annexe du CSA, bien circonscrit, assez peu déformé et considéré comme tardif (Le Gall, 1992), a été daté à 324 ± 5 Ma (Cocherie, 2001).

Une remarque : les pressions d'équilibre très faibles déterminées pour la plupart des granites ($\sim 1\ 000$ bars, soit 3 km) impliquent une mise en place « très haut » dans la croûte. Dans ces conditions, cette mise en place serait franchement postérieure au métamorphisme de faciès Amphibolite et interviendrait donc en climat nettement rétomorphique (pendant ou après l'exhumation du bâti).

Enfin, à la fin du Carbonifère, après l'exhumation du bâti, se développe une tectonique cassante. Elle se traduit d'une part par des rejeux le long du CSA, qui génèrent d'étroits bassins où se déposent des sédiments stéphanien (baie des Trépassés ; Quimper) et d'autre part par l'individualisation d'un système de failles conjuguées axées NW-SE et NE-SW (dont le Système Kerforne). À cette époque, ces failles jouent essentiellement en décrochement, respectivement dextre et sénestre, et induisent aussi, localement, la formation de petits bassins à sédimentation clastique terrigène carbonifère (Kergogn, Gouesnac'h, feuille Quimper ; Béchennec et *al.*, 1999)

L'évolution post-paléozoïque

Cette évolution demeure assez mal connue dans le Massif armoricain. Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine, mais aucun témoin de ces transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne. Seuls des filons de dolérite, axés NW-SE et localement (Le Conquet) datés à 205 Ma (Trias supérieur-Lias inférieur ; Bellon et *al.*, 1985), témoignent de cette période d'extension qui pré luderait à l'ouverture de l'Atlantique centrale.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970). Ainsi, de rares altérites continentales résiduelles, associées à des occurrences de fer (minière) qui renferment entre autres de la goéthite et de la limonite, pourraient correspondre à la fin du Mésozoïque ou au début du Cénozoïque. L'Éocène, quant à lui, est surtout marqué par une altération importante du substrat, qui détermine des profils latéritiques. Cependant, localement, les rejeux essentiellement verticaux le long des accidents NW-SE, tels ceux du Système Kerforne, déterminent la naissance

de grabens où se développe une sédimentation essentiellement argilo-sableuse avec de minces niveaux de lignite. De même, sur le plateau continental (Bouysse et Horn, 1972 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988) apparaissent les témoins de transgressions marines qui s'avancent sur les marges sud-armoricaines à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène ; il est d'ailleurs probable que lors des transgressions éocènes, la mer ait réalisé de brèves incursions jusqu'au Sud de Quimper, dans le bassin de Toulven.

Dans la région de Plouay, la période éocène est probablement la période d'altération des roches du socle, sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Cette altération se traduit par le développement d'un épais manteau d'altérites dont il subsiste de rares bases de profils. Les failles hercyniennes de direction armoricaine (NW-SE) sont réactivées par des fonctionnements transtensionnels et la composante normale des mouvements décale verticalement la surface d'altération éocène de 100 m.

La fin des périodes d'altération lessivante est marquée par l'apparition de silicifications supergènes, la silice étant le premier minéral à cristalliser lors de périodes de précipitations. Pour Wyns et Guillocheau (1999), la silicification et le confinement sont, en Europe, caractéristiques d'une subsidence lithosphérique. Ces silicifications, d'âge supposé éocène moyen, ne sont pas observées à Plouay mais sur la feuille voisine Rosporden. Les mouvements tectoniques tardifs sont syn- à post-Éocène ; ils s'effectuent suivant des décrochements NW-SE et NE-SW et semblent isoler ou déplacer quelques placages résiduels d'altérites (dispositif « en touches de piano »).

L'absence de « Sables rouges » pliocènes à l'Ouest de la Laïta, n'implique pas que les plateaux de Cornouaille n'aient pas été atteints par les transgressions marines à la fin du Tertiaire. En effet, de rares témoins de faciès marins sont connus jusqu'à 220 m d'altitude, dans les bassins versants de l'Aven et de l'Isole (Hallégouët, 1972) ; de même, une ancienne ligne de rivage a été reconnue en Bretagne centrale, vers cette même altitude, au Sud du Méné (Guilcher et *al.*, 1975) ; durant cette même période au Sud de cette ligne de rivage ne subsistaient que quelques îles comme la butte de Brecoray et les hauteurs de Cascadec (feuille Rosporden, Béchenec et *al.*, 2001). Cependant, une opposition certaine apparaît entre la Basse Bretagne (à l'Ouest de l'accident NW-SE du Quesnoy) relativement stable et la Haute Bretagne relativement abaissée et affectée par de nombreux petits bassins tectoniques fini-tertiaires où sont conservés les dépôts marins pliocènes.

Avec le début des cycles glaciaires, vers 2,4 Ma, le contexte régional change. À cette époque (début du Prétiglien) apparaît le premier signe de

régression imputable à l'existence de glaciers importants, voire de calottes glaciaires, dans l'hémisphère nord. La région connaît depuis, une alternance de périodes froides associées à des climats périglaciaires et de périodes tempérées interglaciaires. Pendant les périodes froides, la ligne de rivage est plus basse, laissant émerger une partie du plateau continental, alors que sur le continent, le gel provoque la fracturation des roches affleurantes et permet le transit de matériaux sur les versants, par cryoturbation, fauchage et gélifluxion. Ce sont ces périodes froides qui ont provoqué le dépôt des heads. Pendant les périodes tempérées interglaciaires, les niveaux des mers sont proches de l'actuel.

L'Holocène (interglaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré depuis 10 000 ans environ. Si la fin de la dernière glaciation (Tardiglaciaire du Weichsélien) est mal connue, (pas de niveaux riches en pollens permettant une datation et une connaissance de l'environnement), on dispose de nombreuses informations sur la flore et les variations du niveau marin depuis le Boréal, à partir de 8 000 ans BP (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Ters, 1973). La ligne du rivage est ainsi remontée de 80 m au moins, jusqu'à 0 m, niveau actuel ; quelques oscillations intermédiaires montrent que la transgression flandrienne s'est développée en plusieurs phases. De ce fait, les principales vallées des rivières côtières se prolongent en mer, ce réseau de paléovallées ayant été creusé lors de périodes froides, en relation avec les abaissements importants du niveau marin, notamment au Weichsélien.

Néotectonique

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quadernaire n'a été relevé sur la carte Plouay dans la base de données Néopal (base nationale de la néotectonique et paléosismicité, gérée par le BRGM).

Déformations et contraintes régionales actuelles

Les mécanismes au foyer calculés pour l'ensemble du domaine sud-armoricain déterminent principalement des mouvements normaux décrochants (Nicolas et *al.*, 1990 ; Grellet et *al.*, 1993). Un mécanisme normal très faiblement décrochant est positionné sur la faille de la branche sud du cisaillement, à environ 100 km au Sud-Est (Mécanisme n° 58 *in* Grellet et *al.*, 1993). Le jeu normal est associé à une faille d'orientation NW-SE, ce qui traduit la bonne concordance entre la direction des plans nodaux et la direction des failles existantes. Le contexte sismotectonique de la carte Plouay est donc cohérent avec le régime de déformation distensif-décrochant du Massif sud-armoricain. Il est cependant difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la feuille Plouay est scindée en deux par le grand axe routier que constitue la D769. Cette voie qui favorise le désenclavement du centre-Morbihan et du centre-Finistère, relie le port de Lorient et la quatre voies RN165 du Sud-Bretagne au « pays » de Gourin et Carhaix, en passant par Plouay et Le Faouët. Par ailleurs, le réseau secondaire est dense et des travaux récents ont amélioré nettement, les liaisons entre les principales bourgades.

Cette région apparaît essentiellement vouée à l'agriculture : le paysage traduit une forte activité agricole avec des pâturages à bovins dans les zones les plus accidentées, ou bien de vastes champs où prédomine souvent la culture de maïs (Mellac au Sud-Ouest, Lignol au Nord-Est). De ce fait, les industries agro-alimentaires forment l'essentiel du tissu industriel de la région ; des unités de transformation sont ainsi fortement implantées à Plouay, Lignol et dans une moindre mesure au Faouët.

Cependant, les bois, peuplés principalement de résineux mais aussi de chênes et de hêtres, occupent de vastes étendues dans la partie centrale de la feuille Plouay, entre Querrien, Berné, Kernascléden, Arzano, Plouay, où se situe notamment la forêt domaniale de Pontcallec ; sur l'ensemble de la feuille, ces bois occupent aussi les versants des principales rivières : Isole, Ellé, Inam, Aër, Skorff. Cet aspect « nature sauvage » a favorisé le développement d'un « tourisme vert » fréquenté notamment par de nombreux britanniques et qui attire des amateurs de pêche et de randonnées pédestres ou cavalières. Enfin, Il faut aussi souligner l'exceptionnel développement des activités cyclistes, très certainement lié à la renommée mondiale du « Grand prix cycliste de Plouay » et à la création d'un « Parc du vélo » dans cette ville.

Quelques autres activités industrielles sont aussi présentes : ainsi, une importante fabrique de papier, industrie forte consommatrice d'eau, est implantée le long de l'Isole, au Nord de Quimperlé. Par ailleurs, plusieurs carrières jalonnent la bande d'ultramylonites et de quartz de la branche méridionale du CSA ; toutefois, leur activité est désormais très réduite (Arzano), ou définitivement arrêtée comme au Sud de Plouay. La seule grande carrière actuellement en exploitation intensive est située à Guilligomarc'h où sont extraites, pour granulats, les mylonites de la branche septentrionale du CSA.

RISQUES NATURELS

Sismicité

La sismicité historique de la région de Plouay est extraite de la banque de données *SisFrance*, base nationale de la macrosismicité française, gérée par le BRGM. Le seul épïcêtre historique (1916) reconnu sur la feuille, a été localisé à Kerhoël à l'Est d'Arzano, et son intensité MSK épïcentrale était égale à 5 (tabl. 4).

Année	Mois	Jour	X	Y	Intensité
1916	5	20	170.1	2 238	5

Tabl. 4 - Séisme historique de 1916 sur le territoire de la feuille Plouay

Il existe aussi une sismicité instrumentale (1965-1999) recensée dans le fichier national de sismicité du CEA/LDG. Les séismes sont de faible énergie (magnitudes inférieures à 3,4) et leurs foyers sont superficiels (profondeur inférieure ou égale à 6 km, 99 signifiant que la profondeur est indéterminée). On observe que cette sismicité est diffuse et qu'elle ne peut pas être clairement associée à des failles. En revanche, on remarque que les séismes instrumentaux se concentrent dans le centre-sud de la feuille, ce qui pourrait correspondre à un segment plus actif du CSA (tabl. 5).

Année	Mois	Jour	X	Y	Magnitude	Profondeur en km
1965	5	7	161 800	2 340 900	3,4	99
1975	6	2	170 400	2 344 700	3,4	0
1976	8	26	163 300	2 350 700	2,8	25
1982	10	5	170 200	2 342 500	2,8	99
1984	3	1	177 400	2 338 600	3,0	13
1986	8	16	169 700	2 345 900	3,0	2
1988	12	31	172 300	2 340 100	3,1	2
1988	12	31	168 000	2 343 800	2,9	99
1991	3	20	172 600	2 344 500	2,5	3
1991	3	20	171 800	2 343 500	2,5	3
1991	3	21	174 700	2 343 300	2,6	6
1992	3	26	164 000	2 339 600	2,5	99
1993	2	10	172 100	2 337 900	2,5	99
1994	4	10	173 800	2 340 000	2,7	99
1995	10	13	166 000	2 356 200	2,9	7
1999	11	7	167 100	2 341 600	2,2	2

Tabl. 5 - Séismes instrumentaux sur le territoire de la feuille Plouay

Les données de sismicité historique et instrumentale témoignent donc d'une activité néotectonique faible, tant en intensité-magnitude des séismes, qu'en fréquence des secousses.

Inondation

Le risque d'inondation est relativement important dans la partie basse de certaines vallées alluviales où sont parfois implantées des usines ; sur le territoire de la feuille on peut ainsi noter des zones sensibles comme le Nord de Quimperlé dans la vallée de l'isole, la zone de Guernalez au Sud du Faouët dans la vallée de l'Inam, et la zone industrielle de Guerlédan au Sud-Est du Faouët dans la vallée de l'Ellé.

RESSOURCES EN EAU

Aquifères de socle : modèle conceptuel

Le territoire de la feuille de Plouay est essentiellement constitué de terrains magmatiques et métamorphiques anciens, dits de socle.

Dans ce contexte géologique, la présence d'eaux souterraines exploitables est liée à la présence de vides développés par l'altération et/ou la fracturation et le modèle conceptuel des réservoirs correspond à celui d'un aquifère bi-couche (cf. fig. 8) où :

- les altérites (allotérites + isaltérites), dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, constituent l'horizon supérieur. Elles se caractérisent par une forte porosité et une faible perméabilité ; elles jouent un rôle capacitif et alimentent l'horizon sous-jacent par drainance ;
- le substratum rocheux fissuré et fracturé, dont l'épaisseur est généralement comprise entre 40 et 70 m, constitue l'horizon inférieur. Il se caractérise par une perméabilité plus importante que celle des altérites et assure une fonction transmissive.

Ce dernier horizon constitue une cible privilégiée pour la recherche de ressources significatives dans la mesure où un grand pourcentage de la réserve en eau souterraine peut y être stockée. Une étude récente (Wyns, 1999 ; Wyns *et al.*, 2004) a montré que ce taux était de 80 % dans le Finistère Nord.

En domaine de socle, la productivité des aquifères est donc étroitement liée à l'épaisseur des altérites noyées et au degré de fracturation des niveaux sous-jacents ; toutefois, en règle générale, elle n'atteint pas, celle observée au sein des aquifères poreux ou karstiques.

La recherche d'eau qui est rendue aléatoire par le caractère discontinu des propriétés de perméabilité. Elle doit donc être optimisée par l'utilisation de

techniques émanométriques (localisation des anomalies en radon au sein des gaz du sol), couplées à des méthodes géophysiques (sondages électriques et électromagnétiques, VLF), qui permettent d'identifier et de localiser les fractures hydrauliquement actives dans le substratum (Bakalowicz et Lachassagne, 1998). L'utilisation de la résonance magnétique protonique (RMP) permet aussi depuis peu de déterminer les teneurs en eau des différents horizons.

Lorsque ces méthodes sont appliquées, les débits obtenus peuvent atteindre plusieurs centaines de m³ par jour et permettre une utilisation collective.

En terme de qualité, les eaux issues des formations de socle sont généralement peu minéralisées, douces (faibles teneurs en calcium et magnésium) et acides (pH < 7).

Les eaux présentent des teneurs en nitrates qui dépendent de l'activité agricole sus-jacente, mais aussi des conditions d'oxydo-réduction du milieu dans lequel elles sont prélevées. Les teneurs diminuent avec la profondeur avec l'apparition de conditions réductrices (phénomène de dénitrification).

En raison des conditions réductrices, les eaux peuvent aussi présenter des teneurs en fer et/ou manganèse qui nécessitent un traitement avant distribution (Marjolet, 2001).

Aquifères de la feuille Plouay

D'un point de vue hydrogéologique, 4 types de formations peuvent être distinguées sur la feuille Plouay :

- les alluvions (dépôts plurimétriques d'argiles, de sables, de cailloutis et de galets) qui restent limitées aux lits des rivières (Isole, Ellé, Scorff,...) et des ruisseaux ;
- les formations méta-sédimentaires (micaschistes et paragneiss micacés) qui affleurent au Nord de la carte et le long de la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain ;
- les formations granitiques (granites homogènes et mylonitiques) qui constituent l'essentiel de la carte ;
- les formations ultra-mylonitiques (roches d'origines diverses ayant subi de très importantes déformations) qui jalonnent les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain.

Les altérites qui se présentent sous forme de silts argileux en domaine méta-sédimentaire et sous forme d'arène plus ou moins argileuse en domaine granitique, recouvrent toute la superficie de la carte ; cependant,

les secteurs où leur épaisseur est supérieure à 2 m restent limités (à l'Ouest de Tréméven, au Nord et à l'Ouest du Faouët, et autour de Lignol).

Les altérites qui ont été identifiées le long des failles N030 et N160 dans le Nord-Ouest de la carte (secteur de Pénéoc'h) se caractérisent aussi par une faible extension (couloirs de quelques dizaines de mètres de large).

Du fait de l'érosion qui a décapé la couche d'altération et à l'exception des nappes d'accompagnement des cours d'eau, les aquifères du secteur étudié correspondent donc à des réservoirs fissurés ; de plus ces derniers sont potentiellement compartimentés par le développement d'argiles au sein des fissures et des fractures.

La compartimentation est une des caractéristiques des aquifères armoricains. Elle conditionne, bien plus que la lithologie, la productivité des ouvrages et implique des pompages d'essai de très longue durée (1 à 3 mois) pour définir la géométrie des réservoirs et mettre en évidence les limites (Marjolet, 2001).

En l'absence d'une puissante couverture altéritique qui pourrait jouer le rôle de réservoir capacitif et d'écran protecteur, les aquifères de la feuille de Plouay pourront donc être considérés comme vulnérables et *a priori*, peu à moyennement productifs.

Dans ces conditions, les zones de broyage associées aux failles conjuguées décrochantes situées dans la partie nord-ouest de la feuille et aux branches du Cisaillement Sud-Armoricain, représenteront les secteurs de socle potentiellement les plus favorables pour la recherche d'eau. Au niveau de ces accidents, les fortes perméabilités liées à la fracturation et au broyage peuvent en effet offrir des conditions favorables pour la circulation de quantités d'eaux importantes.

Les aquifères de la feuille de Plouay sont alimentés par les pluies efficaces dont le cumul, disponible pour les écoulements superficiels et la recharge souterraine, atteint, en moyenne, 400 mm/an sur cette zone.

Les réservoirs qu'ils représentent contribuent au débit des rivières et des ruisseaux dans des proportions qui ont été évaluées à 48 % sur le bassin versant du Scorff et à 54 % sur le bassin versant de la Laïta (Mougin et *al.*, 2002).

À l'heure actuelle, sur le territoire de la feuille, 172 ouvrages, renseignés en terme de profondeur et de débit instantané, sont recensés dans la Banque de données du sous-sol (BSS) gérée par le BRGM. Leurs profondeurs varient de 18 à 110 m et leurs débits de 0 à 64 m³/h, mais 71 % des

ouvrages présentent un débit inférieur ou égal à 5 m³/h, et 90 % des ouvrages, un débit inférieur ou égal à 10 m³/h.

Les eaux souterraines sont utilisées pour l'alimentation en eau potable des villes comme Plouay, Meslan ou le Faouët, mais elles ne représentent que 10 à 20 % des volumes distribués.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Granulats – Moellons

Entre Arzano et le Sud de Plouay, la bande méridionale du CSA, notamment pour le quartz qui y est associé, est l'unité géologique qui a concentré le plus grand nombre de carrières. Actuellement, seule une de ces carrières, à l'Est immédiat d'Arzano, a encore une activité modérée et exploite le quartz en tant que granulats. Les mylonites et ultramylonites (avec pour protolithe le Granite de Cascadec) de la branche septentrionale du CSA, sont toujours intensément exploitées pour granulats, et la plus grande carrière de la feuille se tient à Guilligomarc'h. Ce Granite de Cascadec est aussi exploité pour dalles, blocs et moellons, dans une petite carrière à Kemandu au Nord-Est de Plouay et au Péros au Sud de Berné. Sinon, toutes les carrières sont abandonnées, tant dans les différents granites (Granite d'Iguiniel à Locunel et à Pont du Grano, Granite de Langonnet au Nord du Faouët, Granite d'Ergué au Sud de Lanvaudan), que dans les quartzites briovériens de la région de Priziac.

Argiles

Des argiles kaoliniques gris-blanc sont observées notamment sur la « bulle » du Granite de Querrien où elles apparaissent riches en muscovite et constituent des isaltérites associées à ce granite. Mais la principale occurrence de ce type d'argile est située au lieu-dit « les Kaolins » au Sud-Ouest du Faouët où elle a été intensément exploitée. Associées au Granite de Cascadec, ces argiles sont très probablement liées à des circulations hydrothermales (présence de filons et filonnets de quartz) et ont été préservées de l'érosion dans une zone affaissée.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Uranium

Les minéralisations uranifères sont remarquables dans ce secteur. Des recherches artisanales réalisées dans les années 50, ont en effet, mis en évidence de nombreux indices uranifères dont une quinzaine ont été

exploités en galeries entre 1960 et 1980. Ainsi, sur la carte Plouay, les principaux gîtes uranifères sont ceux de Vouadec (1964-1963) et du Bonot (1960-1971), respectivement à l'Est et au Sud-Est de Berné, ceux de Kerlec'h, et de Hinger (1965-1968) au Sud de Lignol, celui du Moulin de Brodimont (1961-1965) au Nord d'Inguiniel, ceux de Kervrec'h (1967-1977) et de Rozglaz (1966-1975) respectivement à l'Ouest et au Sud de Meslan, celui de Kerhuennec (1977-1978) à l'Est de Guilligomarc'h. Une occurrence a aussi été reconnue en galerie, à Keralès au Sud de Berné, et d'autres indices uranifères ont été mis en évidence, notamment dans le secteur de la Villeneuve Saint-Lalu à l'Ouest d'Inguiniel (Pierrot et *al.*, 1980 ; Marcoux, 1980).

La majeure partie de ces minéralisations est associée au Granite de Cascadec, et seul l'indice de Villeneuve est lié à celui d'Inguiniel. Très généralement, ces minéralisations sont liées à des fractures NNW-SSE, soulignées par des filons de quartz peu puissant (puissance souvent inférieure à 1 m, 1 à 2 m à Bonnot). Cependant le gîte de Keralès paraît associé à une épisyénite, et celui de Kerhuennec aux faciès mylonitiques de la bordure sud du Granite de Cascadec.

Hors de la zone d'altération superficielle, la pechblende domine, alors que dans la zone supergène apparaissent des gummites, de l'autunite, de la tobernite. Très généralement ces minéralisations uranifères sont associées à une paragenèse accessoire de type BGP(C), avec notamment de la galène dont on observe souvent en surface, seulement les boxworks sur les échantillons de quartz filonien.

Plomb, zinc, cuivre, fer, étain

La majorité des filons de quartz à minéralisation uranifère, montre aussi une paragenèse à goethite, limonite, pyrite, chalcopyrite et dans une moindre mesure, galène et parfois blende. Enfin quelques indices à cassitérite ont été notés par le BRGM, en prospection alluvionnaire, notamment dans la région de Kervrec'h à l'Ouest de Meslan.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Deux itinéraires géologiques sont proposés (annexe 2) :

Itinéraire A

À Quimperlé prendre la D790 en direction du Faouët et peu après le croisement de la route de Tréméven, prendre à droite la direction Loc-Yvi et la suivre jusqu'à Kerfourcher. À cet endroit débute un chemin de randonnée qui mène sur la rive nord de l'Ellé.

• **Affleurement A1** (Nord-Est de Quimperlé) : **Granite de Pluguffan**. Le Granite de Pluguffan affleure très largement tout au long de la seconde moitié du chemin ; relativement leucocrate, il a un grain moyen et est assez riche en biotite et muscovite. Sa paragenèse est composée de quartz (38 %), de microcline (32 %), d'albite-oligoclase (22 %), de muscovite (5 %), de biotite (3 %) et accessoirement de zircon et d'apatite. Du fait de la proximité d'une bande de mylonitisation annexe de la branche méridionale du CSA, il présente ici un faciès mylonitique avec association de structures C/S/L compatible avec un cisaillement dextre. Localement, ce granite emballe de rares petites enclaves d'orthogneiss œillé, presque entièrement assimilées.

Reprendre la D790 et, à Kergroes, prendre sur la droite la route de Lokunolé, jusqu'à Bodalec.

• **Affleurement A2** (Sud de Lokunolé) : **Micaschistes de la Formation d'Elliant, Métadiorite quartzique de Lokunolé**. En bordure ouest de la route, au Nord du virage de Bodalec, affleurent d'une part des micaschistes très altérés (Formation d'Elliant) et d'autre part des blocs décimétriques et pluridécimétriques de la métadiorite quartzique de Lokunolé. Cette dernière apparaît aussi dans les champs, sous forme de boules métriques qui jalonnent ainsi une étroite bande d'extension plurikilométrique. La métadiorite se présente comme une roche massive, gris-vert à bleu-vert sombre, à grain fin-moyen plus ou moins orienté et piquetée de points blancs millimétriques de feldspath. Sa paragenèse comprend du plagioclase andésine (57 %), de la hornblende verte (30 %), du quartz (4 %), de la biotite (4 %), des opaques (4 %), de la pistachite (1 %) et accessoirement du zircon.

Poursuivre l'itinéraire jusqu'au bourg de Lokunolé et prendre la première route à droite en direction des « Roches du Diable ».

• **Affleurement A3** (Nord-Est de Lokunolé) : *Métagranite de Saint-Thurien*. À l'Ouest du Pont-Neuf qui franchit l'Ellé, sur le bord sud de la route, affleure le Métagranite de Saint-Thurien ; il présente ici un aspect d'orthogneiss œillé, à grain moyen grossier, avec des yeux feldspathiques centimétriques ; cette déformation mylonitique intense, liée à la proximité de la branche septentrionale du CSA, se traduit par des structures C/S/L compatibles avec un cisaillement dextre et donne un débit en dalles à la roche. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (30 %), du plagioclase (24 %), de la muscovite (5 %), de la biotite (3 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Franchir le Pont-Neuf et prendre la première à gauche.

• **Affleurement A4** (Nord-Est de Lokunolé, « Les Roches du Diable ») : *Micaschistes et gneiss fins de la Formation d'Elliant, Granite de Cascadec*. Tout au long de la route qui mène aux « Roches du Diable », affleure une série associant des paragneiss fins, à biotite et muscovite et des micaschistes gris-beige, à débit en plaquettes ou en feuilletés (Formation d'Elliant) ; vers le Nord ils sont en contact tectonique avec le Granite de Cascadec. Ce dernier présente un grain moyen grossier, est assez riche en biotite et en muscovite et est caractérisé par des grains de quartz globuleux plurimillimétriques, emballés dans une matrice feldspathique où de nombreux cristaux sont subautomorphes. Ici, du fait de la proximité de la branche septentrionale du CSA, ce granite est de plus affecté par une déformation mylonitique intense qui se traduit par des structures C/S/L. Enfin, au lieu-dit « Les Roches du Diable » en bordure de l'Ellé, ce granite présente la particularité d'apparaître en un chaos de blocs subarrondis plurimétriques à décimétriques.

Revenir sur ses pas jusqu'à la jonction du Pont-Neuf et poursuivre vers l'Est en direction de Saint-Eloi ; franchir la D222 en direction de Guilligomarc'h et s'arrêter au lieu-dit Ty Glaz, environ 300 m à l'Est de la D222.

• **Affleurement A5** (Ouest de Guilligomarc'h) : *Ultramytonites de la branche septentrionale du CSA*. À Ty-Glaz, dans le talus bordant le Nord de la route, affleurent, sur 200 m environ, des ultramytonites feuilletées ; elles se présentent comme une roche blanche à grain fin, à débit en plaquettes, sur lesquelles on note une linéation d'étirement très fine et peu pentée. D'après les « reliques » de minéraux observés en lame mince, cette ultramytonite a un granite pour protolithe, probablement le Granite de Cascadec.

Revenir sur ses pas jusqu'à la D222 et la suivre en direction du Sud jusqu'à l'entrée orientale d'Arzano ; prendre la première route à droite en direction de Kerhoël.

• **Affleurement A6** (Est d'Arzano) : *Filon de quartz associé à la branche principale méridionale du CSA*. Dans l'ancienne carrière de Kerhoël a été exploité un filon de quartz laiteux, massif ou cataclasé ; ce filon de quartz, de puissance variable, décamétrique à pluridécamétrique, suit la branche principale du CSA depuis le Nord de Quimperlé, jusqu'au Sud-Est de Plouay.

Revenir à Arzano et suivre la D22 en direction de Plouay.

• **Affleurement A7** (Ouest de Plouay) : *Granite d'Ergué*. Suite à des travaux routiers récents au niveau du nouveau croisement de la D22 et de la D769, des affleurements du Granite d'Ergué ont été dégagés ; il se présente comme une roche à grain fin-moyen, hétérométrique, qui ici, comporte de nombreuses enclaves de micaschistes. Sa paragenèse comprend du quartz (41 %), du feldspath potassique (31 %), du plagioclase (24 %), de la biotite et de la muscovite en proportions variables (1- 5 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Entrer dans le bourg de Plouay et prendre la D2 en direction de Pontivy jusqu'à sa jonction avec la D18 en direction d'Inguiniel.

• **Affleurement A8** (Nord-Est de Plouay) : *Métagranite de Saint-Thurien*. Le Métagranite de Saint-Thurien affleure très largement sur le bord est de la D2, au niveau de sa jonction avec la D18 ; d'aspect leucocrate, il a un grain fin-moyen et sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (32 %), du plagioclase (22 %), de la muscovite (6 %) de la biotite (1 %) et accessoirement de l'apatite, de la tourmaline et du zircon. Sur son flanc nord, le métagranite est fortement orienté, avec une nette domination des plans « C » subverticaux, associés à une linéation d'étirement souvent subhorizontale ; cette évolution structurale s'accroît vers le Nord au contact de micaschistes de la Formation d'Elliant, le métagranite passant alors à une roche d'aspect leptynitique, ultramylonitique, visible sur le côté ouest de la D18.

Suivre la D2 jusqu'au hameau de Botscav-Le Guern.

• **Affleurement A9** (Sud-Est d'Inguiniel) : *Granite d'Inguiniel*. Ce granite affleure largement de part et d'autre de la D2, au niveau du hameau de Botscav-Le Guern ; il se présente comme une roche leucocrate à grain moyen-fin, assez homogène, riche en biotite et muscovite, avec quelques porphyroblastes subautomorphes plurimillimétriques de feldspath dans une matrice quartzofeldspathique xénomorphe. Sa paragenèse se compose de quartz (38 %), de microcline (29 %), de plagioclase (27 %), de muscovite (4 %), de biotite (3 %), et accessoirement d'apatite et de zircon.

Revenir à Plouay et prendre la D769 en direction du Faouët.

• **Affleurement A10** (Kerlo, bordure de la D769) : **Granite de Cascadec**. Le Granite de Cascadec affleure largement près de Kerlo, des deux côtés de la D769 ; il se présente comme une roche homogène assez leucocrate, à grain moyen grossier, avec une matrice blanche essentiellement feldspathique comportant des cristaux plurimillimétriques à centimétriques subautomorphes, qui emballent des îlots globuleux, translucides, plurimillimétriques de quartz et des paillettes assez nombreuses de biotite et de muscovite. Sa paragenèse est composée de quartz (38 %), de feldspath potassique (28 %), de plagioclase (27 %), de muscovite (3 %), de biotite (3 %) et accessoirement de zircon et d'apatite. À cet endroit ce granite est peu ou pas orienté.

Poursuivre l'itinéraire en suivant la D769 jusqu'à la sortie de Le Clandy.

• **Affleurement A11** (Le Clandy, bordure D769) : **Granite d'Yzaouen**. Ce granite forme une « bulle » d'extention plurikilométrique encaissée au sein du Granite de Cascadec, auquel il passe insensiblement ; il affleure largement en bordure de la D769, près de Le Clandy. Il se présente comme une roche leucocrate, à grain moyen-fin, à texture « en semoule », avec quelques plages plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Sa paragenèse est constituée de quartz (36 %), microcline (24 %), plagioclase (34 %), muscovite (4 %), biotite (2 %) et accessoirement de zircon et d'apatite.

Itinéraire B

À partir du Faouët, prendre la D782 en direction de Scaër et à la sortie du hameau de Kerly prendre la première route à droite en direction de Lanvenegen pour accéder à la rive orientale de l'Inam.

• **Affleurement B1** (Sud-Ouest du Faouët) : **Granite Saint-Fiacre**. Ce granite forme un massif de taille réduite, intrusif dans les micaschistes du Briovérien et il affleure en microfalaise sur la rive orientale de l'Inam ; il se présente comme une roche massive à grain fin, gris sombre du fait de sa richesse en petites paillettes de biotite. Sa paragenèse est composée de quartz (37 %), de feldspath potassique (35 %), de plagioclase (18 %), de biotite (7 %), de muscovite (3 %) et accessoirement d'apatite.

Reprendre la D782 en direction de Scaër jusqu'à Leurier Croajou ; ensuite prendre à droite la route en direction de Pont Briant.

• **Affleurement B2** (Pont Briant, Nord-Ouest du Faouët) : **Micaschistes du Briovérien**. Les micaschistes affleurent largement en bordure de route à l'Ouest de Pont Briant. Ils se présentent comme une roche gris bleuté

à gris argenté, à grain fin, montrant cependant des porphyroblastes centimétriques, gris sombre, d'andalousite et des blastes plurimillimétriques de biotite ; la schistosité principale (S1) est déformée par des plis centimétriques en chevrons auxquels est associé un strain-slip (clivage par pli-fracture). La paragenèse des micaschistes comprend du quartz (45 %), de la biotite (20 à 30 %), de la muscovite (3 %) de l'andalousite (20 à 30 %) et de la chlorite (2 %).

À Pont Briant prendre la direction du Faouët et à Keranval ; prendre la route sur la droite jusqu'à la Métairie Neuve.

• **Affleurement B3** (Métairie Neuve, Nord-Ouest du Faouët) : **Granite aplitique à apatite**. La colline boisée située au Nord-Est immédiat de la ferme de la Métairie Neuve est constituée par une intrusion subcirculaire, plurihectométrique, de granite aplitique blanc ; ce dernier est caractérisé par la présence de quartz translucide en globules plurimillimétriques, individualisés au sein d'une matrice fine quartzofeldspathique. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (24 %), du plagioclase (30 %), de la muscovite (7 %) et de fréquents cristaux d'apatite.

Reprendre la direction du Faouët jusqu'à la station de pompage de Lindorum.

• **Affleurement B4** (Kervidonnec - Lindorum) : **Micaschistes briovériens cornéifiés**. Les micaschistes briovériens affleurent en discontinu, en bordure nord de la route entre Kervidonnec et Lindorum ; localement, leur contact avec le Granite de Langonnet est visible et à ce contact les micaschistes sont cornéifiés ; ils deviennent alors plus massifs et présentent un aspect plus gneissique. Leur paragenèse est composée de quartz (53 %), de muscovite (35 %), de biotite (10 %), d'andalousite (1 %), de staurotide (1%), d'opacques (1 %), de chlorite et de tourmaline.

Poursuivre en direction du Faouët jusqu'au hameau de Kerraufredic ; prendre ensuite, sur la droite, la D790 puis à nouveau à droite, la route de la Chapelle de Sainte-Barbe.

• **Affleurement B5** (Kerroc'h Sainte-Barbe, Le Faouët Nord) : **Granite de Langonnet**. Ce granite affleure en plusieurs points en bordure de la route allant de Kerroc'h à la chapelle Sainte-Barbe ; il se présente comme une roche leucocrate, à grain moyen ou grossier, avec des flots plurimillimétriques de quartz globuleux translucide dans une matrice blanche essentiellement feldspathique. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (25 %), du plagioclase (32 %), de la muscovite (5 %), parfois de la biotite et accessoirement du zircon et de l'apatite. Ce granite a été daté près de Kerroc'h, à $327,2 \text{ Ma} \pm 5$.

Reprendre la D790 vers le Nord jusqu'à Restalgon pour rejoindre la D769 ; suivre cette dernière vers le Sud en direction de Lorient ; au niveau de la zone industrielle du Grand Pont, au Sud du Faouet, prendre, sur la gauche, la D132 en direction de Priziac.

• **Affleurement B6** (D132 Botquenven - Restélégan) : **Micaschistes du Briovérien**. Les micaschistes du Briovérien affleurent tout au long du nouveau tracé de la D132 ; généralement de teinte beige argenté, ils ont un grain fin ou assez grossier ; ils présentent parfois un litage avec alternance de lits plurimillimétriques riches en ocelles d'albite et de lits centimétriques essentiellement micacés ; de plus, localement, ils sont recoupés par des dykes ou des sills de granitoïde. Leur paragenèse comprend du quartz (40 %), de la biotite (22 %), de la muscovite (20 %), fréquemment de l'andalousite (1-10 %), de la staurotide et accessoirement de la tourmaline, du zircon et des opaques.

Suivre la D132, en direction de Priziac, jusqu'à Poulloren ; prendre la première route à gauche et la suivre jusqu'à l'embranchement du chemin de Quilvien-d'en-Bas ; prendre ce dernier et le suivre jusqu'à son extrémité où il aboutit à une petite carrière exploitée épisodiquement.

• **Affleurement B7** (Carrière de Quilvien-d'en-Bas) : **Quartzite et micaschistes du Briovérien**. En suivant la D132 on note, d'après les affleurements en base de talus et dans les fossés, qu'environ 1 km à l'Ouest de Poulloren, des métaquartzites blanches succèdent aux micaschistes du Briovérien (contact non visible entre les deux séries). La carrière de Quilvien-d'en-Bas illustre la continuité entre les deux séries : association d'une dominante de quartzites blanches, en bancs de 5 à 60 cm de puissance, regroupés en faisceaux et d'interbancs décimétriques de micaschistes plus ou moins quartzeux ; ces derniers comportent parfois des baguettes centimétriques d'andalousite. La paragenèse des métaquartzites comprend essentiellement du quartz (96 %), de la muscovite (1 %), des opaques (2 %), du zircon (1 %) et éventuellement de la biotite. Les micaschistes quartzeux sont constitués de quartz (60 %), de muscovite (20 %), de biotite (15 %), d'andalousite et de staurotide en porphyroblastes. La paragenèse des micaschistes comprend du quartz (34 %), de la muscovite (38 %), de la biotite (20 %), de l'andalousite (4 %), de la staurotide (1 %) et des opaques (4 %).

Revenir à Poulloren et prendre successivement la D132, la D109 et la D131, jusqu'à Lesqueller à l'Est de Saint-Caradec-Trégomel.

• **Affleurement B8** (Lesqueller, bord de la D131) : **Granite du Croisty**. Il affleure à l'embranchement du chemin de la ferme Lesqueller et à 200 m plus à l'Est, le long de la D131 ; il se présente comme une roche gris assez clair, à grain moyen grossier, riche en paillettes de biotite et de muscovite

et est caractérisé par la présence de porphyroblastes automorphes centimétriques et pluricentimétriques de feldspath. Sa paragenèse comprend du quartz (40 %), du microcline (26 %) souvent en grands porphyroblastes, du plagioclase (26 %), de la muscovite (4 %), de la biotite (3 %), de l'apatite (1 %) et accessoirement du zircon.

Revenir sur Saint-Caradec-Trégomel et prendre sur la gauche la D110 puis, sur la droite, la D782 jusqu'à l'embranchement de la route de Kerhoat.

• **Affleurement B9** (embranchement de la D782 et de la route de Kerhoat) : **Granite de Kerhoat**. Ce granite leucocrate, à grain fin-moyen assez hétérométrique, a une texture en « grain de semoule » et est riche en petites paillettes de biotite et de muscovite ; il comporte de plus, de fréquentes enclaves de tailles très variables (décimétriques à décimétriques) de micaschistes, plus ou moins assimilées, illustrant son caractère de granite d'anatexie. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du microcline (26 %), du plagioclase (27 %), de la muscovite (4 %), de la biotite (4 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements : meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n° 53, p. 197-214.
- AUDREN C. (1990) – Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* n° 70, p. 17-34.
- AUDREN C. (1987) – Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'État. Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, Rennes, n° 31, 365 p.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) – Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glenan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- BAKALOWICZ M., LACHASSAGNE P. (1998) – De nouvelles révolutions techniques pour la mise en valeur des aquifères discontinus : aquifères de socle et aquifères karstiques. Conférence internationale « Eau et Développement Durable », Paris, mars 1998.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) – Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), vol. 305, p. 127-131.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) – Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In Pre-Mesozoic geology in France and Related Areas. KEPPIE J.D. (ed.). Springer-Verlag, p. 183-194.

- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J. et al. (1975) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Barrière et al. (1975), 25 p.
- BARROIS C. (1883) – Carte géol. France (1/80 000), feuille de Châteaulin (73), 1^{ère} éd., Service des Mines, Paris, réimpression 1949, notice 6 p.
- BARROIS C. (1885) – Carte géol. France (1/80 000), feuille de Lorient (88), 1^{ère} éd., Service des Mines, Paris, Réimpression 1941, notice 6 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de C. GUERROT, A. COCHERIE, A. CARN (2001) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rosporden (347), 121 p. Orléans : BRGM. Carte géol. France par F. Béchenneec et B. Hallégouët (2001).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de C. GUERROT, A. COCHERIE, A. CARN. (1999) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM, 120 p. Carte géol. France par F. Béchenneec et B. Hallégouët (1999).
- BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de CARN A., DELANOË Y., GIOT P.-R., HALLÉGOUËT B., LE MEUR S., MONNIER J.-L., MORZADEC H. (1996) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382). Orléans : BRGM, 129 p. Carte géol. France par F. Béchenneec, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebret, B. Hallégouët, S. Le Meur (1997).
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) – Âge du magmatisme fissural tardi-Hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, vol. 301, n° 5, p. 297-302.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) – Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n° 74, p. 235-250.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. et al. (1976) – Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOS P., CLEMENT J.-P., CASTAING C., CASSARD D., MARTIN P. (1997) – Carte géol. France (1/50 000) feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Bos, J.-P. Clément, C. Castaing, J. Chantraine, F. Lemeille et coll. (1997), 132 p.
- BOUYSSÉ P., HORN R. (1971) – Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, t. 23, n° 6, p. 495-517.
- CALVEZ J.-Y. (1976) – Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 74 p.

- CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976) – Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature*, vol. 262, n° 5566, p. 276-277.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2004) – Notice explicative de la carte géologique à 1/250 000 du Massif armoricain. Carte géol. France (1/250 000). Orléans, BRGM (*in press*).
- CHAURIS L., COGNÉ J., KERRIEN Y. (1970) – Carte géol. France (1/320 000), feuille Brest-Lorient (11-16). Orléans, BRGM.
- COCHERIE A. (2001) – Datations à la SHRIMP II dans le cadre du projet carte 1/50 000 des zircons magmatiques de l'Orthogneiss du Loc'h et du Granite d'Odet. Rapport interne BRGM AC/02.01, 8 p.
- COGNÉ J. (1960) – Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse Doct. d'État, Strasbourg, *Mém. Serv. Carte géol.*, France, 382 p.
- COGNÉ J. (1977) – La Chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In *Écologie et Géologie de l'Himalaya*. Coll. int. CNRS, n° 268, Paris 1976, p. 111-119.
- CONRAD W.K., NICHOLLS I.A., WALL V.J. (1988) – Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb : Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, vol. 29, p. 768-803.
- DABARD M.-P., PEUCAT J.-J. (1998) – Les métasédiments de la série du Pouldu ; étude géochimique et isotopique. Rapport Géosciences Rennes/BRGM, non publié, 29 p.
- DARBOUX J.-R. (1973) – Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes, 170 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1982) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, vol. 73, n° 3, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, n° 111, p. 493-510.
- DELANOË Y. (1988) – Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, n° 1, p. 79-90.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1975) – La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, vol. 281, p. 1947-1950.

- DELANOË Y., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1976) – En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Éocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, vol. 282, p. 29-32.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) – Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n° 24, p. 219-238.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Univ. Rennes. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, Rennes, n° 12, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, Rennes, n° 14, 319 p.
- EUZEN T. (1993) – Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy - Rostrenen (Massif armoricain, France). *Mém. Géosci.*, Rennes, n° 51, 294 p.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977) – Origine des reliefs, altération et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Mémoire n° 35 de l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, 461 p.
- GAPAIS D. (1989) – Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mém. Doc. CAESS*, n° 28, 366 p.
- GEORGET Y. (1986) – Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie. *Mém. Doc. CAESS*, Rennes, n° 9, 250 p.
- GODARD G. (1988) – Petrology of some eclogites in the Hercynides : the eclogites from the Southern Armorican massif, France. In Smith D.C. (ed.). *Eclogites and eclogite-facies rocks*. Elsevier, Amsterdam, p. 451-519.
- GREEN T.H. (1976) – Experimental generation of cordierite – or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, n° 4, p. 85-88.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) – Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. N.S., Soc. géol. Fr.*, Paris, n° 164, 2 vol., 75 p.
- GUERROT C. (1997) – Résultats de datation par évaporation sur monozircon. Feuille de Quimper, Granite de Pluguffan (FB 2874), Orthogneiss de Saint-Joseph (FB 2484), Métagabbro-diorite de Gourvily (FB 3930), Orthogneiss migmatitique de Ty Lipig (FB 3257). BRGM Orléans. Rapport SMN/PEA/ISO, n° 152/97, 10 p.

- GUERROT C., BECHENNEC F., THIEBLEMONT D. (1997) – Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, IIa, vol. 324, n° 12, p. 977-984.
- GUILCHER A., HALLÉGOUËT B., MENEZ S. (1975) – Les formations superficielles du Méné (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, vol. 281, n° 4, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1983) – La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire, relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, vol. 14, n° 2, p. 45-62.
- HALLÉGOUËT B. (1972) – Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). *Rev. archéol. Ouest*, Rennes, suppl. 2, p. 45-51.
- HORRENBERGER J.-C., MORZADec M.-T., COGNÉ J. (1972) – Carte géol. France (1/50 000) feuille Lorient (383). Orléans : BRGM. Notice explicative par Horrenberger J.-C., Morzadec M.-T., Cogné J. (1973), 19 p.
- JÉGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) – Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alkalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), vol. 2, n° 5, p. 839-848.
- JONES K.A. (1991) – Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *J. Geol. Soc.* London, vol. 148, part 1, p. 55-64.
- KLEIN C. (1973) – Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse de Doct. d'État, Univ. de Bretagne occidentale, Brest, 882 p.
- LA ROCHE (DE) H. (1964) – Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, Nancy, t. IX, p. 293-337.
- LA ROCHE (DE) H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre*, Nancy, t. XXIV, 1, p. 5-121.
- LASNIER B. (1970) – Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Nantes, 295 p.
- LE GALL B., GARREAU J., BILLA M., BOS P., LE GOFFIC M., PARADIS S. (1992) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans, BRGM, 8 p. Carte géologique par B. Le Gall et J. Garreau (1988).

- LULZAC Y. (1966) – Note sur la présence de disthène et de sillimanite dans la région de Coray-Le Fauouët. Rapport interne BRGM.
- MARCHAND J. (1981) – Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, vol. 293, n° 3, p. 223-228.
- MARCOUX É. (1980) – Le district de Pontivy : sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain (France). Thèse doct. 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 251p.
- MARJOLET G. (2001) – Les eaux souterraines et leur protection en Bretagne. Extrait des actes du Colloque de Saint-Brieuc « Périmètres de protection des captages : les conditions de la réussite », 24-26 octobre 2001.
- MITTFELDELT D.W., MILLER C.F. (1983) – Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California : Implications for « anomalous » trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n° 47, p. 109-124.
- MIYASHIRO A. (1975) – Volcanic rocks series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet*, Oxford, t. 25, n° 4, p. 956-983.
- MONTEL J.-M. (1986) – Experimental determination of the solubility of Ce-monzonite in $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ melts at 800°C, 2 kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geology*, n° 14, p. 659-662.
- MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1974) – Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- MOUGIN B., CARN A., THOMAS E., JÉGOU J.-P. (2002) – SILURES Bretagne. État d'avancement de l'année 1 – Rapport BRGM/RP-51481-FR, 148 p.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.-Y. (1990) – Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, vol. 179, n° 1-2, p. 27-53.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) – Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.*, n° 52, p. 203-216.
- PATIÑO DOUCE A.E., BEARD J.S. (1995) – Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz-amphibolite from 3 to 15 kbar. *J. Petrol.*, vol. 36, n° 3, p. 707-738.
- PEUCAT J.-J. (1983) – Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 28, 158 p.
- PEUCAT J.-J. (1986) – Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 164, p. 229-238.

- PEUCAT J.-J., LE METOUR J., AUDREN C. (1978) – Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, vol. 20, n° 2, p. 163-167.
- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) – Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France) : an old oceanic crust in the West European Hercynides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 60, n° 1, p. 70-78.
- PEUCAT J.-J., PARIS F., CHALET M. (1986) – U-Pb dating volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, Amsterdam, n° 59, p. 133-142.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1973) – Inventaire minéralogique de la France : Morbihan. N° 9, Édité du BRGM, Orléans, 315 p.
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JÉGOUZOT P., MORZADÉC-KERFOURN M.-T., SAINT REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345). BRGM : Orléans. Notice explicative par J. Plaine et al., (1981), 48 p.
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. et al. (1999) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310). BRGM : Orléans. Carte géologique par Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R. et al. (1999).
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD É. (2000) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (n° 537), 117 p. BRGM : Orléans. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Guerrot C., Courtois N., Bernard E. (2000).
- ROLIN P., AUDRU J.-C., PONCET D., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., FARJANEL G., FAUCONNIER D., LEMORDANT Y., SOYER C. (*in press*) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Bressuire (n° 538). BRGM : Orléans. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C. (*in press*)
- RYERSON F.J., WATSON E.B. (1987) – Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, vol. 86, n° 2, p. 225-239.
- SCHULZ B., AUDREN C., TRIBOULET C., THIÉBLEMONT D., MOISAN J. (1996) – Prograde P-T path of garnet-orthoamphibolite-gneiss from the Rhuys peninsula (Southern Brittany, France) : evidence for a pre-carboniferous collisional stage in the Variscan orogeny. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II a, vol. 322, p. 943-950.
- STUSSI J.-M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, n° 84, p. 1363-1381.

- TERS M. (1973) – Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. *In* Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents. IX^e Intern. Congr. INQUA, Christchurch (New-Zeland), Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- THIÉBLEMONT D. (1999) – Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *Sci. Terre Planet.*, vol. 329, n° 4, p. 243-250.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) – Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci.* Paris, II, vol. 319, n° 1, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., BÉCHENNEC F., CABANIS B., CHANTRAINE J. (1989) – Lithostratigraphie et géochimie des formations paléomagmatiques dans le secteur de Moëlan - Concarneau (Bretagne méridionale). Nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du domaine Sud-Armoricain au cours du Paléozoïque. *Geodinamica Acta*, Paris, vol. 3, n° 2, p. 1-16.
- TRIBOULET C. (1983) – Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. Mineral.*, Paris, n° 103, p. 92-100.
- VELDE B. (1972) – The origin of some granulites facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. Bretagne*, (c), n° 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (1973) – Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), vol. 15, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) – L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 21, 162 p.
- WATSON E.B., CAPOBIANCO C.J. (1981) – Phosphorus and the rare earth elements in the felsic magmas : an assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. acta*, vol. 45, n° 12, p. 2349-2358.
- WATSON E.B., HARRISON T.M. (1983) – Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n° 64, p. 295-304.
- WINKLER H.G.F. (1979). – Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^e éd. Springer Verlag. New-York – Heidelberg – Berlin, 349 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). BRGM : Orléans. Notice explicative par Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A., Bresson G., Hiron R. (1988), 76 p.

- WYNS R. (1998) – Utilisation des paléosurfaces d'érosion continentale comme marqueurs de la déformation verticale. *Géochronique*, n° 65, p. 13-16.
- WYNS R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM, n° R40519, 23 p.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D – Résultats et perspectives. Document BRGM, Orléans, n° 293, p. 103-108.
- WYNS R., BALTASSAT J.M., LACHASSAGNE P., LEGTCHENKO A., VAIRON J. (2004) – Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 175, n° 1, p. 21-34.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique régional « Pays de la Loire », 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes, cedex 03.

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au service géologique régional (SGR Bretagne Rennes), soit au BRGM à la Maison de la géologie (77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris), soit en ligne (service payant) sur le site dédié du BRGM ou <http://infoterre.brgm.fr>

AUTEURS

Coordination : F. BÉCHENNEC (BRGM).

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- *introduction* : F. BÉCHENNEC ;
- *description des terrains* : F. BÉCHENNEC pour les unités du substratum, avec les contributions de D. THIÉBLEMONT (BRGM), A. COCHERIE (BRGM), respectivement pour la géochimie et la géochronologie ; J.-C. AUDRU (BRGM), pour les formations superficielles ;
- *conditions de formation des entités géologiques* : F. BÉCHENNEC et D. THIÉBLEMONT ;
- *évolution tectono-métamorphique* : F. BÉCHENNEC ;
- *synthèse géologique régionale* : F. BÉCHENNEC ;
- *géodynamique récente* : F. BÉCHENNEC et J.-C. AUDRU ;
- *géologie de l'environnement* : F. BÉCHENNEC avec la contribution de P. CORBIER (BRGM), pour les ressources en eau ;
- *documentation complémentaire* : F. BÉCHENNEC.

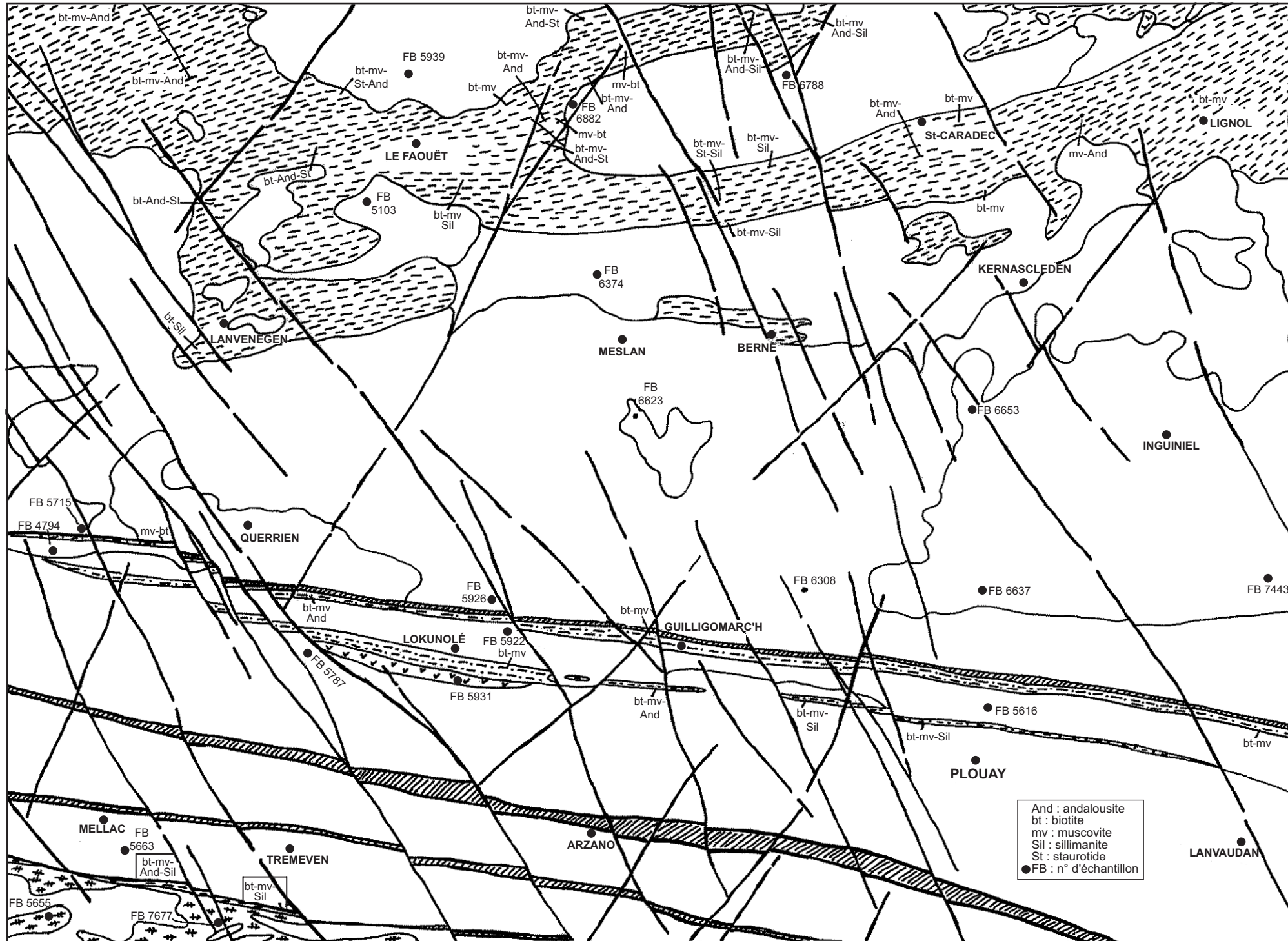
Analyses : elles ont été effectuées au Département des « Procédés études et analyses » du BRGM

- *géochimie* : interprétation par D. THIÉBLEMONT ;
- *typologie des zircons* : P. JEZEQUEL, C. GUERROT ;
- *géochronologie* : A. COCHERIE (SHRIMP II), C. GUERROT (Dissolution).

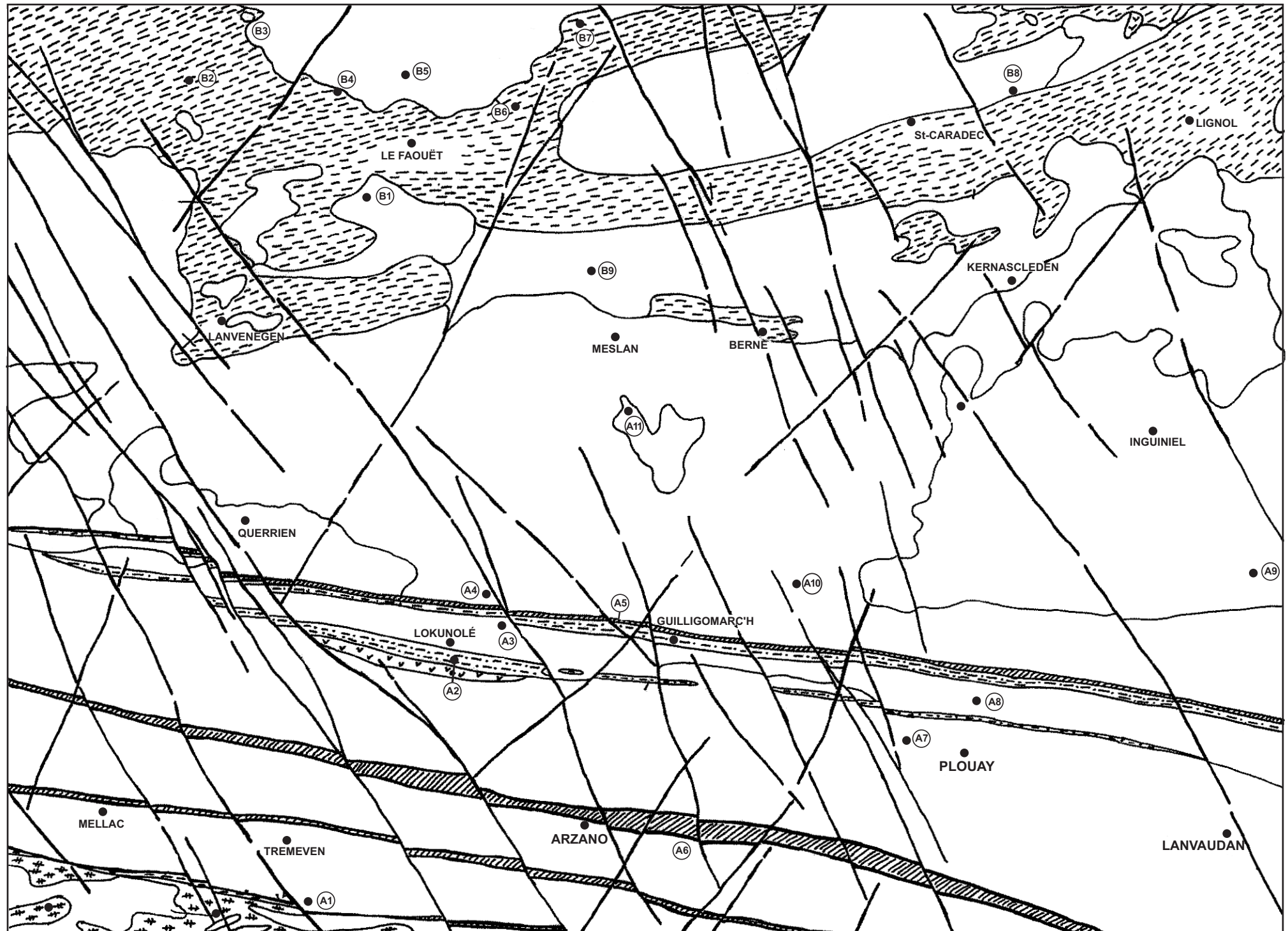
Achévé d'imprimer par
OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1808
Mars 2006



ANNEXE 1 - CARTE DE RÉPARTITION DES PARAGÉNÈSES DU MÉTAMORPHISME VARISQUE ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS



ANNEXE 2 - ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES