

**ROSPORDEN** 

La carte géologique à 1/50 000 ROSPORDEN est recouverte par les coupures suivantes de la Carte géologique de la France à 1/80 000 : au Nord : CHATEAULIN (N° 73) au Sud : LORIENT (N° 88)

| Châreaulin                        | Gourin     | Rostrener |
|-----------------------------------|------------|-----------|
| Quimper                           | ROSPORDEN  | Plouay    |
| Pont l'Abbé<br>Pte de<br>Penmarch | Concarneau | Lorient   |

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

# **ROSPORDEN**

par

F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUĒT, D. THIÉBLEMONT



# NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE ROSPORDEN À 1/50 000

#### par

## F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUËT, D. THIÉBLEMONT

avec la collaboration de C. GUERROT, A. COCHERIE, A. CARN

2001

Éditions du BRGM Service géologique national

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

ISBN: 2-7159-1347-8

<sup>-</sup> pour la carte : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B. (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rosporden (347). Orléans : BRGM. Notice explicative par BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (2001), 121 p.

<sup>-</sup> pour la notice : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (2001) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rosporden (347). Orléans : BRGM, 121 p. Carte géologique par BÉCHENNEC F., HALLÉGOUÉT B. (2001).

<sup>©</sup> BRGM, 2001. 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.

## **SOMMAIRE**

|  | Pages      |
|--|------------|
| RÉSUMÉ - ABSTRACT  | 7          |
| INTRODUCTION   | 11         |
| CADRE GÉOGRAPHIQUE   | 11         |
| CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL -  |            |
| PRÉSENTATION DE LA CARTE   | 11         |
| TRAVAUX ANTÉRIEURS -   |            |
| CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE                                     | 15         |
| DESCRIPTION DES TERRAINS   | 16         |
| UNITÉS MYLONITIQUES,   |            |
| MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES Unités métamorphiques et plutoniques         | 16         |
| du Domaine méridional  | 16         |
| Unités métamorphiques  | 10         |
| et plutoniques du Domaine central  | 43         |
| Unités métamorphiques et plutoniques                                       |            |
| du Domaine septentrional   | 55         |
| FORMATIONS SUPERFICIELLES TERTIAIRES                                       |            |
| ET QUATERNAIRES Formations sédimentaires tertiaires                        | 70<br>70   |
| Formations sedimentaires tertiaires Formations d'altération                | 70<br>72   |
| Formations d'alteration<br>Formations périglaciaires                       | 73         |
| Dépôts fluviatiles   | 74         |
| Dépôts marins littoraux  | 75         |
| Dépôts anthropiques  | 76         |
| GÉOLOGIE MARINE  | 76         |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS  |            |
| GÉOLOGIQUES  | 76         |
| LES FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES   | <b>5</b> . |
| ET MÉTASÉDIMENTAIRES   | 76         |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE  | 89         |
| MÉTAMORPHISMES VARISQUES   | 89         |
| DÉFORMATIONS VARISQUES   | 92         |
| DÉFORMATIONS FINI- ET POST-VARISQUES                                       | 94         |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE  | 95         |
| SÉDIMENTATION ET MAGMATISME  |            |
| AU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR   | 96         |
| SÉDIMENTATION ET MAGMATISME  |            |
| AU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR   | 96         |
| LE SILURO-DÉVONIEN : L'ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE                               | 96         |
| LE CARBONIFÈRE : L'ÉVOLUTION VARISQUE S.S.<br>L'ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏOUE | 97<br>99   |
| LEEVOLULION POST-PALEOZOIOUE   | 99         |

|                               |  | Pages                                  |
|-------------------------------|--|--|
| GÉODY                         | NAMIQUE RÉCENTE  | 99                                     |
| OCCU<br>ÉLÉM<br>RESSO<br>SUBS | DGIE DE L'ENVIRONNEMENT  PATION DU SOL  ENTS DE GÉOTECHNIQUE ET RISQUES NATURELS  DURCES EN EAU  TANCES UTILES, CARRIÈRES  ET INDICES MINÉRAUX   | 100<br>100<br>101<br>101<br>105<br>106 |
| DOCUN<br>ITINÉ<br>DOCU        | MENTATION COMPLÉMENTAIRE RAIRES GÉOLOGIQUES UMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES OGRAPHIE  | 107<br>107<br>112<br>112               |
| AUTEU                         | RS   | 121                                    |
| DANNE<br>ANNE                 | ES<br>IXE 1 - CARTE DE RÉPARTITION DES PARAGENÈSES<br>U MÉTAMORPHISME VARISQUE<br>IXE 2 - ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES<br>IXE 3 - SCHÉMA DE LOCALISATION<br>ES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS  | 122<br>123<br>124                      |
|                               | LISTE DES FIGURES  |  |
| Fig. 1 -                      | Esquisse géologique du domaine sud-armoricain  | 13                                     |
| Fig. 2-                       | Spectres muiti-elementaires normes au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour (2 A) l'Orthogneiss de Nizon (les analyses FB-888 et FB-945 ont été effectuées sur des roches de la feuille Concarneau [Béchennec et al., 1999]) et (2 B) l'Orthogneiss du Leignou, le Métagabbro du Meneg, la Métadiorite de Treanna et les Amphibolites de Koad Konk | 28-29                                  |
| Fig. 3 -                      | Distribution des zircons des Orthogneiss<br>de Nizon, du Leignou, du Métagranite<br>de Saint-Thurien et du Granite d'Ergué et du faciès<br>Saint-Yvy—Beg Meilh du Granite de Pluguffan   | 30                                     |
| Fig. 4 -                      | A) Résultats analytiques pour les zircons<br>de l'Orthogneiss de Nizon (échantillon FB 4931)<br>B) Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons<br>de l'Orthogneiss de Nizon (FB-4931)  | 32-33                                  |
| Fig. 5 -                      | Ensemble des points analysés pour l'Orthogneiss de Nizon portés dans le diagramme  | 34                                     |

| Fig. 6  | - Diagramme Q-F pour les granitoïdes de la feuille<br>Rosporden   | 36             |
|---------|---|----------------|
| Fig. 7  | - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grevesse, 1989) pour les granites de Pluguffan (les analyses 3998 et 3999 sont tirées de Bernard-Griffiths et al., 1985), Baye et Saint-Yvy  | 38             |
| Fig. 8  | <ul> <li>Spectres multi-élémentaires normés au manteau<br/>primordial (valeurs de normalisation de Hofmann,<br/>1988) pour les granites de Pluguffan, Baye et Saint-Yvy</li> </ul>  | y 39           |
| Fig. 9  | <ul> <li>- A) Résultats analytiques pour les zircons de l'Orthogne<br/>œillé à biotite du Leignou (échantillon FB-5495)</li> <li>B) Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons<br/>de l'Orthogneiss du Leignou (FB-5495)</li> </ul>  | eiss<br>46-47  |
| Fig. 10 | 0 - Spectres de terres rares normés aux chondrites<br>(valeurs de normalisation d'Anders et Grevesse, 1989)<br>pour les granites de Saint-Thurien et d'Ergué  | 48             |
| Fig. 11 | - Spectres multi-élémentaires normés au manteau<br>primordial (valeurs de normalisation de Hofmann,<br>1988) pour le Métagranite de Saint-Thurien<br>et le Granite d'Ergué  | 50             |
| Fig. 12 | 2 - A) Résultats analytiques pour les zircons<br>du Métagranite de Saint-Thurien (échantillon FB-4783)<br>B) Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons<br>du Métagranite de Saint-Thurien (FB-4783)   | 52-53          |
| Fig. 13 | 3 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour la Métadiorite de Treanna; comparaison avec d'autres métagranitoïdes de Bretagne centrale: Orthogneiss du Loc'h et de Gougastel (Béchennec et al., 1999)              | 58             |
| Fig. 14 | <ul> <li>I - A) Résultats analytiques pour les zircons de la Métadio de Niverrot-Treanna (échantillon FB-4548)</li> <li>B) Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la Métadiorite de Niverrot-Treanna (FB-4548)</li> </ul>   | orite<br>60-61 |
| Fig. 15 | 5 - Diagramme SiO <sub>2</sub> vs. K <sub>2</sub> O (Peccerillo et Taylor, 1976) pour les orthogneiss de la feuille Rosporden; comparaison avec d'autres orthogneiss d'âge ordovicie de Bretagne: Trondhjémite de Douarnenez (Cocherie et Carpenter, 1979), Orthogneiss du Loc'h et | n              |
| Fig. 16 | de Gougastel (Béchennec et al., 1999)  5 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les granites de Kerdevot-Elliant,  | 62             |
|         | Koad Loc'h Stang Blanc et Cascadec  | 64             |

|   | Pages |
|---|-------|
| Fig. 17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grevesse, 1989) pour les granites de Kerdevot-Elliant, Koad Loc'h Stang Blanc et Cascadec  | 65    |
| Fig. 18 - Diagramme (Th/Nb) <sub>N</sub> vs. (Tb/Nb) <sub>N</sub> (Thiéblemont et <i>al.</i> , 1994) pour trois amphibolites des séries de Merrien et de Nerly  | 78    |
| Fig. 19 - Diagramme Zr vs. (Nb/Zr) <sub>N</sub> (Thiéblemont et Tegyey, 1994; Thiéblemont, 1999) pour les orthogneiss de la feuille Rosporden; comparaison avec d'autres orthogneiss d'âge ordovicien de Bretagne: Trondhjémite de Douarnenez (Cocherie et Carpenter, 1979), Orthogneiss du Loc'h et de Gougastel (Béchennec et al., 1999). |       |
| Fig. 20 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les roches basiques de la feuille Rosporden : Métagabbro-diorite du Meneg et Amphibolites de Koad Konk. Comparaison avec le Gabbro-diorite de Gourvily (feuille Quimper, Béchennec et al., 1999)                        | 82    |
| <ul> <li>Fig. 21 - Diagramme (Th/Ta)<sub>N</sub> vs. (Tb/Ta)<sub>N</sub> (Thiéblemont et al., 1994) pour les roches basiques de la feuille Rosporden Métagabbro-diorite du Meneg et Amphibolites de Koad Konk. Comparaison avec le Gabbro-diorite de Gourvily</li> </ul>  |       |
| Fig. 22 - Report des compositions normatives des granites de la feuille Rosporden dans le diagramme Q-Ab-Or, avec position des minima thermiques pour différentes PH <sub>2</sub> O (d'après Winkler, 1979)   | 86    |
| 17ig. 23 Report des compositions normatives des granites de la feuille Rosporden dans le diagramme An-Ab-Or avec position des lignes cotectiques pour des PH <sub>2</sub> O de 5 et 7 kb (d'après Winkler, 1979)  | 88    |
| LISTE DES TABLEAUX  |       |
| Tabl. 1 - Analyses chimiques des métabasites et des leptynites<br>des Groupes de Nerly et de Merrien (analyses ICPMS,<br>BRGM - Orléans)  | 18    |
| Tabl. 2 - Analyses chimiques des orthogneiss, des métadiorites et métagabbro-diorites (analyses ICPMS,  |       |
| BRGM - Orléans)  Tabl. 3 - A) Résumé des analyses obtenues par la SHRIMP II sur les zircons de l'Orthogneiss de Nizon (FB-4931); B)  Suite des analyses avec correction par la méthode  | 25    |
| du 204Pb (seulement pour les zircons protérozoïques)  | 31    |
| Tabl. 4 - Analyses chimiques des granites (analyses ICPMS, BRGM - Orléans)  | 42    |

#### RÉSUMÉ

La coupure Rosporden (n° 347) de la carte géologique à 1/50 000 de la France, située dans la moitié sud du département du Finistère (Penn ar Bed), couvre pour partie les domaines centre et sud-armoricain séparés par les grands cisaillements transcurrents du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA). Ce dernier, orienté WNW-ESE, prend en écharpe toute la feuille Rosporden avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest que vers l'Est. Sur la feuille Rosporden, il comprend une branche principale sud et une branche annexe nord, toutes deux soulignées par des ultramylonites. De ce fait, la feuille Rosporden est scin-dée en : (1) un domaine méridional ; (2) un étroit domaine central ; (3) un domaine septentrional.

Les micaschistes et amphibolites briovériens du domaine septentrional 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. La Métadiorite de Niverrot-Treanna, d'affinité calco-alcaline, recoupe les micaschistes précédents et est datée de l'Ordovicien inférieur, à 477 Ma; cela suggère que, préalablement au dépôt du « Grès armoricain » (Arénigien), le domaine septentrional évoluait en régime de subduction océanique. Ceci est aussi souligné, par le magmatisme calco-alcalin connu sur les feuilles voisines (Quimper et Douarnenez). Par la suite, il apparaît que, 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 central semblent proches de ceux du domaine septentrional au vu de leur composition chimique. Le Métagabbro-diorite du Meneg, qui les recoupe, présente aussi une affinité calco-alcaline et traduit ainsi probablement, le même contexte de subduction que le magmatisme ordovicien du domaine septentrional.

Les séries métasédimentaires et métavolcaniques du domaine méridional, micaschistes, paragneiss micacés et amphibolites des groupes de Merrien, de Nerly et de la Formation de Melgwen, présentent 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-alcalins de la région de Concarneau (Béchennec et al., 1996). Dans ce contexte de convergence, se mettent en place aussi des granitoïdes aux signatures nettement crustales (Nizon, 489  $\pm$  5 Ma).

Les séries métamorphiques de la feuille Rosporden montrent principalement une évolution varisque et sont affectées par un métamorphisme général de type « Barrowien » qui se développe dans les faciès « Schistes verts » 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 Cisaillement Sud Armoricain (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 : le Système Kerforne. 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 ; 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.

Enfin, l'histoire récente est principalement marquée par des variations du niveau de la mer, qui sont liées, notamment, à la succession de périodes glaciaires et inter-glaciaires. 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 des rias telles celles du Moros et de La Forêt-Fouesnant.

#### ABSTRACT

The 1:50,000-scale Rosporden geological map area, located in the southern half of the Département of Finistère (Southern Brittany), covers in part the central and southern Armorican domains separated by the large transcurrent shears of the South Armorican Shear Zone (SASZ). The WNW-ESE oriented SASZ crosses the entire map area obliquely and continues beyond it, toward both the west as far the Pointe du Raz, and the east as far as Angers and the Vendée. In the Rosporden map area, the SASZ consists of a main southern branch and an auxiliary northern branch, both marked by ultramylonites. As a result, the Rosporden map area is split into: (1) a southern domain, (2) a narrow central domain, and (3) a northern domain, all three composed of metasedimentary and metavolcanic units cut by metadiorites, orthogneiss, and leucogranites.

The Brioverian mica schists and amphibolites in the northern domain are the oldest known rocks in the map area (Late Proterozoic). Although strongly metamorphosed (amphibolite facies) within the stability field of staurolite and locally sillimanite, their protolith seems to correspond to turbidite-type detrital sedimentation deposited in a vast stable intracontinental basin.

The Niverrot-Treanna metadiorite that cuts the earlier mica schists is dated as Early Ordovician at 477 Ma. Its calc-alkaline affinity suggest that prior to the deposition of the Armorican Sandstone (Arenigian), the northern domain was undergoing oceanic subduction; this is further emphasized by calc-alkaline magmatism found in neighbouring map areas (Quimper and Douarnenez). It appears that later, from the

Arenigian to the Late Devonian, a stable platform environment was established, with deposition of an essentially terrigenous series.

The mica schists (Elliant Formation) of the central domain seem similar to those of the northern domain in terms of their chemical composition. The Meneg metagabbro-diorite, which crosscuts them, also has a calc-alkaline affinity and thus probably indicates the same subduction context as the Ordovician magmatism of the northern domain.

The metasedimentary and metavolcanic series of the southern domain are more varied:

- (1) the Merrian Group comprises mica schists containing albite ocelli, and common amphibolites. An acidic metalava has been dated at 481 Ma (Concarneau map area; Béchennec et al., 1996) and shows affinities with island-arc series.
- (2) the Nerly Group comprises micaceous paragneiss, micaceous quartzites, mica schists and amphibolites. It has alkaline-type magmatism in its eastern half (Concarneau map area; Béchennec et al., 1996), whereas in its western half, the magmatism has either a MORB-N and -E tholeiite affinity or an alkaline affinity (Quimper map area; Béchennec et al., 1999). Because of this, these two groups seem to belong to contiguous domains, one of which (Nerly) is probably entering into a phase of oceanization, while the other (Merrian) is already clearly oceanic.
- (3) The Melgwen Formation comprises mica schists and paragneiss, and shows characteristics similar to those of the Nerly Group.

During the Early Ordovician, this island-arc context is also emphasized by Ordovician calc-alkaline orthogneiss of the Concarneau region, Le Cosquer (497 Ma), Lanmeur (498 Ma) (Béchennec et al., 1996). In this context of convergence, granite intrusions with clearly crustal signatures (Nizon,  $489 \pm 5$  Ma) were emplaced.

Variscan evolution began during the Early Devonian in a context of convergence that is expressed as relicts of granulite high-pressure metamorphism at 384 Ma (Peumerit Unit; Peucat, 1983; Béchennec et al., 1999), as migmatization at 372 Ma (Auray map area, Peucat, 1983) and as early leucogranites at 338 Ma (Saint-Joseph - Pors Poullan; Béchennec et al., 1999). This context is reflected by widespread Barrovian-type metamorphism of amphibolite and greenschist facies that affects the series of the various domains in the Rosporden map area. This ends in the Carboniferous with the emplacement of numerous leucogranites on both sides of, and concomitantly with the formation of, the major transcurrent shears of the SASZ.

This Variscan tectonism-metamorphism brings the main Armorican evolution to a close and any later episodes are limited to faulting. The

first occurs in the Late Carboniferous and is manifested by a) reactivation along the SASZ thus causing the formation of small basins with detrital sedimentation during the Stephanian (Quimper basin) and, later by b) the appearance of a new system of conjugate faults oriented NW-SE and NE-SW, respectively (the Kerforne system). These faults are primarily strike-slip, dextral and sinistral respectively, and locally (north of Quimper) promote the formation of small basins with Carboniferous detrital fill.

The Mesozoic is poorly represented on the Breton peninsula, and only dolerite dykes, oriented NW-SE and dated from the Late Triassic, bear witness to an extensional context probably linked to the beginnings of the opening of the North Atlantic.

The Cenozoic is essentially continental in the western part of the Armorican massif and is represented primarily by residual continental alterites. However, a second episode of faulting occurs during the Eocene and is expressed as significant vertical reactivation along the faults of the Kerforne system. Such reactivation leads to the formation of small grabens where deposition is either argillo-sandy and continental (Kerleven, Saint-Evarzec, Toulven, and Juc'h basins; Béchennec et al., 1999) or detrital and marine carbonate (basin of the Bay of La Forêt-Concarneau).

Finally, with the beginning of glaciation around 2.4 Ma, recent geological history is primarily marked by sea-level variations linked primarily to the succession of glacial and interglacial periods. The most recent, which began about 10,000 years ago, is expressed as the drowning of bays and the downstream portion of rivers, producing rias, such as those of Moros and La Forêt-Fouesnant.

#### INTRODUCTION

### CADRE GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Rosporden est essentiellement continentale, bien qu'à son extrémité sud-ouest, elle soit bordée par la baie de La Forêt-Concarneau, avec la plage des Sables blancs et les anses de Saint-Jean et de Saint-Laurent. Située en Cornouaille (Kerne) sud-orientale, elle appartient au département du Finistère (Penn ar Bed) et s'étend depuis Concarneau, au Sud-Ouest, jusqu'à Guiscriff, au Nord-Est, avec comme principales localités Elliant, Coray et Scaër, dans la moitié nord, et Rosporden et Bannalec, dans la moitié sud.

Les altitudes, à partir de la côte sud, montent rapidement jusqu'à un plateau de 80 à 100 m. Au Nord d'une ligne Rosporden - Bannalec, elles sont généralement supérieures à 120 m et atteignent très rapidement 180 à 237 m dans le tiers nord-est de la feuille. La morphologie de la feuille apparaît nettement marquée par la tectonique :

- deux ressauts, axés WNW-ESE, apparaissent; le premier, au niveau de Rosporden et de Bannalec et le second, au niveau d'Elliant et de Saint-Thurien; ils correspondent au couloir d'un accident majeur, le Cisaillement Sud-Armoricain (CSA);
- des vallées axées NW-SE correspondent aussi à des failles, souvent décrochantes dextres, qui découpent le bâti, telles celles de Saint-Laurent et de La Boissière, près de Concarneau, et celles qui découpent le massif granitique du Sud de Scaër.

En dépit de ces altitudes modestes, le réseau hydrographique entaille profondément le substratum :

- le bassin versant du Jet s'étend au Sud de Coray, passe par Elliant et bifurque ensuite vers l'Ouest, guidé par le couloir du CSA;
- les bassins versants du Moros et du Saint-Laurent, se développent dans le coin sud-ouest de la feuille et se jettent dans la baie de La Forêt-Concarneau;
- le bassin versant de l'Aven occupe toute la partie centre et nord-orientale de la feuille; il s'écoule du Nord au Sud depuis l'Est de Coray et Scaër, en passant par Rosporden et Bannalec;
- le bassin versant de l'Isole draine la bordure orientale de la feuille, depuis le massif granitique de Scaër, au Nord, en passant par la région de Saint-Thurien, avant de se poursuivre plus au Sud-Est, sur la feuille voisine de Plouay.

#### 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 grands cisaillements transcurrents du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) ; ce dernier prend en effet, en écharpe la feuille Rosporden. Il présente lui-même :

- une branche principale sud, qui se suit depuis la vallée du Jet, à l'Ouest, jusqu'à celle de l'Isole à l'Est, en passant par Rosporden et Bannalec :
- une branche annexe nord, sub-parallèle à la première, qui se suit depuis Elliant, à l'Ouest, jusqu'à Saint-Thurien, à l'Est;

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

#### Le domaine méridional comprend :

- des séries métasédimentaires et métavolcaniques (Groupe de Merrien et Groupe de Nerly, Formation de Melgwen et Formation de Koad Konk);
- un orthogneiss daté de l'Ordovicien inférieur (Orthogneiss de Nizon) qui recoupe les séries précédentes ;
- un leucogranite (Granite de Pluguffan) daté du Carbonifère, fortement orienté et mylonitisé à l'approche du cisaillement Sud-Armoricaine (CSA).

## Le domaine central est constitué par :

- une série métasédimentaire (Formation d'Elliant), localement recoupée par un orthogneiss daté de l'Ordovicien inférieur (Orthogneiss du Leignou) et associée à un métagabbro-diorite (Métagabbro-diorite du Meneg);
- un métagranite fortement orienté et mylonitisé (Métagranite 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 septentrional est constitué par :

- les micaschistes briovériens, qui couvrent la majeure partie de ce domaine ;
- la Métadiorite de Niverrot-Treanna, datée de l'Ordovicien inférieur, qui forme une bande étroite axée NE-SW, intrusive dans les micaschistes;
- des leucogranites carbonifères (granites de Kerdévot-Elliant, de Koad Loc'h, de Cascadec, de Stang Blanc, de Bois Daniel et de Kerlaveo) fortement orientés et mylonitisés en bordure du CSA.

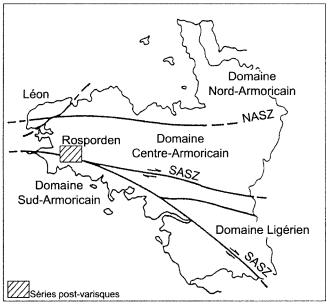


Fig. 1 - Esquisse géologique du domaine sud-armoricain.

NASZ : North Armorican Shear Zone, ou Cisaillement Nord-Armoricain

SASZ : South Armorican Shear Zone, ou Cisaillement Sud-Armoricain

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 : Béchennec et al., 1996 ; Quimper : Béchennec et al., 1999), 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 : Béchennec 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 Rosporden sont principalement marquées par une évolution plus tardive, varisque s.s.; cette dernière correspond à une collision continentale lors de l'orogenèse varisque proprement dite. Elle se traduit par un métamorphisme général de type barrowien, 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 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 : d'une part, par des rejeux le long du CSA et, d'autre part, par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NW-SE et NE-SW (le Système Kertorne), qui jouent surtout en decrochement. Localement ces jeux de failles génèrent des petits bassins dans lesquels 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. 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), 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, telles celle de l'Odet (feuille Quimper) et, dans une moindre mesure, celle de Saint-Laurent.

#### TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs qui couvrent la région de Rosporden, 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).

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 orogenèses successives, l'orogenèse cadomienne et l'orogenèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques avant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970; Velde, 1972; Triboulet, 1976; Carpenter et Civetta, 1976; Marchand, 1981; Jegouzo et al., 1986 : Ballèvre et al., 1987, 1994 : Godard, 1988) et de géochronologie (Vidal, 1973 et 1980 ; Calvez, 1975 ; Peucat, 1983 ; Paquette et al., 1985), il apparaît que le Cadomien n'existe pas dans ce domaine. La seule unité d'âge protérozoïque se limitant 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, 1986; Peucat et al., 1986) et du métamorphisme HT, 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, M. 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 rhéïque, vers le sud, sous la marge active nord-gondwanienne; cette subduction induit alors un magmatisme d'arc (Lizard) 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 Rosporden à 1/50 000 a été levée entre 1997 et 1999 : le levé des formations du socle a été réalisé par F. Béchennec ; le levé des formations tertiaires, des formations superficielles et des formations marines a été réalisé par B. Hallégouët, avec la collaboration de F. Béchennec.

Les conditions d'affleurement sont généralement médiocres, sauf localement en bordure des grands axes routiers récents, sur la côte et sur les rives du Jet, de l'Aven et de l'Isole. Cependant, 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. Béchennec.

#### DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique Rosporden comprend trois domaines :

- un domaine méridional limité vers le Nord par la branche principale du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA);
- un domaine central compris entre la branche principale sud et la branche annexe nord du CSA;
- un domaine septentrional.

## UNITÉS MYLONITIQUES, MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES

# Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine méridional Groupe de Nerly

ζΝ. Gneiss fins micacés, quartzites micacés, amphibolites. Ce groupe, défini sur la carte à 1/50 000 Concarneau (Béchennec et al., 1996), forme une étroite bande orientée E-W au Nord de Concarneau; cette bande se poursuit et se développe plus vers l'Ouest sur la feuille Quimper (Béchennec et al., 1999). Cette unité montre, sur son flanc sud, un contact progressif avec le Groupe de Merrien (cf. § suivant) et elle est recoupée, sur son flanc nord, par l'Orthogneiss ordovicien de Nizon.

Sur la carte Rosporden, ce groupe affleure principalement, d'une part sur les rives du Moros et, d'autre part, dans les anses de Saint-Laurent et de Saint-Jean.

Le faciès prédominant est un (para-) gneiss fin, leucocrate, micacé, localement associé à des niveaux de quartzites micacés et, très localement (rive orientale de l'anse de Saint-Laurent), à deux passées d'amphibolite prasinitique, de 20-40 cm de puissance, interstratifiées et plus ou moins boudinées dans les gneiss.

Les paragneiss du Groupe de Nerly sont affectés par une foliation principale (S1), nettement marquée, qui se traduit par l'aspect lité de la roche et son débit en plaquettes. Cette foliation, subverticale ou fortement pentée vers le Nord, est axée au N110-120 et est fréquemment déformée par des plis décimétriques à pluridécimétriques en chevrons ; ces derniers ont des axes pendant de 20-30° au N280 et des plans axiaux subverticaux ou à pendage variable de 10 à 60° vers le Nord ; localement, une schistosité (S2), de crénulation de plan axial, est associée à ces plis.

• Gneiss fins micacés. Les gneiss fins micacés leucocrates montrent, généralement, un litage plurimillimétrique qui correspond à une variation de la proportion de micas; ils comportent aussi quelques exsudats quartzeux décimétriques intrafoliaux, et ils sont souvent caractérisés, en rive sous-berge, par une altération en « pain de sucre ».

Les gneiss fins ont une texture granolépidoblastique, et la foliation principale (S1) est soulignée principalement par l'alternance de lits à dominante de micas et de lits à dominante quartzo-feldspathique, et aussi par l'orientation des paillettes de micas et, dans une moindre mesure, par celle des plages de quartz. La schistosité (S2), nettement moins marquée, est soulignée, quant à elle, par l'orientation de certaines paillettes de micas. Le principal épisode de métamorphisme associé à la foliation (S1) est caractérisé par la cristallisation de quartz, de plagioclase, de muscovite, de biotite et de grenat ; accessoirement apparaissent des opaques, de l'apatite et du zircon. Le quartz (35-45 %) est en petites plages, parfois étirées suivant (S1) ou (S2), associées à des petites plages de plagioclase (albite/oligoclase) (25-35%); ce dernier apparaît aussi, parfois, en proto-ocelles moulés par la foliation. Les micas, muscovite (10-25 %) et biotite (15 %), sont très généralement associés dans les lits micacés ; le grenat apparaît en petits cristaux sub-automorphes associés à la biotite.

• Quartzites micacés. Les quartzites sont nettement plus riches en quartz (55-65 %) et toujours micacés (muscovite, 20 %; biotite, 5-15 %); le plagioclase est peu abondant (2-8 %); le grenat, en grands individus pœciloblastiques moulés par la (S1) et à inclusions hélicitiques, est souvent présent et parfois abondant, tel dans un niveau de l'anse de Saint-Laurent, où il représente 5 %.

|            | Nerly   |         | Merr    | ien     |         |
|------------|---------|---------|---------|---------|---------|
| N° Éch.    | FB2031A | FB2032A | FB2026A | FB2028A | FB2059A |
| SiO2 (%)   | 49,11   | 48,06   | 78,86   | 75,66   | 47,11   |
| TiO2       | 1,45    | 3,49    | 0,06    | 0       | 2,08    |
| AI2O3      | 15,81   | 14,09   | 12,44   | 15,17   | 16,62   |
| Fe2O3t     | 10,65   | 14,27   | 1,13    | 0,63    | 11,29   |
| MnO        | 0,17    | 0,25    | 0,04    | 0,05    | 0,24    |
| MgO        | 8,88    | 6,41    | 0       | 0       | 7,89    |
| CaO        | 10,23   | 10,16   | 0,31    | 0,29    | 9,32    |
| Na2O       | 2,15    | 2,41    | 4,34    | 5,04    | 1,7     |
| K2O        | 0,694   | 0,42    | 1,44    | 1,91    | 0,89    |
| P2O5       | 0,15    | 0,52    |         | 0,27    | 0,27    |
| PF         | 1,29    | 0,67    | 0,91    | 1,23    | 3,06    |
| Li (ppm)   | 45      |         |         |         | 16      |
| Rb         | 18      | 9       | 27      | 81      | 34      |
| Ва         | 23      | 60      | 399     | 45      | 285     |
| Sr         | 261     | 132     | 48      | 29      | 269     |
| U          | 0       | 0,3     | 3       | 6,6     | 0,5     |
| Th         | 0,4     | 0,9     | 13,9    | 1,1     | 1,7     |
| Та         | 0,2     | 0,5     | 0,7     | 3,2     | 1,5     |
| Nb         | 2,3     | 8,4     | 5,1     | 16,7    | 20,4    |
| Hf         | 2,2     | 6,9     | 3,7     | 1,3     | 3,2     |
| Zr         | 69      | 245     | 66      | 18      | 98      |
| Υ          | 22,4    | 49,4    | 42,3    | 7,1     | 14,9    |
| Į <b>v</b> | 193     | 360     |         | !       | 203     |
| Co         | 32      | 32      |         |         | 36      |
| Cr         | 245     | 182     | 23      | 12      | 254     |
| Ni         | 104     | 59      | 16      | 14      | 123     |
| La         | 3,8     | 17,3    | 14,1    | 3,8     | 17      |
| Ce         | 10,9    | 43,8    | 34,3    | 8       | 36,8    |
| Pr         | 1,6     | 6,3     | 4,2     | 0,9     | 4,2     |
| Nd         | 8,5     | 30,4    | 18      | 4       | 17,1    |
| Sm         | 2,8     | 8,6     | 4,6     | . 1     | 3,6     |
| Eu         | 1,1     | 2,9     | 0,3     | 0,3     | 1,4     |
| Gd         | 3,5     | 9,8     | 5,2     | 1       | 3,6     |
| Tb         | 0,6     | 1,6     | 0,9     | 0,2     | 0,6     |
| Dy         | 4       | 9,5     | 6,6     | 1,2     | 3,5     |
| Но         | 0,8     | 1,9     | 1,5     | 0,3     | 0,6     |
| Er         | 2,4     | 5,3     | 4,8     | 0,6     | 1,7     |
| Tm         | 0,4     | 0,8     | 0,8     | <0.1    | 0,2     |
| Yb         | 2,3     | 5,1     | 4,8     | 0,6     | 1,3     |
| Lu         | 0,3     | 0,8     | 0,8     | 0,1     | 0,2     |

Tabl. 1 - Analyses chimiques des métabasites et des leptynites des Groupes de Nerly et de Merrien, (analyses ICPMS, BRGM-Orléans)

Enfin, dans tous les cas, on note une rétromorphose plus ou moins accentuée, de la biotite (biotite 1) et du grenat, en chlorite.

• Amphibolites. Elles présentent une texture nématoblastique ; la schistosité principale (S1) est soulignée par l'orientation des baguettes d'amphibole et est recoupée par une schistosité fruste (S2) de dissolution, associée à des plis en chevrons. Le principal épisode de métamorphisme est marqué par la cristallisation de hornblende verte, de plagioclase, de sphène, d'opaques et, dans une moindre mesure, de biotite et de carbonates. La hornblende verte (75 %) est en petites baguettes très généralement allongées dans le plan de (S1) et parfois suivant celui de (S2); le plagioclase (15 %) est en petites plages xénomorphes, regroupées en minces lits et plus rarement en ocelles allongées parallèlement au plan de (S1); les opaques (5 %) ont souvent des formes allongées dans le plan soit de (S1), soit de (S2); le sphène (4 %) est en petits granules ou en petits losanges allongés suivant (S1), et il est parfois en inclusions dans les ocelles de feldspath; la biotite (1%) est en petites paillettes orientées suivant (S1).

Une analyse chimique FB-2059 (tabl.1) montre que cette métabasite a une composition de basalte ( $SiO_2=47,11~\%$  et MgO = 7,89 %). Elle est, par ailleurs, assez riche en  $TiO_2$  (2,08 %) et en éléments traces incompatibles (ex. : Nb = 20,4 ppm ; Th = 1,7 ppm ; La = 17 ppm), et présente de faibles rapports La/Nb (< 1) et Th/Nb (< 1). Ces traits suggèrent une affinité alcaline.

#### Groupe de Merrien

Ce groupe, défini sur la feuille à 1/50 000 Concarneau (Béchennec et al., 1996), n'apparaît que peu sur la feuille Rosporden, le long du rivage de la baie de La Forêt-Concarneau. Cependant, ce groupe a une grande extension sur les feuilles voisines Concarneau (Béchennec et al., 1996) et Lorient (Horrenberger et al., 1972), où il s'étend aussi bien en bordure de la côte que sur le plateau continental. Il est essentiellement constitué de micaschistes, au sein desquels sont interstratifiés des niveaux d'amphibolite et localement, de leptynite.

ξM. Micaschistes à ocelles d'albite. Les micaschistes, lustrés, argenté beige, à nombreux ocelles plurimillimétriques blancs d'albite et exsudats décimétriques intrafoliaux de quartz laiteux, forment une série homogène, qui, sur son flanc nord, est en contact avec le Groupe de Nerly. Ce contact, bien visible dans les anses de Saint-Jean et de Saint-Laurent, est assez progressif : en effet, en bordure nord de la série, les ocelles deviennent moins nombreux, plus petits, et des passées pluridécimétriques de gneiss fin micacé apparaissent au sein des micaschistes et deviennent progressivement prépondérants.

Les micaschistes du Groupe de Merrien sont affectés par une foliation principale (S1) subverticale ou fortement pentée vers le Nord et axée au 95-110. Cette foliation est soulignée par l'orientation des micas, par des exsudats de quartz intrafoliaux et par un rubanement pluricentimétrique marqué par des variations de granulométrie et de proportion des différents minéraux, notamment des ocelles d'albite. Cette foliation principale (S1) est déformée par des plis pluridécimétriques à métriques, dysharmoniques ou par des plis en chevrons décimétriques ; à ces derniers, est localement associée une schistosité de crénulation (S2), de plan axial, subverticale, axée au 60. Enfin, les exsudats de quartz dessinent eux-mêmes, parfois, des charnières de petits plis serrés intrafoliaux.

Les micaschistes ont une texture « granolépidoporphyroblastique », et la schistosité principale (S1) est soulignée par l'allongement de la majeure partie des paillettes de micas, de certaines plages de quartz et par l'alternance de minces lits micacés et de lits quartzeux. La schistosité (S2) est elle-même soulignée par l'allongement de paillettes de micas. Enfin, parfois, s'observent les témoins d'un litage (S0?) déformé par des plis serrés qui admettent la schistosité principale (S1) comme plan axial.

Le principal épisode de métamorphisme est marqué par la cristallisation de quartz, de feldspath, de biotite et de muscovite. Le quartz (40-45 %) se présente en petites et moyennes plages à extinction fortement onduleuse; il forme même localement des proto-rubans allongés parallèlement à la schistosité (S1). La muscovite (15-35 %) et la biotite (5-20 %) apparaissent en petites paillettes orientées et plus ou moins regroupées en minces lits qui soulignent la schistosité principale (S1) et parfois la schistosité (S2) ; certaines paillettes de biotite sont plus ou moins rétromorphosées en chlorite. Le feldspath (15-30 %) est principalement de l'albite, en ocelles syn- à tardi-cinématiques par rapport à la schistosité S1; ces ocelles comportent de nombreux exsudats de quartz souvent parallèles à la schistosité. Le feldspath apparaît aussi accessoirement, dans une moindre mesure, en petites plages xénomorphes altérées. Le grenat est souvent présent en petits cristaux trapus sub-automorphes, associés à la biotite et parfois inclus dans les ocelles d'albite. Enfin, l'apatite, le zircon et des opaques sont les minéraux accessoires.

δM. Amphibolites. Les amphibolites apparaissent au sein des micaschistes, en niveaux de 0,20 à 3 m, parfois lités et souvent plus ou moins boudinés et plissés, de couleur vert sombre. Elles montrent fréquemment de nombreux ocelles plurimillimétriques d'albite et sont affectées, comme les micaschistes encaissants, par une schistosité principale (S1) souvent déformée par des plis dysharmoniques.

Les amphibolites ont généralement une texture prasinitique avec des ocelles syn- à tardi-S1, qui, bien que moulées par cette dernière, montrent aussi des inclusions d'amphibole et de sphène, orientées comme la schistosité principale (S1); cette dernière, contemporaine du principal épisode de métamorphisme, est soulignée par l'orientation des baguettes de hornblende verte (50-65 %) auxquelles sont associés,

outre des ocelles d'albite (30 à 40 %), des cristaux subautomorphes de sphène (1-3 %), des opaques (5 %) et, accessoirement, de l'apatite.

Deux échantillons d'amphibolites (FB-2031 et 2032) ont été analysés (tabl. 1). Ces roches ont des compositions de basaltes (SiO $_2$  = 49,11 à 48,06 %) faiblement différenciés (MgO = 6,41 % et 8,88 %). Elles sont assez riches en TiO $_2$  (3,49 et 1,45 %), l'échantillon FB-2032 pouvant se définir comme un basalte ferro-titané. Les teneurs en éléments traces incompatibles sont particulièrement faibles (ex. : Nb < 10 ppm) et suggèrent une affinité tholéiitique.

• Leptynites. Les leptynites, interstratifiées au sein des micaschistes et parfois associées aux amphibolites, sont relativement rares; elles forment, notamment à l'extrémité ouest de la plage des Sables Blancs, des bancs de 10-30 cm et sont affectées par la schistosité principale (S1) et déformées par des plis dysharmoniques pluridécimétriques. Elles montrent une texture granoblastique ou granolépidoblastique et la schistosité principale (S1) est marquée par l'orientation des paillettes de muscovite. Elles sont composées principalement, soit de quartz (50 %), soit d'albite (65 %): dans le premier cas, le plagioclase, en proto-ocelles, ne dépasse pas 35 %, la muscovite peut atteindre 15 % et la biotite et le grenat sont présents; dans le second cas, le quartz ne dépasse pas 25 %, la muscovite 8-15 %, et le grenat atteint 1-2 %.

Deux analyses chimiques, réalisées sur deux différents sills (FB-2026 et FB-2028) montrent (tabl. 1) que ces leptynites sont particulièrement acides (SiO<sub>2</sub> = 78,86 et 75,66 %) et ont des caractéristiques géochimiques tout à fait distinctes. L'échantillon FB-2026 s'apparente aux trondhjémites « pauvres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - riches en Yb » (low-Al-High-Yb trondhjémites de Arth, 1979 ; Baker, 1979). L'échantillon FB-2028 présente, quant à lui, l'ensemble des caractéristiques des leucogranites peralumineux : teneurs faibles en Sr (29 ppm), Ba (45 ppm), Zr (18 ppm), Th (1,1 ppm) et La (3,8 ppm) et forte teneur en Ta (3,2 ppm); néanmoins, cet échantillon présente une teneur en K²O (1,91 %) nettement plus faible que celle des leucogranites communs (soit K²O > 3,5 %).

 $\xi\zeta$ Me. Formation de Melgwen. Cette nouvelle formation est définie sur la carte Rosporden. Elle apparaît selon une bande étroite en forme de fuseau, axée WNW-ESE, qui s'étend depuis la limite ouest de la feuille, au Nord de Concarneau, jusqu'à son extrémité orientale, près du Trévoux, en passant par le bourg de Melgwen (Melgven) où elle atteint son maximum de puissance. Cette formation est enclavée au sein de l'orthogneiss de Nizon, sauf à son extrémité orientale où elle est recoupée par le granite de Pluguffan.

Elle est principalement constituée de micaschistes, dans une moindre mesure de gneiss fins micacés, et exceptionnellement, d'amphibolites et gneiss à amphibole. Elle affleure principalement (d'Ouest en Est): au Nord de Concarneau, au bord de la route Kroaz-Avalou-Kervenen; au bord de la RN 163 (Nantes-Quimper), au niveau de Kerstival; en bordure de route et à flanc de coteau, près de Pont-Méva; en bordure de route, au Sud de Bannalec, près de Loj Begoarem.

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 Nord, est axée au N100-105; elle est assez fréquemment déformée par des petits plis en chevrons auxquels est souvent associée une schistosité de crénulation (S2) de plan axial, subverticale, axée au N70.

• Micaschistes, gneiss fins micacés : ils ont une texture granolépidoblastique, la schistosité principale (S1) étant soulignée par l'orientation des paillettes de micas et par leur ségrégation en minces lits à dominante micacée. La schistosité (S2) est marquée par l'orientation de certaines paillettes de micas et par l'étirement de plages de quartz en proto-rubans. Le principal épisode de métamorphisme est caractérisé par la cristallisation de quartz, plagioclase, biotite, muscovite, très généralement de grenat, localement d'andalousite et de sillimanite et accessoirement de zircon, apatite, opaques et tourmaline. Le quartz (35-55 %) est généralement en petites plages xénomorphes, regroupées en lits à dominante quartzeuse et parfois en proto-rubans orientés suivant la schistosité (S2). Le plagioclase (2-30 %) apparaît en petites plages xénomorphes damouritisées, associées à celles de quartz et surtout en petits ocelles syn- à tardi-cinématiques, moulés par la schistosité (S1) mais qui la fossilisent aussi, comme le montrent les inclusions orientées parallèlement à cette schistosité. La biotite (15-30 %) et la muscovite (8-25 %) sont regroupées en lits micacés et sont orientées, très généralement, suivant la schistosité (S1) et, dans une moindre mesure, suivant la schistosité (S2). Le grenat se présente en petits individus globuleux, subautomorphes, moulés par la schistosité (S1) et est parfois inclus dans les ocelles. L'andalousite et la sillimanite ont été observées uniquement près du Trévoux, où la Formation de Melgwen est réduite à une étroite bande recoupée sur son flanc nord par le Granite de Pluguffan : l'andalousite apparaît en blastes pœcilitiques, allongés dans le plan de schistosité (S1), auxquels sont associées de rares gerbes de fibrolites de sillimanite. La chlorite et le grenat sont souvent plus ou moins rétromorphosés en chlorite et l'andalousite en damourite.

Les amphibolites ou gneiss fins à amphibole (non distingués cartographiquement) apparaissent très localement au sein des micaschistes à l'Ouest du Moustoir et à l'Est de Pont-Méva : les amphibolites présentent une texture prasinitique avec de nombreux ocelles de plagioclase (30-40 %), moulés par la foliation (S1), associés à de la hornblende verte ; les gneiss montrent aussi de nombreux ocelles de plagioclase (40 %) associés à du quartz (25 %), de la hornblende verte (25 %) et de la biotite (8 %).

δκ. Amphibolites de Koad Konk. Elles forment une étroite (50 à 250 m) bande axée WNW-ESE, qui prend en écharpe la carte Rosporden et se suit en continu depuis la limite orientale de la carte voisine Quimper (Béchennec et al., 1999) jusqu'au Sud-Ouest de Bannalec en passant par Koad Konk (Coatconq), La Trinité et Le Moustoir. À l'Ouest de la carte, ces amphibolites sont recoupées par le Granite de Pluguffan. Elles suivent ensuite, jusqu'à Koad Konk (Coatconq), la limite entre ce dernier et l'Orthogneiss de Nizon. Plus vers l'Est, elles sont englobées au sein de celui-ci et se dédoublent en deux bandes, localement, au niveau de La Trinité. Enfin, à leur extrémité orientale, elles suivent la limite entre les micaschistes de la Formation de Melgwen et l'Orthogneiss de Nizon.

Ces amphibolites donnent de nombreuses pierres volantes mais n'affleurent que très localement : au Nord de l'échangeur de Koad Konk (Coatconq) ; en bordure de route, au Sud de La Trinité ; au SW de Loj Begoarem, sur la rive orientale du Ster Goz.

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°.

Le métamorphisme est marqué par la cristallisation de plagioclase, de hornblende verte et, dans une moindre mesure, de biotite, de sphène, d'opaques, et accessoirement d'apatite. Le plagioclase, de l'andésine (50 %), est en petites et très petites plages xénomorphes et parfois en proto-ocelles. La hornblende verte (40-45 %) est aciculaire ou en lattes orientées dans le plan de foliation. La biotite, lorsqu'elle est présente (0-3 %), est en petites paillettes orientées, souvent regroupées en minces lits. Les opaques (5-8 %) sont en petits granules uniformément répartis ; enfin, le sphène (0-1 %) est en petits grains subautomorphes.

Une analyse chimique (FB-2003) montre (tabl. 2) que ces amphibolites ont une composition intermédiaire ( $SiO_2 = 55,1$ %) et une teneur modérée en MgO (4,2%) qui témoignent d'une nature andésitique.

 $\zeta \gamma^2$ . Orthogneiss de Nizon (489 ± 5 Ma). Il forme une vaste unité qui occupe toute la bordure méridionale de la carte et se poursuit tant vers l'Ouest, sur la carte voisine Quimper (Béchennec et al., 1999) que vers le Sud-Est, sur les cartes Concarneau (Béchennec et al., 1996), Lorient (Horrenberger et al., 1972) et Plouay (Béchennec et al., en cours de levé). Cet orthogneiss recoupe, sur son flanc sud, les paragneiss du Groupe de Nerly. Par ailleurs, il encaisse les micaschistes de la Formation de Melgwen et la majeure partie des Amphibolites de Koad Konk. Enfin, sur son flanc nord, il est lui-même recoupé par le Granite de Pluguffan et localement par le Granite de Baye.

Ses principaux affleurements (d'Ouest en Est) sont situés : en bordure de route, à l'Est de Kroaz Avalou ; dans les anciennes carrières de Saint-Laurent et de Lanphily ; en bordure de la route Melgwen-Kroaz-Hent-Bouillet ; en bordure de la RN 165 Nantes-Quimper, au niveau de l'échangeur de Koad Konk (Coatconq), de celui de Kerampaou et à l'Ouest et à l'Est de celui de Kerandreo ; enfin, sur les rives de l'Aven, à l'Est de La Trinité et près de Pont Torret.

L'Orthogneiss de Nizon est affecté par une foliation principale (S1), généralement subverticale, et axée au N90/100. Cette dernière est associée à des plans C, axés au N110, qui portent une forte linéation d'étirement pentée de 5° au 90°. Les figures de déformation sont compatibles avec un cisaillement senestre. Dans la partie occidentale de la carte, la linéation d'étirement est très souvent prépondérante et les plans S1 et C sont confondus. Ainsi, le long de la route, à l'Est de Kroaz Avalou, les plans C/S sont subverticaux, axés au N95-100, et portent une très forte linéation d'étirement qui pend de 5-10° vers l'Est et tend à faire de l'orthogneiss une L-tectonite. Dans la moitié orientale de la carte, la linéation et les plans C sont moins marqués et souvent absents ; la foliation est alors subverticale ou fortement pentée (60-70°) vers le Nord. Enfin, localement, comme dans l'ancienne carrière de Kerhuel, le long de la voie ferrée de Concarneau, sur la rive est de la vallée du Val au Nord de Voulgoat, à la latitude de Penanguer, les plans C/S, porteurs de la linéation, sont faiblement pentés (10-20°) vers le Nord. Cela s'observe aussi plus vers l'Est, près de Saint-Antoine au Sud de Melgven, au Sud de Kerligoar et localement, à l'Est de l'Aven au Nord de Mirinit.

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 à moyen, avec de rares « yeux » infra-centimétriques de feldspath, mais de nombreuses paillettes de micas qui favorisent son débit en plaquettes et en dalles. Bien qu'il puisse apparaître en niveaux décimétriques à métriques au sein des autres faciès (comme dans les carrières de Lanphily et de Kerhuel), ce gneiss leucocrate est plus particulièrement bien représenté sur la rive sud de l'Aven, près de Pont Torret, où il est localement exploité en carrière, ainsi que dans la région de Pont Glaeres, au Sud de Bannalec;
- le deuxième est un gneiss œillé, gris clair, constitué d'une trame quartzo-feldspathique 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; ce faciès œillé, gris sombre, bien qu'associé aux précédents, apparaît prédominant à l'Ouest de la carte, dans la région de Kroaz Avalou.

|                |             |             |              | DOMAINE N   | IÉRIDIONAL  |             |            |             | DO          | MAINE CENT | RAL         | Γ           | DOMAINE SEP    | TENTRIONNA |            |
|----------------|-------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|----------------|------------|------------|
|                |             |             |              | Nizon       |             |             |            | Koad Konk   | Meneg       |            | nou         | Tréanna     | Gourvily       | Gougastel  | Le Loc'h   |
| Roche          | Orthogneiss | Orthogneiss | Orthogneiss  | Orthogneiss |             | Orthogneiss |            | Amphibolite | Métadiorite |            |             |             | Gabbro/diorite |            |            |
| N° Carte       | 382         | 382         | 382          | 347         | 347         | 347         | 348        | 347         | 347         | 347        | 347         | 347         | 346            | 346        | 346        |
| Âge            | 489 Ma      | 489 Ma      | 489 Ma       | 489 Ma      | 489 Ma      | 489 Ma      | 489 Ma     |             |             | 477 Ma     | 477 Ma      | 477 Ma      | 496 Ma         |            |            |
| N° Ech.        | FB807       | FB888       | FB945        | FB4879      | FB4979      | FB4931      | FB5655     | FB2003      | FB5459      |            |             |             |                |            |            |
| SiO2 (%)       | 74,3        | 77,2        | 75,7         | 74,5        | 75,4        | 69,6        | 70,9       | 55,1        | 49,3        | 74,3       | 73,4        | 61,6        |                | 66,97      | 71,3       |
| TiO2           | 0,14        | 0,13        | 0,19         | 0,11        | <0,05       | 0,54        | 0,44       | 2,05        | 0,58        | 0,15       | 0,16        | 0,9         |                | 0,49       | 0,36       |
| Al2O3          | 13,8        | 12,5        | 13,8         | 12,7        | 13,6        | 14,7        | 14,5       | 13,9        | 18,9        | 13,6       | 13,7        | 16,4        |                | 16,06      | 15,19      |
| Fe2O3t         | 1,15        | 0,97        | 1,45         | 2,12        | 0,63        | 3,8         | 3,47       | 12,65       | 9,17        | 2,1        | 1,81        | 6,25        | 14,4           | 3,78       | 2,09       |
| FeO            | 0,57        | 0,46        | 0.00         |             | 0.00        | 0.00        | 0.00       | 0.00        | 0.15        | 0:00       | 0.04        | 0.11        | 0.14           | 0,06       | 0,03       |
| MnO            | 0,05        | 0,03        | 0,02         | 0,08        | 0,02        | 0,06        | 0,06       | 0,22        | 0,15        | 0,08       | 0,04        | 0,11<br>3,2 | 0,14<br>8,72   |            | 0,03       |
| MgO            | 0.50        | 0.57        | 0.00         | 0,3         | <0,2<br>0,5 | 1,2         | 0,7<br>1,1 | 4,2<br>7,4  | 8,3         | 0,4<br>0,6 | 0,4<br>0,5  | 5,2         |                |            | 2,01       |
| CaO            | 0,53        | 0,57        | 0,38         | 0,5<br>2,9  | 0,5         | 1,8<br>3,3  | 2,7        | 3,1         | 2           | 3,1        | 2,8         | 3,5         |                |            | 4,41       |
| Na2O           | 2,85        | 2,45<br>4,4 | 3,05<br>5,25 | 4,98        | 3,48        | 3,75        | 2,7<br>5,1 | 0,6         | 0,93        |            | 4,89        | 2,4         |                |            | 3,15       |
| K20            | 4,85        | 0,18        | 5,25         | 0,18        | 0,33        | 0,16        | 0,14       | 0,0         | 0,93        |            | 0,06        | 0,26        |                |            | 0,11       |
| P2O5           | 0,2<br>0,94 | 0,18        | 0,92         | 0,18        | 0,33        | 0,10        | 1,1        | 0,21        | 1,8         |            | 1,3         | 0,20        |                | 0,65       | 0,56       |
| PF             | 0,94        | 0,02        | 0,82         | 0,0         | 0,8         | 0,0         | 1,1        | 0,0         | 1,0         | 1          | 1,0         | 0,7         | 2,00           | 0,00       | 0,00       |
| 1: (222)       |             | · 31        |              | 17          | 14          | 71          | 41         | 28          | 34          | 30         | 36          | 33          |                | 32         | 41         |
| Li (ppm)<br>Rb |             | 351         | 105          | 335         | 317         | 197         | 180        | 25          | 35          |            | 176         | 83          |                | 68         | 130        |
| Ba             |             | 66          | 115          | 83          | 78          | 558         | 540        | 116         | 258         |            | 318         | 520         |                | 654        | 521        |
| Sr             |             | 62          | 43           | 32          | 59          | 174         | 79         | 128         | 154         | 57         | 59          | 291         | 492            | 311        | 157        |
| Th             |             | 9,4         | 13,1         | 9,2         | 7,6         | 13,6        | 8,7        | 1,9         | 1,3         |            | 9,1         | 13,5        |                | 13,6       | 20,7       |
| U              |             | 7,3         | 3            | 13,1        | 9,9         | 6,8         | 2,6        | 0,7         | 0,2         | 6,1        | 5,9         | 5,6         |                | 3          | 2,5        |
| Ta             |             | 2,2         | 1,5          | 1,5         | 4,2         | 1,3         | 1,5        | 0,4         | 0,2         |            | 0,7         | 0,5         |                | 0,5        | 0,7        |
| Nb             |             | 16,4        | 31           | 8,9         | 15,1        | 15,1        | 16,6       | 6,4         | 3,7         | 8,7        | 4,1         | 6,4         |                | 5,9        | 5,6        |
| Hf             |             | 2,7         | 4,7          | 2,1         | 1,7         | 5,4         | 5,4        | 4,6         | 1,7         | 4,1        | 1,9         | 5,7         | 4,6            | 5,7        | 5,8        |
| Zr             |             | 79          | 178          | 56          | 34          | 175         | 162        | 159         | 60          | 98         | 64          | 197         |                | 175        | 180        |
| Ÿ              |             | 25          | 37,2         | 29,6        | 14          | 35          | 22,6       | 46          | 26,5        | 37         | 37          | 24          |                | 16,4       | 39,2       |
| v              |             |             |              | <10         | <10         | 44          | 20         | 311         | 199         | <10        | <10         | 136         |                | 71         | 27         |
| Co             |             |             | ,            | <5          | <5          | 8           | 5          | 30          | 20          | <5         | <5          | 18          |                | 7          | 5          |
| Cr             |             | 18          | 16           |             | 11          | 46          | 20         | 36          | 128         | 46         | 21          | 80          |                |            | 61         |
| Ni             |             | 12          | 16           |             | 13          | <10         | <10        | <10         | <10         | <10        | 13          | 15          |                | 25         |            |
| La             |             | 9           | 72,6         |             | 5,6         | 27,3        | 25,3       | 11,4        | 11,2        | 21         | 20,3        | 32          |                |            | 29,1       |
| Ce             |             | 19,7        | 153,2        | 31,4        | 11,2        | 59,3        | 50,9       | 18,3        | 23,6        |            | 43,5        | 66,9        |                | 60,2       | 60,6       |
| Pr             |             |             |              | 3,2         | 1,2         | 6,6         | 5,5        | 4           | 3,2         |            | 4,8         | 7,7         |                | 7          | 6,2        |
| Nd             |             | 9           | 54           |             | 4,5         | 25          | 21         | 19,3        | 15,3        | 19,1       | 18,3        | 30,8        |                | 27,6       | 22,5       |
| Sm             |             | 2,1         | 10,9         |             | 1,3         | 5,2         | 4,1        | 5,7         | 3,8         |            | 4,7         | 5,9         |                |            | 4,2        |
| Eu             |             | 0,1         | 0,5          |             | <0,1        | 0,8         | 0,7        | 1,6         | 1           | 0,4        | 0,6         | 1,4         | 2              | 1,4        |            |
| Gd             |             | 2           | 9,6          |             | 1,6         | 5           | 3,9        | 6,9         | 3,5         | 5,8        | 6,5         | 5,4         | 8              | 3,8<br>0,6 | 3,5        |
| Tb             |             | 0,4         | 1,6          |             | 0,3         | 0,8         | 0,6        | 1,1         | 0,6         |            | 1           | 0,8         | 1,2<br>6,8     | 3,3        | 0,4<br>2,4 |
| Dy             |             | 3           | 8,6          |             | 2,5         | 4,9         | 3,6<br>0,7 | 7<br>1,5    | 3,3<br>0,7  | 6,2<br>1,4 | 5,7<br>1,2  | 4,4<br>0,9  |                | 0,7        | 0,4        |
| Ho             |             |             |              | 0,9         | 0,5         | 1           |            | 4,5         | 1,9         |            | 3,6         | 2,5         |                |            | 1,2        |
| <u>Er</u>      |             | 2,1         | 4            | 3           | 1,4         | 3,1         | 1,7<br>0,3 | 0,7         | 0,3         |            | 0,5         | 0,4         |                |            | 0,2        |
| Tm             |             |             | 0.0          | 0,5         | 0,2<br>1,3  | 0,4<br>3    | 1,6        | 4,3         | 1,8         | 4,1        | 3,6         | 2,5         |                |            | 1          |
| Yb_            |             | 1,8         | 2,9<br>0,5   |             | 0,2         | 0,4         | 0,2        | 0,6         | 0,3         | 0,7        | 0,6         |             |                |            | 0,2        |
| Lu             |             | 0,3         | 0,5          | 0,5<br>6    | 12          | 0,4         | 0,2        | 0,0         | 11          | 0,7        | 0,0         | 0,4         | 0,5            | 0,0        | U,E        |
| <u>Sn</u>      |             |             |              | 8           |             |             |            |             | <u> </u>    |            | 4           |             |                |            |            |
| W              |             |             |              |             | <u></u>     |             |            |             | < 1         |            | <del></del> |             | <u> </u>       | l          | L          |

Tabl. 2 - Analyses chimiques des orthogneiss, des métadiorites et métagabbro-diorites, (analyses ICPMS, BRGM-Orléans)

Le gneiss leucocrate a une texture granolépidoblastique avec une foliation soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits micacés discontinus. Le quartz (38-40 %) est en petites plages à extinction onduleuse, xénomorphes ou allongées dans le plan de foliation et parfois en proto-rubans dans les plans C. Le feldspath est en petites et moyennes plages, xénomorphes ou subautomorphes, avec une dominante, soit d'albite-oligoclase (18-32 %), soit de feldspath potassique (18-28 %). La muscovite est généralement très abondante (6-12 %), alors que la biotite est souvent absente (0-1 %). Accessoirement, apparaissent de l'apatite, du zircon et de la tourmaline.

Le gneiss œillé gris clair a une texture granolépidoporphyroclastique. La foliation principale S1 est marquée par l'alternance de lits micacés, de lits discontinus holoquartzeux et de lits à dominante feld-spathique. Les plans C ( $\alpha=25^{\circ}$ ) sont soulignés par des rubans de quartz et par la granulation des porphyroclastes de feldspath. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse et en rubans mylonitiques. Le feldspath potassique (30-32 %), du microcline, est en porphyroclastes, souvent fortement granulés/recristallisés, moulés par la foliation S1. Le plagioclase (20 %), de type albite-oligoclase, est en plages moyennes xénomorphes et en porphyroclastes souvent granulés. Enfin, la muscovite (8-10 %) apparaît en petites et moyennes paillettes orientées, déformées, associées à ocelles de biotite (2-3 %).

Le gneiss œillé, gris sombre, a une texture et une composition minéralogique proches de celles du précédent; cependant, la biotite (8-10%) est ici très nettement dominante par rapport à la muscovite (0-2%).

L'analyse chimique d'un échantillon de gneiss leucocrate (FB-4979) (tabl. 2), prélevé dans la carrière de Pont Torret, montre que ce faciès est très acide ( $\mathrm{SiO}_2=75,4~\%$ ), riche en potassium (K = 3,48 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,20). Bien que cet indice soit à considérer avec prudence en raison de la mobilité possible des alcalins lors du métamorphisme varisque, il apparaît que cet échantillon est comparable aux leucogranites alumino-potassiques de type « Limousin ». Il est en particulier très pauvre en Ba (78 ppm), Sr (59 ppm) et Eu (<0,1 ppm) (ce qui atteste d'un intense fractionnement des feldspaths) et assez pauvre en Zr (34 ppm), Th (7,6 ppm) et terres rares légères (la 5,6 ppm). À l'inverse, il est riche en Rb (317 ppm) et en U (9,9 ppm).

L'analyse chimique d'un gneiss œillé gris clair (FB-4879) (tabl. 2), prélevé au Sud de Melgven, montre qu'il est très comparable au précédent, bien que moins acide ( $SiO_2 = 70.9~\%$ ) et plus riche en potassium (K = 4,98 %) ; il montre en effet, aussi, les caractères des leucogranites peralumineux de type « Limousin ».

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon (FB-4931) (tabl. 2) de gneiss œillé gris sombre, prélevé à l'Est de Kroaz Avalou, montre

que ce faciès est moins acide ( $SiO_2 = 69,6\%$ ) que les faciès gris clair analysés par ailleurs, mais qu'il est néanmoins fortement potassique (fig. 2). Son spectre multi-élémentaire présente des anomalies négatives en Ta et Nb, un fractionnement assez marqué entre terres rares lourdes et des anomalies négatives en Sr, P, et Ti (fig. 3) qui traduisent un fractionnement de feldspath, apatite et oxydes ferrotitanés.

La typologie des zircons, réalisée sur ce même échantillon, montre qu'ils sont automorphes et de couleur brun fumé, avec souvent un cœur opaque nettement différencié. La population indexée à un indice moyen AT = 362-379, ce qui la situe dans le domaine de l'anatexie crustale (fig. 4).

Une tentative de datation U-Pb par dissolution (Guerrot, 1999) montre (fig. 5) que les six fractions enregistrées se dispersent largement dans le diagramme Concordia avec des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  très variables, allant de 468 à 1 660 Ma. Ceci souligne un héritage ancien, Protérozoïque supérieur, dans les zircons de la roche. Cependant, les fractions 4 et 6, qui correspondent à des pointes de zircons où l'héritage est probablement moins important, donnent des âges identiques à 468 Ma; une régression forcée par  $0 \pm 50$  Ma donne, en intercept supérieur, un âge à 468 +20/-10 Ma; il est probable que cet âge soit représentatif de l'âge de mise en place du protolithe à l'Ordovicien; néanmoins, les points étant discordants de 10 %, il n'est pas possible d'exclure un l'héritage et/ou des pertes de plomb pour ces deux fractions.

Une autre tentative de datation a été faite sur ces zircons, par microsonde ionique (SHRIMP II, de l'université de Canberra). Treize points ont ainsi été analysés sur neuf grains différents ; la majorité des grains donne, dans les limites des erreurs sur les âges, des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , corrigés du Pb commun, identiques (tabl. 3). La discordia (fig. 6) donne un intercept bas bien défini à 489  $\pm$  5 Ma calculé sur 8 points (Cocherie, 1999) ; un héritage protérozoïque à 2 020 +130/-150 Ma est également mis en évidence en prenant en compte les points réalisés sur le cœur hérité d'un des zircons.

 $\gamma_P^{3A}$ . Granite de Pluguffan. Il constitue un vaste massif qui prend en écharpe toute la moitié sud de la carte et se poursuit largement tant vers l'ouest, sur la carte Quimper (où il a été défini et daté, Béchennec et al., 1999), que vers l'est, sur la carte Plouay (Béchennec et al., en préparation). 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 du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) qui se marque souvent par une bande d'ultramylonites.

Par ailleurs, le Granite de Pluguffan encaisse des enclaves, plurihectométriques à kilométriques, de granite à biotite, telles celles de Saint-Yvy et Beg Meilh; il englobe aussi quelques enclaves de micaschistes et de paragneiss micacés: (1) ceux de Kerangall, qui se sui-

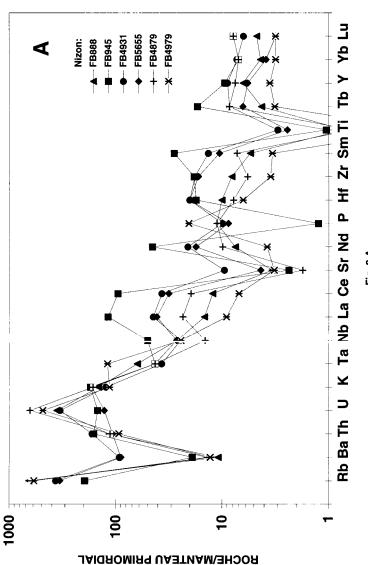
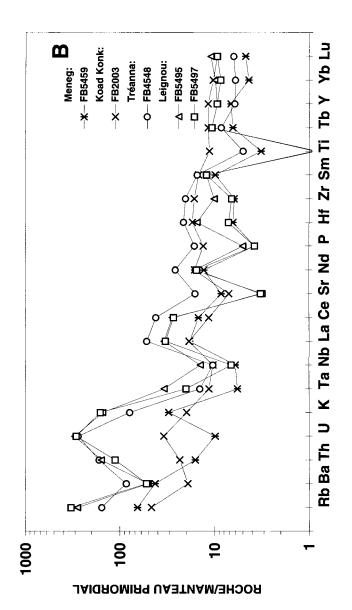


Fig. 2 A



l'Orthogneiss de Nizon (les analyses FB-888 et FB-945 ont été effectuées sur des roches de la feuille Concarneau [Béchennec et *al.*, 1999] Fig. 2 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour (2 A) et (2 B) l'Orthogneiss du Leignou, le Métagabbro du Meneg, la Métadiorite de Treanna et les Amphibolites de Koak Konk.

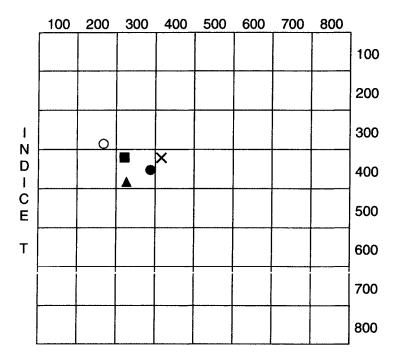


Fig. 3 - Distribution des zircons des orthogneiss de Nizon (X), du Leignou (●), du Métagranite de Saint-Thurien (○), du Granite d'Ergué (▲) et du faciès Saint-Yvy-Beg Meilh du Granite de Pluguffan (■). La population des zircons de chaque roche est représentée par son indice moyen, dans le diagramme typologique de Pupin (1980).

|                        |        | +1    | 6,7      | 8,1      | 4,7      | 6,3      | 6,1      | 9'9      | 6,1      | 6,4      | 6,2      | 6,3      | 6,2      | s rapports   |
|------------------------|--------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|--|
| Âge en Ma              |        |       |          |          |          |          | _        |          |          |          |          |          |          | <br>ımun â l'aide de   |
| •                      | 206Pb/ | 738U  | 493,8    | 484,1    | 368,0    | 487,8    | 477,4    | 494,9    | 475,3    | 480,9    | 494,2    | 485,8    | 496,3    | Notes:1- Incertitudes données à ±10; 2- fas % correspond à la proportion de 28Pb qui est du Pb commun; 3-Correction du Pb commun à l'aide des rapports |
|                        |        | +1    | 0,0011   | 0,0014   | 0,0008   | 0,0011   | 0,000,0  | 0,0011   | 0,0000   | 0,0011   | 0,0000   | 0,0011   | 0,0010   | un;3-Corr  |
| nes                    | 206Pb/ | 238U  | 0,0796   | 0,0780   | 0,0588   | 0,0786   | 0,0769   | 0,0798   | 0,0765   | 0,0775   | 0,0797   | 0,0783   | 0,0800   | Pbcomm   |
| Rapports Radiogéniques |        | +1    | 0,000    | 0,0014   | 9000'0   | 0,0004   | 0,0004   | 0,0008   | 0,0008   | 20000    | 0,0004   | 0,0005   | 0,0003   | qui est du   |
| pports Ra              | 207Pb/ | 206Pb | 0,0594   | 0,0644   | 9960'0   | 0,0583   | 0,0593   | 0,0710   | 0,0655   | 0,0677   | 0,0576   | 0,0591   | 0,0597   | on de 206Pł  |
| Ra                     |        | +1    | 0,176    | 0,220    | 0,214    | 0,171    | 0,170    | 0,170    | 0,173    | 0,176    | 0,163    | 0,170    | 0,161    | a proport  |
|                        | 238U/  | 206Pb | 12,523   | 12,713   | 16,270   | 12,698   | 12,972   | 12,334   | 12,942   | 12,752   | 12,538   | 12,742   | 12,452   | spond à l  |
|                        | £206   | %     | 0,31     | 98′0     | 4,41     | 0,19     | 0,29     | 1,59     | 66'0     | 1,23     | 0,11     | 0,28     | 0,34     | % corre  |
|                        | 204Pb/ | 206Pb | 0,000075 | 0,001031 | 0,002508 | 0,000103 | 0,000151 | 0,001061 | 0,000564 | 0,000959 | 0,000004 | 0,000145 | 0,000178 | 10; 2- fae   |
|                        | Pb*    | (mdd) | 22       | 19       | 51       | 47       | 58       | 14       | 9        | 37       | 59       | 43       | 99       | nées à ±   |
|                        | Th/U   |       | 60′0     | 1,52     | 0,22     | 0,07     | 0,07     | 0,11     | 60'0     | 60'0     | 60'0     | 0,10     | 60'0     | des dor  |
|                        | Th     | (mdd) | 89       | 273      | 193      | 44       | 54       | 61       | 74       | 44       | 70       | 57       | 84       | Incertitu  |
| 3 A                    | n      | (mdd) | 774      | 180      | 886      | 639      | 820      | 541      | 845      | 513      | 795      | 592      | 893      | es:1-1   |
| Tabl. 3 A              | Grain. | spot  | 1,3      | 2,1      | 3,1      | 4,1      | 5,1      | 6,1      | 6,2      | 7,1      | 8,1      | 8,2      | 9,1      | Not  |

| Tabl. 3 B | 3 B              |       |          |             |  |               |                         | Rag       | Rapports radiogéniques | Idiogéni        | dnes      |          |      |        | Âge                               | Âges en Ma | Ma           |     |       |
|-----------|------------------|-------|----------|-------------|--|---------------|-------------------------|-----------|------------------------|-----------------|-----------|----------|------|--------|-----------------------------------|------------|--------------|-----|-------|
| Grain.    | Grain. U         | 뵨     | Th/U     | Th Th/U Pb* | 204Pb/   | f206          | f <sub>206</sub> 206Pb/ |           | 207Pb/                 | ;               | 707Pb/    |          | 790Z | 206Pb/ | 207Pb/                            |            | 207Pb/       |     | Conc. |
| spot      | spot (ppm) (ppm) | (mdd) |          | (mdd)       | 206Pb  | %             | 238U                    | +1        | 235U                   | +1              | 206Pb     | +1       | 738U | ∓ 08cz | 235U                              | +1         | 235U ± 206Pb | +1  | %     |
|           |                  |       |          |             |  |               |                         |           |                        |                 |           |          |      |        |                                   |            |              | H   |       |
| 1,1       | 1,1 413          | 128   | 128 0,31 | 145         | 0,00005 0,08   | 80′0          | 0,3356 0,0310           | 0,0310    | 5,774                  | 0,825           | 0,1248 0, | 0,0123   | 1865 | 151    | 0,0123 1865 151 1943 132 2026 185 | 132        | 2026         | 185 | છ     |
| 1,2       | 270              | 109   | 0,40     | 105         | 0,00000  | 0,16          | 0,367                   | 5 0,0227  | 6,214                  | 0,713           | 0,1227    |          | 2017 | 108    | 2017 108 2006 106 1995 168        | 106        | 1995         | 168 | 101   |
|           |                  |       |          |             |  |               |                         |           |                        |                 |           |          |      |        |                                   |            |              |     |       |
|           |                  |       |          | Notes       | Notes . 1 Correction de Drommers & Paids de vanner 2006 / 2007. 9 Douerantons de concordence | in the second | Jh commun               | n A Baid. |                        | 14 204Db / 2061 | , J.      | Contacon |      |        |                                   |            |              |     |       |

Tabl. 3 A - Résumé des résultats analytiques obtenus par la SHRIMP II sur les zircons de l'Orthogneiss de Nizon (FB-4931) Tabl. 3 B – Suite des résultats analytiques avec correction par la méthode du <sup>204</sup>Pb

(Seulement pour les zircons protérozoïques)

| E<br>E   | Échantillon | llon      |            | Concen      | Concentrations  |             | _          | Rapports isotopiques | topiques        |   | ÂGE        |
|----------|-------------|-----------|------------|-------------|---|-------------|------------|----------------------|-----------------|---|------------|
| #        | Min         | Min pds.  | Ω          | Pb rad      | Pb rad Pbcom  | Pb          | Pb         | Pb/U                 | Pb/U            | Pb  | Pb         |
|          |             | (gµ)      | (mdd)      | (mdd) (mdd) | (gd)  | 206/204     | 208/206    | 206/238              | 207/235         | 207/206   | 207/206    |
|          | Ξ           |           |            |             | [2]   | [3]         | 7          | [4]                  | [4]             | [4]   | (Ma)       |
| _        | lz          | 23        | 625        | 92.1        | 33  | 3710        | 89.0       | $0.1406 \pm 4$       | $1.9375\pm67$   | $0.09993\pm10$  | 1622.7     |
| 7        | 2z          | 14        | 572        | 56.3        | 27  | 1728        | 0.39       | $0.0958\pm 3$        | $1.2274\pm42$   | $0.09288\pm12$  | 1485.5     |
| 33       | 2z          | 9         | 624        | 0.89        | 21  | 1234        | 0.12       | $0.1122\pm3$         | $1.5764\pm53$   | $0.10193\pm18$  | 1659.5     |
| 4        | 4z          | 22        | 745        | 46.4        | 59  | 2320        | 0.10       | $0.0662\pm2$         | $0.5148\pm22$   | $0.05640 \pm 8$   | 468.0      |
| S        | 2z          | 14        | 685        | 46.5        | 47  | 902         | 0.12       | $0.0705\pm2$         | 0.5970±22       | $0.06144\pm12$  | 654.7      |
| 9        | 1z          | 15        | 286        | 61.3        | 42  | 1436        | 0.15       | $0.0649\pm 2$        | $0.5044 \pm 18$ | $0.05641 \pm 8$   | 468.4      |
| N        | NOTES:      | <br>      |            |             |   | <br> <br>   |            |                      |                 |   |            |
|          | Min         | éral: n   | ombre d    | e grains    | = Minéral : nombre de grains z : zircon                               |             |            |                      |                 |   |            |
| 7 =      | Plon        | up com    | umun tot   | al (étaloi  | 2 = Plomb commun total (étalon, contaminat on et minéral)             | nation et m | ninéral)   |                      |                 |   |            |
| 3=       | corri       | igé pou   | ır la disc | riminatic   | 3 = corrigé pour la discrimination de masse                           | ē           |            |                      |                 |   |            |
| <b>4</b> | corr        | igé po    | ur la dis  | scriminat   | tion de ma  | sse, la coi | ntaminatic | on générale (        | (Pb=15 pg, U    | 4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb    | n et le Pb |
| con      | nmn         | ı initial | Les en     | reurs son   | t présentée   | 3s è 20. La | 1 composit | tion isotopiq        | ue du Pb com    | commun initial. Les erreurs sont présentées è 20. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée | é calculée |
| selc     | on le       | modèle    | e d'évolu  | ition à de  | selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975) | de Stacey   | et Kramer  | s (1975).            |                 |   |            |
|          |             |           |            |             |   |             |            |                      |                 |   |            |

Fig. 4 A - Résultats analytiques: pour les zircons de l'Orthogneiss de Nizon (FB-4931). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau

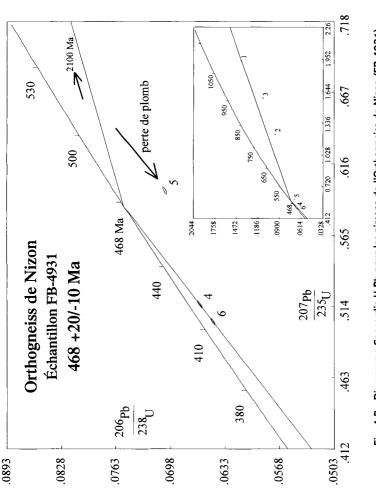


Fig. 4 B - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'Orthogneiss de Nizon (FB-4931). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau

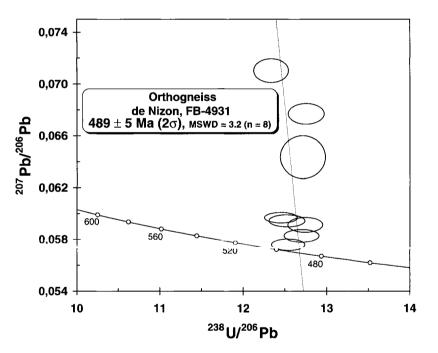


Fig. 5 - Ensemble des points analysés pour l'Orthogneiss de Nizon, portés dans le diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972)

vent en une étroite bande depuis la feuille Quimper jusqu'à Rosporden; (2) ceux du nord du Trévoux, qui apparaissent en une lanière mylonitique le long de la voie ferrée. Il encaisse enfin, des amphibolites: (1) celles de Koad Konk, à l'extrême ouest de la carte; (2) celles du nord du Moustoir; (3) celle du nord du Trévoux (où elles sont associées aux paragneiss).

Le Granite de Pluguffan affleure principalement (d'ouest en est): (1) en bordure de la RN 165 Nantes-Quimper entre le Bois de Pleuven et l'échangeur de Koad Konk (Coatconq); (2) dans d'anciennes carrières près de Penhoat Kadol; (3) en bordure de la D 765 Saint-Yvy-Rosporden (4) le long de la voie ferrée au niveau de Beg Meilh; (5) à l'ouest de Rosporden dans la carrière de Koad Kulodenn; (6) sur le périphérique sud-ouest de Rosporden; (7) en bord de route au sud du Bois de Goarlot; (8) le long de la D 765 et de la D 4 respectivement à l'ouest et au nord de Bannalec; (9) en bord de route entre Ty-Ru et Kerneuzec.

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) est particulièrement bien exposée en bordure de la D 4, au nord de Bannalec, où les figures de déformation sont 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 par les plans (S1). La foliation (S1) est généralement subverticale et axée au N85-95 ; les plans (C) subverticaux également, sont axés au N100-115 et la linéation d'étirement est subhorizontale ou pend de 5-10° vers l'est ou vers l'ouest.

Dans le quart sud-est de la carte, apparaît de plus, au sein du granite, un étroit couloir de déformation; ce dernier, parallèle au CSA, s'individualise au sud de Bannalec et se développe vers l'Est au Nord du Trévoux, avant de se poursuivre au-delà sur la carte voisine Plouay (Béchennec et al., en préparation); il est souligné par une lanière d'ultramylonite-mylonite qui affecte le granite, des micaschistes et des paragneiss quartzeux; dans ces roches, l'association (S/C/L) est bien marquée: les plans C et S sont subparallèles, sub-verticaux et axés au N100-110; la linéation d'étirement est subhorizontale et localement elle apparaît prédominante donnant alors aux roches une texture proche des L-tectonites.

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 proto-mylonitique 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.

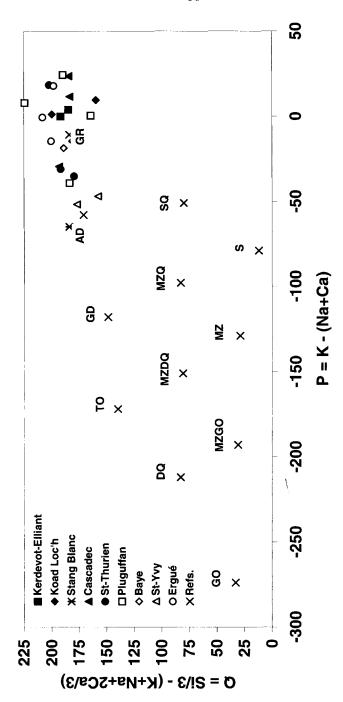


Fig. 6 - Diagramme Q-F pour les granitoïdes de la feuille Rosporden

Le quartz (40-42 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse, fréquemment regroupées en îlots holoquartzeux; dans les plans (C) le quartz est en proto-rubans ou rubans, en fonction de l'intensité de la mylonitisation; le microcline (27-30 %) 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 (FB-4633, 4708) (tabl. 4) montre que ce granite est nettement acide ( $SiO_2 = 71,1-73,6\%$ ), fortement à très fortement potassique ( $K_2O = 4,58-5,54\%$ ) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,15-1,5); il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 7). Les teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca), le situent dans la gamme commune des leucogranites, telle que définie par J. Didier et J. Lameyre (1969).

Comme la plupart des leucogranites peralumineux, le Granite de Pluguffan présente de fortes teneurs en Rb, U, et dans une moindre mesure en Li; cependant, contrairement à ceux-ci, ses teneurs en Sr et Zr apparaissent aussi, relativement élevées. Son spectre de terres rares (fig. 8) témoigne: (1) d'un enrichissement en terres rares légères; (2) d'anomalies négatives en Eu; (3) d'un net fractionnement en terres rares lourdes (fig. 9).

Relativement aux leucogranites peralumineux communs, le Granite de Pluguffan se distingue par ses teneurs élevées, voire très élevées, en de nombreux éléments incompatibles (Th, terres rares légères, Zr, Ba...).

Sur la carte Quimper, le granite de Pluguffan a été daté à  $318 \pm 4$  Ma (Béchennec et al., 1999).

- myPζ. Enclaves du Granite de Pluguffan: Paragneiss mylonitiques du Trévoux. Ils forment, au cœur du Granite de Pluguffan, une lanière mylonitique ultramylonitique qui se suit depuis le Sud-Ouest de Bannalec jusqu'au Nord du Trévoux (avant de se poursuivre sur la feuille voisine Plouay (Béchennec et al., en préparation). Ils se présentent comme une roche dure, litée, gris sombre, à grain fin et à débit en plaquettes ou en dalles. Ils ont une texture granolépidoblastique, et leur paragenèse est composée de quartz (50-60 %), de plagioclase (15 %), de biotite (25-35 %), de rare grenat et accessoirement d'opaques et de zircon. Les ultramylonites, qui leur sont associées, se présentent, soit comme des roches très dures, gris-noir, aphanitiques, soit comme une roche gris sombre feuilletée à matrice aphanitique emballant des « tecto-clastes » de quartz et de feldspath.
- $my\zeta$ . Enclaves du Granite de Pluguffan : Micaschistes mylonitiques de Kerangall. Identifiés à l'extrémité orientale de la carte Quimper, en rive sud de la vallée du Jet, ces micaschistes se poursui-

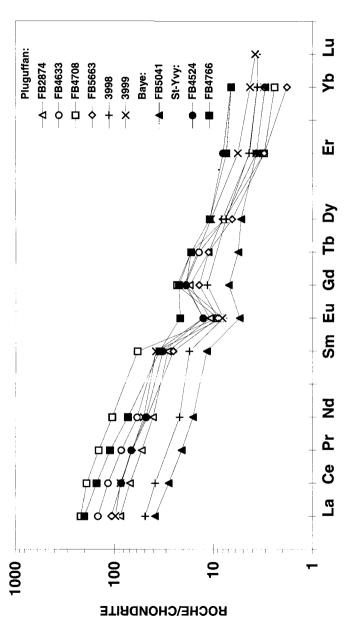
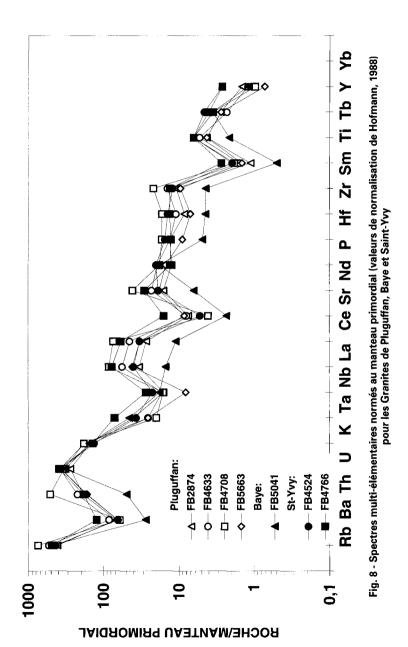


Fig. 7 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grevesse, 1989) pour les Granites de Pluguffan (les analyses 3998 et 3939 sont tirées de Bernard-Griffiths et *al.,* 1985), Baye et Saint-Yvy



vent sur la carte Rosporden, d'une part le long du Jet et d'autre part plus vers l'Est, de Kermerrien à Rosporden. Ils affleurent principalement le long de la voie ferrée au Nord de Le Lety. De teinte beige, ils apparaissent fortement laminés, avec des structures S/C verticales, respectivement axées au N85 et au N115, qui leur donnent un débit en plaquettes, en dépit d'un aspect assez compact. Ces micaschistes ont une texture mylonitique (localement presque ultramylonitique) avec une schistosité principale S1, marquée par l'orientation des micas et des plages de quartz en lamelles, associée à une schistosité mylonitique soulignée par des rubans de quartz. La paragenèse est composée de quartz (40-50 %), de muscovite (22-47 %), de chlorite (8-30 %) de plagioclase (0-6 %) et, accessoirement, d'apatite et de zircon.

 $\gamma_0^{\text{SAL}}$ . Enclaves du Granite de Pluguffan: granite à biotite (faciès type Saint-Yvy-Beg Meilh). Il apparaît en enclaves d'extension variable, décamétrique (non cartographiables) ou pluri-hectométrique à kilométrique. Les enclaves de Saint-Yvy et de Beg Meilh forment des entités isolées au sein du Granite de Pluguffan. De telles enclaves ont aussi été observées: (1) au Sud-Est de Rosporden, près de Kerambrunou; (2) au Sud du Bois de Goarlot; (3) au Sud-Ouest et à l'Est de Bannalec, respectivement près du Moulin-Neuf, de Kerbernez et près de Kermerour et Kerneuzec; (4) au Nord du Trévoux. Les contacts avec le Granite de Pluguffan sont très progressifs, et la déformation dans les deux unités est identique.

À Beg Meilh, où il est particulièrement bien exposé, ce granite présente un grain moyen à moyen/fin, avec quelques petits porphyroblastes de feldspath. De teinte gris sombre, il est riche en paillettes de biotite qui, localement, apparaissent en nuages, ce qui donne alors un cachet anatectique à la roche. Celle-ci est fortement affectée par les structures S/C/L. Ce granite a une texture grenue, souvent mylonitique, avec quelques petits porphyroblastes subautomorphes, déformés de feldspath. La paragenèse comprend du quartz, du feldspath K, du plagioclase, de la biotite ; dans une moindre mesure, de la muscovite et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz (38 %) est en petites plages xénomorphes regroupées en îlots holo-quartzeux ou en rubans moulant les porphyroblastes de feldspath. Le feldspath K (23-30 %), microcline ou orthose perthitique, est généralement prépondérant sur l'albite-oligoclase (22-30 %), et tous deux se présentent en plages moyennes xénomorphes ou en porphyroblastes. La biotite (4-6 %) est en petites/moyennes paillettes orientées, déformées, associées à celles de muscovite (1-3 %). Localement, comme à Beg Meilh et au Sud-Ouest de Bannalec, apparaît de la sillimanite en petites baguettes.

La typologie des zircons, réalisée sur un échantillon provenant de Beg Meilh (FB-4524) (fig. 4) donne un indice moyen AT = 292-360 pour la population indexée, ce qui la situe dans le domaine de l'anatexie crustale.

Deux analyses chimiques réalisées sur ce même échantillon (FB-4524) et sur un second (FB-4766) provenant de Kerneuzec (tabl. 4), montrent que ce granite est modérément acide ( $\mathrm{SiO}_2=70.7$  et 67.4 %), modérément potassique ( $\mathrm{K}_2\mathrm{O}=4.05$  et 4.22 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,23 et 1,25 %). Il s'inscrit au voisinage du granite de référence et de l'adamellite dans le diagramme Q-P (fig. 7). Cependant, ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent à la limite entre les granodiorites et les leucogranites, tels que définis par J. Didier et J. Lameyre (1969), ce qui le différencie de son encaissant, le Granite de Pluguffan.

En accord avec son caractère peralumineux, ce granite montre des traits comparables à ceux des granodiorites de l'association aluminopotassique de type Guéret, traits que l'on trouve également dans les granitoïdes calco-alcalins : (1) teneurs modérées en CaO (1,4 % et 1,7 %) et Sr (95 et 289 ppm) ; (2) teneurs assez élevées en Th (13,7 et 14,9 ppm) ; (3) rapport Th/Ta voisin de 10. De plus, il se distingue des granites (leucogranites principalement) de la feuille, par des teneurs assez fortes en Zr (137 et 129 ppm) et Ba (391 et 747 ppm) et un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes (fig. 9).

Mγ<sup>4AL</sup>. Granodiorite anatectique de Quimper. Elle n'apparaît que très localement en limite ouest de la feuille, au Nord du Bois de Pleuven, où elle constitue l'extrémité d'un massif qui s'étend sur la feuille voisine Quimper (Béchennec et *al.*, 1999). Elle se présente comme une roche à grain fin/moyen, hétérométrique, assez sombre, d'aspect parfois nébuleux avec des « traînées » enrichies en biotite.

 $\gamma^{\text{1AL}}$ . Granite de Baye. Défini sur la feuille voisine Concarneau (Béchennec et al., 1996), il apparaît uniquement dans l'angle sud-est de la carte, mais il se développe plus à l'Est sur les cartes voisines Lorient (Horrenberger et al., 1972) et Plouay (Béchennec et al., en préparation). Le Granite de Baye recoupe l'Orthogneiss de Nizon qu'il enclave localement. Il se présente comme une roche gris clair, isogranulaire, à grain fin/moyen et est relativement micacée avec une prédominance de biotite. Sa texture est grenue, plus ou moins orientée, et sa paragenèse est composée de quartz (38 %), de feldspath K (20-30 %), d'albite-oligoclase (24-30 %), de biotite (3-7 %), de muscovite (1-3 %) et, accessoirement, de zircon et d'apatite.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon de ce Granite (FB-5041) montre (tabl. 4) qu'il est nettement acide (SiO<sub>2</sub> = 72,8 %), fortement potassique ( $K_2O = 4,69$  %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,26 %). Il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Par ailleurs, ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites, telle que définie par J. Didier et J. Lameyre (1969).

Comme de nombreux leucogranites peralumineux, le Granite de Baye présente de fortes teneurs en Rb (261 ppm) et U (6,5 ppm) et de

|                                 |           |         |           | NE MERIDI | ONAL      |          |         |           |           | DOMAINE | CENTRAL   |             |           |           |           |           | DOMAIN  | E SEPTEN  | TRIONAL |         |          |  |
|---------------------------------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|----------|---------|-----------|-----------|---------|-----------|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|-----------|---------|---------|----------|--|
|                                 | Baye      |         | Pluguffan | , 318 Ma  |           | St\      |         |           | Ergué     |         |           | hurlen, 310 |           |           | Cascadec  |           | Kerdevo | t-Elliant |         | Koad    | Loc'h    |  |
| Roche                           | Granite   | Granite | Granite   | Granite   | Granite   | Granite  | Granite | Granite   | Granite   | Granite | Métagran. |             |           | Granite   | Mylonite  | Granite   | Granite | Granite   | Granite | Granite | Granite  | Gr. topaze                                       |
| N° Carte                        | 347       | 346     | 347       | 347       | 348       | 347      | 347     | 347       | 347       | 348     | 347       | 348         | 348       | 347       | 348       | 348       | 346     | 347       | 347     | 347     | 347      | 347  |
| N° Ech.                         | FB5041    | FB2874  | FB4633    | FB4708    | FB5663    | FB4524   | FB4766  | FB4592    | FB4780    | FB5787  | FB4783    | FB4794      | FB5922    | FB4826    | FB5715    | FB5926    | FB4135  | FB4533    | FB4715  | FB4932  | FB5350   | FB4723   |
| SiO <sub>2</sub> (%)            | 72,8      | 73,6    | 71,4      | 71,1      | 72,1      | 70,7     | 67,4    | 73,2      | 73,9      | 72,9    |           | 72          |           | 73,4      | 71,5      | 71,5      |         | 72,6      | 72,6    | 71,6    | 70,3     | 73,5   |
| TIO <sub>2</sub>                | 0,09      | 0,2     | 0,28      | 0,33      | 0,26      | 0,35     | 0,49    | 0,12      |           | 0,25    |           | 0,13        | 0,23      | 0,18      | 0,17      | 0,19      | 0,22    | 0,22      | 0,15    | 0,14    | 0,26     | <0.05  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 14,6      | 14,88   | 15,6      | 14,6      | 15,1      | 15,6     | 16,5    | 15,4      | 15,1      | 14,4    | 15,2      | 15,1        | 14,4      | 14,6      | 15,8      | 14,9      | 15,98   | 15,4      | 15,6    | 15,4    | 16,5     | 14,9   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub> | 1,16      | 1,48    | 1,7       | 2,01      | 1,88      | 2,55     | 2,87    | 1,25      | 1,15      | 1,59    | 1,85      | 1,24        | 1,75      | 1,05      | 1,11      | 1,68      | 0,93    | 1,3       | 1,15    | 1,05    | 1,4      | 1,05   |
| MnO                             | 0,04      | 0,02    | 0,02      | 0,06      | 0,07      | 0,05     | 0,05    | 0,02      | 0,03      | 0,05    | 0,03      | 0,04        | 0,06      | 0,02      | 0,04      | 0,05      |         | 0,02      |         | 0,02    | 0,04     |  |
| MgO                             | 0,3       | 0,36    | 0,4       | 0,5       | 0,6       |          | 1,1     | 0,3       | 0,3       | 0,4     |           | 0,3         | 0,6       | <0.2      | 0,4       | 0,6       |         | 0,3       |         |         | 0,4      |  |
| CaO                             | 0,5       | 0,41    | 0,5       | 0,8       | 0,8       | 1,4      | 1,7     | 0,4       | 0,4       | 0,5     |           |             | 1         | 0,4       | 0,5       | 0,5       | 0,43    | 0,5       | 0,3     | 0,4     | 0,5      | 0,4  |
| Na <sub>2</sub> O               | 3,4       | 2,55    | 2,6       | 3,2       | 3,6       | 3,5      | 3,3     | 2,9       | 3,3       | 2,7     |           |             | 3,5       | 3,6       | 2,7       | 2,9       | 3,1     | 3,1       | 3       | 3,4     | 3,2      | 2 4,3  |
| K <sub>2</sub> O                | 4,69      | 4,58    | 5,5       | 5,54      | 4,28      | 4,05     | 4,22    | 4,7       | 4,65      | 5,35    | 4,3       | 5,16        | 4,49      | 4,4       | 5,62      | 5,36      | 5,05    | 5,3       | 4,85    | 4,8     | 5,72     | 3,8  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,29      | 0,2     | 0,31      | 0,29      | 0,24      | 0,32     | 0,21    | 0,33      | 0,27      | 0,34    | 0,28      | 0,2         | 0,25      | 0,35      | 0,36      | 0,35      |         | 0,37      |         |         | 0,38     | 0,64   |
| PF                              | 1,2       | 1,73    | 2         | 0,9       | 1,6       |          | 1,2     | 2         |           |         |           |             |           | 1,1       | 1,5       | 1,4       |         | 1         | 2       |         | 1,5      |  |
|                                 |           |         |           |           |           |          |         |           |           |         |           |             |           |           | , .       |           |         |           |         | ,       |          |  |
| Li (ppm)                        | 31        | 77      | 82        | 66        | 41        |          | 42      | 41        | 62        |         |           | 338         | 130       | 237       | 185       | 89        | 123     | 118       | 61      | 110     | 128      |  |
| Rb                              | 261       | 220     | 286       | 398       | 236       |          | 262     | 256       |           | 343     |           | 378         | 309       | 422       | 312       |           |         | 266       |         |         | 365      |  |
| Ва                              | 167       | 413     | 509       | 368       | 392       |          | 747     | 189       | 172       |         |           | 193         | 246       | 52        | 273       | 325       |         | 271       | I       |         | 370      | L.   |
| Sr                              | 42        | 136     | 143       | 74        | 154       | 95       | 289     | 32        |           |         |           |             | 70        | 16        | 79        | 59        |         | 42        |         |         | 46       |  |
| Th                              | 4         | 15,2    | 18        | 41,6      | 13,4      |          | 14,9    | 3,2       |           |         |           | 6,7         | 15,1      | 9,3       | 8,1       | 10,1      | 9       | 8,3       |         |         |          |  |
| U                               | 6,5       | 5,6     | 7,7       | 6,8       | 7,4       |          | 7,9     | 14,6      |           |         |           | 4,8         | 6,7       | 7,9       | 7         |           |         | 6,2       |         |         | 6,5      |  |
| Та                              | 1,6       | 1,4     | 0,9       | 0,7       | 0,9       |          | 2,5     | 1,7       | 2         |         |           | 1,2         | 1,4       | 1,1       | 1,3       |           |         | 0,7       |         |         | 1,8      |  |
| Nb                              | 11,1      | 9,9     | 10,3      | 10        | 5         | ·        | 16,9    | 12,1      | 12,7      | 10,7    |           |             |           | 7,7       | 7,6       |           |         | 5,8       |         |         | 10,9     |  |
| Hf                              | 1,3       | 3,5     | 3,5       | 4,5       | 2,4       |          | 3,4     | 1,7       | 1,8       |         |           |             | 3         | 2,1       | 2         |           | 2,5     | 2,3       |         |         | 2,8      |  |
| Zr                              | 43        | 82      | 106       | 162       | 68        |          | 129     | 44        | 44        | 89      |           | 47          | 90        | 54        | 47        | 65        |         | 70        |         |         | 101      |  |
| Y                               | 14        | 10,9    | 9         | 13,8      | 10,8      |          | 15,7    | 21,1      | 12        |         |           |             | 13,2      | 7         | 13,4      | 10,5      | 10      | 8         | _       |         | 14       |  |
| V I                             | <10       | 10      | <10<br>5  | <10<br><5 | <10<br><5 |          | 27      | <10<br><5 | <10<br><5 |         |           | <10<br><5   | <10<br><5 | <10<br><5 | <10<br><5 | <10<br><5 | 24      | 13<br><5  |         |         | <10      |  |
| Co                              | <5        | 54      | 20        | 35        | 43        | <u> </u> | 34      | 14        | 19        |         |           | 22          | 37        | 18        | 23        | 25        |         | 27        |         |         | <5<br>28 |  |
| Cr<br>Ni                        | 26<br><10 | 54      | <10       | <10       | <10       |          | 17      | <10       | <10       |         |           |             | <10       | <10       | <10       |           | 13      | <10       |         |         | ~10      |  |
| La                              | 9,2       | 20,6    | 34,7      | 51,6      | 25,4      | 24,5     | 47,3    | 8         | 11,3      | 25,3    |           | 16,7        | 17,4      | 11        | 14,2      | 15        |         | 14,2      |         |         | 23,6     |  |
| Ce                              | 17,6      | 43,3    | 71,9      | 118,5     | 52,8      |          | 94      | 16,7      | 23,8      | 61,8    |           | 34,9        | 42,1      | 26        | 32,3      | 34,5      | 32,8    | 33,7      |         |         | 58,5     |  |
| Pr                              | 1,9       | 4,8     | 7,7       | 13        | 6         | 6,1      | 10      | 2         |           | 7       | 4,9       | 3,9         | 4,8       | 3,1       | 3,6       | 4         | 3,8     | 4,2       |         |         | 7,4      |  |
| Nd                              | 7,5       | 19      | 27,4      | 48,9      | 21,7      | 22,4     | 34      | 8,6       |           | 28      |           | 16          | 19,6      | 12,6      | 16        | 18        |         | 16,4      |         |         | 30       |  |
| Sm                              | 1,7       | 4,2     | 5,5       | 8,5       | 3,7       | 4,7      | 5,1     | 2,7       |           | 6,1     |           |             | 3,9       | 2,7       | 3,5       | 4,3       |         | 4         |         |         | 6        |  |
| Eu                              | 0,3       | 0,6     | 0,7       | 0,5       | 0,5       | 0,7      | 1,2     | 0,5       | 0,3       | 0,4     |           |             | 0,5       | 0,2       | 0,6       | 0,6       |         | 0,5       |         |         | 0,4      |  |
| Gd                              | 1,4       | 3,5     | 3,9       | 4,7       | 2,8       |          | 4,5     | 3,1       | 2,5       |         |           | 2,7         | 2,7       | 1,9       | 2,8       | 3,2       |         | 3,3       |         | 2       | 3,8      |  |
| Tb                              | 0,2       | 0,4     | 0,5       | 0,6       | 0,4       | 0,6      | 0,6     | 0,5       | 0,4       | 0,6     | 0,4       | 0,3         | 0,4       | 0,2       | 0,4       | 0,5       |         | 0,4       |         | 0,3     | 0,5      | 0,1  |
| Dy                              | 1,3       | 2       | 1,9       | 1,9       | 1,6       | 2,7      | 2,7     | 2,9       | 2,1       | 1,9     |           | 1,2         | 1,7       | 1         | 2         |           | 1,6     | 1,6       |         | 1,6     | 1,8      | 0,5  |
| Но                              | 0,2       | 0,3     | 0,3       | 0,2       | 0,2       |          | 0,5     | 0,5       |           |         |           |             |           | 0,2       | 0,3       | 0,2       | 0,2     | 0,2       |         |         | 0,2      |  |
| Er                              | 0,6       | 0,7     | 0,6       | 0,5       | 0,5       | 1,3      | 1,2     | 1,1       | 0,9       | 0,5     | 0,8       |             | 0,5       | 0,5       | 0,6       |           |         | . 0,5     |         |         | 0,5      |  |
| Tm                              | 0,1       | 0,1     | 0,1       | 0,1       | <0.1      |          | 0,2     | 0,1       | 0,1       |         |           | <0.1        | <0.1      | 0,1       | <0.1      | <0.1      | 0       | 0,1       |         |         | 0,1      |  |
| Yb                              | 0,5       | 0,6     | 0,5       | 0,4       | 0,3       |          | 1,1     | 0,8       |           |         |           |             |           |           | 0,3       |           |         | 0,4       |         |         | 0,3      |  |
| Lu                              | 0,1       | 0,1     | 0,1       | <0.1      | <0.1      | 0,1      | 0,2     | 0,1       | 0,1       | <0.1    | 0,1       | <0.1        | <0.1      | 0,1       | <0.1      | <0.1      | 0,1     | 0,1       | <0.1    | 0,1     | 0,1      |  |
| Sn                              | 12        |         |           | . 7       |           |          | 12      |           |           |         |           |             |           |           |           |           |         |           |         |         | 15       | <del></del>                                      |
| W                               | <1        |         |           | <1        |           |          | 7       |           |           |         |           |             |           |           |           |           |         |           |         |         | <1       |  |
| 1/01::                          |           |         | - 46      |           |           | 1.00     | 1 0503  | 4 4=      | 100       | 1.66    | 1.00      | 4 40        | 1 10      | 4.00      | 1.00      |           | 1 A A   | 1.63      |         | 4 64    | 1.00     | <del>                                     </del> |
| A/CNK                           | 1,26      | 1,50    | 1,40      | 1,15      | 1,26      | 1,23     | 1,2591  | 1,45      | 1,35      | 1,29    | 1,30      | 1,40        | 1,16      | 1,28      | 1,38      | 1,30      | 1,41    | 1,31      | 1,45    | 1,34    | 1,33     | 1,25   |

Tabl. 4 - Analyses chimiques des granites (analyses ICPMS, BRGM-Orléans).

faibles teneurs en Sr (42 ppm) et Zr (43 ppm). Il est, par contre, pauvre en Li. Son spectre de terres rares (fig. 8) témoigne d'un faible enrichissement en terres rares légères, d'une anomalie négative modérée en Eu et d'un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes (fig. 9). Ce dernier caractère le distingue de la plupart des leucogranites sud-bretons (Bernard-Griffiths et al., 1985; Béchennec et al., 1999) et, en particulier, ceux de la feuille Rosporden.

# Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine central

ξΕ. Formation d'Elliant: micaschistes. Ils apparaissent en une étroite bande axée WNW-ESE, en bordure nord du Domaine central. Ils prennent ainsi en écharpe toute la carte Rosporden, avant de se poursuivre tant vers l'Ouest, sur la carte Quimper, que vers l'Est, sur la feuille Plouay. Cette formation est recoupée, localement par l'Orthogneiss du Leignou, tel au Sud d'Elliant, par la Métagabbro-diorite du Meneg au nord-est de Bannalec 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 septentrional, le Granite de Kerdevot-Elliant à l'ouest et celui de Koad Loc'h à l'est; ce contact est marqué par des structures mylonitiques et il est de plus souligné, localement, par des ultramylonites, tel dans l'ancienne carrière de Louzoueg (Nord de Bannalec) ou à l'ouest d'Elliant.

Ces micaschistes affleurent peu mais donnent de très nombreuses pierres volantes; leurs principales occurrences se situent (1) en bordure de la D 115 et de la route Elliant-Saint-Yvy, respectivement à l'ouest et au sud-ouest d'Elliant; (2) en bordure de la D 150 au sud-est d'Elliant; (3) en bordure des routes Kernével-Quistinit et Bannalec-Saint-Jacques.

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) à laquelle sont localement associés des plans (C); ces deux structures, verticales ou fortement pentées vers le nord, sont généralement axées respectivement au N65-70 et au N80-85; parfois une linéation d'étirement est visible sur les plans (C) et pend de 8-10° vers l'ouest; les figures de déformation qui résultent de cette association S/C, sont compatibles avec un cisaillement dextre. 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 le flanc méridional au sud d'Elliant, les micaschistes deviennent ultramylonitiques.

Les micaschistes ont une texture granolépidoblastique souvent mylonitique; la (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et parfois par leur ségrégation en minces lits; la (S2) de crénulation, associée aux petits plis en chevrons qui déforment la (S1), est marquée aussi, par l'orientation de paillettes de muscovite.

Le principal épisode de métamorphisme correspond à la cristallisation de quartz, de biotite, de muscovite, fréquemment de plagioclase, localement de staurotide (à l'ouest d'Elliant) et d'andalousite (au nordest de Bannalec) et accessoirement d'opaques, de tourmaline et de zircon. Le quartz (35-55 %) est en petites plages xénomorphes regroupées en lits holoquartzeux discontinus et parfois en protorubans; le plagioclase (0-12 %) en petites et moyennes plages xénomorphes, est damouritisé; la biotite (5-40 %), souvent assez fortement ou totalement chloritisée, est en petites paillettes orientées, dispersées dans la matrice ou regroupées en lits micacés, avec celles de muscovite (15-45 %); la staurotide apparaît en rares porphyroclastes moulés par la (S1) et fortement rétromorphosés en chlorite; l'andalousite, parfois assez abondante (5 %,), est en porphyroclastes précoces à syn-foliation principale, car ces derniers sont moulés par la schistosité (S1), mais que de nombreuses inclusions fossilisent aussi par leur tracé; ils sont de plus, plus ou moins damouritisés et chloritisés.

Οζγ΄b. Orthogneiss du Leignou (477 ± 4 Ma). Il apparaît en deux principales lentilles, d'extension plurikilométrique pour la principale située au Leignou au nord de Bannalec et kilométrique pour la seconde située au sud-est d'Elliant; cet orthogneiss est intrusif dans les Micaschistes d'Elliant, mais ses relations avec le Métagabbro-diorite du Meneg qui lui est spatialement associé, sont inconnues; il est luimême recoupé par le Métagranite de Saint-Thurien et par le Granite d'Ergué.

Cet orthogneiss n'affleure que peu, tel en bordure de route au sudest d'Elliant près de Kervily, mais il donne de nombreuses pierres volantes notamment dans la région du Leignou. Il apparaît comme une roche gris assez sombre, car assez riche en biotite, et montre une matrice a grain moyen/grossier emballant des yeux centimétriques ou pluricentimétriques de feldspath; il est affecté par des structures S/C/L bien marquées, avec une foliation principale (S1) soulignée par l'alternance de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques; cette foliation est généralement subverticale et axée au N70; les plans (C) subverticaux aussi, sont orientés au N85-90 et portent une forte linéation d'étirement subhorizontale.

L'Orthogneiss du Leignou a une texture granoporphyroclastique mylonitique et une paragenèse à quartz, feldspath K, plagioclase, biotite, muscovite, parfois grenat et accessoirement, zircon et apatite.

Le quartz (38-40 %) est en petites plages regroupées en lits ou en rubans et proto-rubans soulignant les plans (C); le feldspath K (32 %) est souvent en porphyroclastes subautomorphes, généralement recristallisés en mosaïque et moulés par les structures C/S; l'albite-oligoclase (18-22 %) est en porphyroclastes parfois zonés et fortement déformés et en plages moyennes xénomorphes damouritisées; la biotite (5-7 %) est en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1) et associées à celles de muscovite (2 %) dans des lits micacés; le gre-

nat peu fréquent, est en individus subautomorphes, fracturés et plus ou moins altérés en chlorite.

Deux analyses chimiques (FB-5495 et 5497) montrent (tabl. 2) que cet orthogneiss est très acide ( $SiO_2 = 74,3-73,4$ %) et fortement potassique ( $K_2O = 4,6-4,89$ %). Son spectre multi-élémentaire (fig. 3) montre les traits communs aux granitoïdes calco-alcalins : anomalies négatives en Ta et Nb et anomalies marquées en Sr, P et Ti qui traduisent un fractionnement de feldspath, apatite et oxydes ferro-titanés. Cependant, on note l'absence de fractionnement entre terres rares lourdes.

La typologie des zircons, effectuée sur l'échantillon FB-5495 montre qu'ils sont assez fréquents et de couleur brune et que certains ont un cœur individualisé pouvant correspondre à un héritage; les individus qui ont pu être indexés se situent dans le domaine des roches magmatiques d'origine crustale (fig. 4).

Une datation par la méthode U-Pb par dissolution a été réalisée sur ces zircons (Guerrot, 1999) ; quatre fractions sur six, ayant un degré de discordance très variable (fig. 10), sont alignées et la régression donne un intercept haut à 477  $\pm$  4 Ma et un intercept bas à l'origine : cet âge est considéré comme celui de la cristallisation du protolithe de l'Orthogneiss du Leignou.

Mθη. **Métagabbro-diorite du Meneg.** Il apparaît près du Moulin du Meneg, au nord de Bannalec, en une étroite lentille principale d'allongement WNW-ESE et d'extension plurikilométrique, et en une lanière discontinue au Sud-Est d'Elliant; dans ces deux sites il est associé à l'Orthogneiss du Leignou, mais leurs relations demeurent inconnues; il paraît intrusif dans les micaschistes de la Formation d'Elliant et il est lui-même recoupé par le Métagranite de Saint-Thurien et le Granite d'Ergué.

Son principal affleurement est situé en bordure de route, au Nord-Est du Moulin du Meneg ; il constitue une roche massive, gris-vert sombre, à grain fin/moyen grossièrement orienté. Il a une texture grano-nématoblastique ou subdoléritique, avec une foliation assez fruste marquée par les paillettes de biotite et les baguettes d'amphibole; sa paragenèse comprend principalement du plagioclase, de la hornblende verte, de la biotite et dans une moindre mesure des minéraux opaques, parfois du quartz, du sphène et accessoirement de l'apatite et du zircon. Le plagioclase (50-60 %), andésine ou labrador, forme la matrice de la roche et est en petites et moyennes plages xénomorphes et en petits porphyroclastes subautomorphes parfois zonés; l'amphibole, (22-45 %), hornblende verte ou hornblende actinolitique, apparaît en plages moyennes, rarement grandes, avec un phénomène de « clouding » (obscurcissement) au cœur ; la biotite (2-10 %) est en petites paillettes orientées soulignant la schistosité, fortement chloritisées ; le quartz (0-6 %) est en petites plages souvent plus ou moins étirées dans le plan de schistosité

| Éch | ntillon    |      | Conce | ntration | s    |         | Ra      | pports isot   | opiques         |                  | ÂGE     |
|-----|------------|------|-------|----------|------|---------|---------|---------------|-----------------|------------------|---------|
|     |            |      |       |          | Pb   |         |         |               |                 |                  |         |
| #   | Min        | pds. | Ω     | Pb rad   | con  | Pb      | Pb      |               | Pb/U            | Pb               | Pb      |
|     |            | (gn) | (mdd) | (mdd)    | (gd) | 206/204 | 208/206 | 206/238       | 207/235         | 207/206          | 207/206 |
|     | [1]        |      |       |          | [2]  | [3]     | [4]     | 4             | [4]             | [4]              | (Ma)    |
| 1   | 5,tra,m1,a | 19   | 551.0 | 14.73    | 28   | 637     | 80.0    | $0.0274\pm 1$ | 0.2138±18 0     | $0.05664\pm40$   | 477.5   |
| 7   | 6,tra,m1,a | 13   | 440.5 | 30.34    | 107  | 250     | 0.08    | $0.0703\pm3$  | $0.5492\pm35$   | $0.05668\pm26$   | 479.1   |
| æ   | 6,tra,m1,a | 19   | 311.6 | 23.02    | 40   | 723     | 0.05    | $0.0773\pm3$  | $0.6198 \pm 32$ | $0.05817 \pm 16$ | 536.1   |
| 4   | 5,tra,m5,a | 30   | 347.2 | 4.30     | 33   | 258     | 0.10    | $0.01226\pm4$ | $0.1201\pm16$   | $0.07103 \pm 86$ | 958.1   |
| 2   | 4,poi,m5,a | 9    | 533.0 | 36.76    | 33   | 446     | 0.05    | $0.0723\pm2$  | $0.5654\pm30$   | $0.05675\pm24$   | 481.8   |
| 9   | 2,tra,m5,a | 35   | 604.6 | 39.32    | 141  | 640     | 90.0    | 0.0675±7      | $0.5264\pm31$   | $0.05657\pm12$   | 474.8   |

l = Minéral : nombre de grains ;bag baguette ; tra trapu ; poi pointes ; m0 magnétique à 0° ; m1 magnétique à 1°

etc...; na non abrasé; a abrasé 2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Fig. 9 A - Résultats analytiques pour les zircons de l'Orthogneiss œillé à biotite du Leignou (échantillon FB-5495)

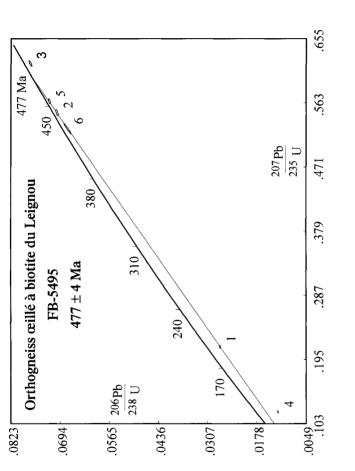
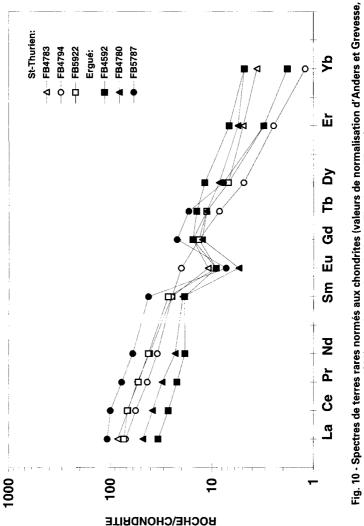


Fig. 9 B - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'Orthogneiss du Leignou (FB-5495) Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau



1989) pour les granites de Saint-Thurien et d'Ergué

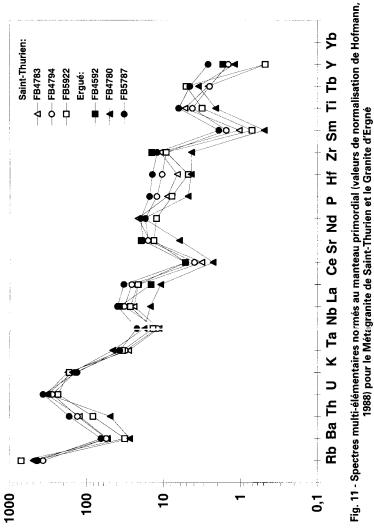
Une analyse chimique (FB-5459) montre (tabl. 2) que cette roche a une composition basique (SiO $_2$  = 49,3 %) avec une teneur assez forte en MgO (8,3 %); les faibles teneurs en TiO $_2$  (0,58 %) et en P $_2$ O $_5$  (0,05 %) suggèrent une affinité subalcaline.

MYT. Métagranite de Saint-Thurien (316 +5/-3 Ma). Il apparaît en 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 de Rosporden et de Plouay (Béchennec et al., en préparation) avant de se terminer au Sud-Ouest de la feuille Bubry; cette bande est discontinue à son extrémité occidentale, entre Elliant et Ergué Gabéric, mais continue ensuite, en dépit d'importantes variations de puissance. Ce métagranite est intrusif dans les micaschistes de la Formation d'Elliant et localement dans l'Orthogneiss du Leignou; ses relations avec le Granite d'Ergué sont indéterminées, faute d'affleurements, mais très généralement il apparaît une lanière de Micaschistes d'Elliant entre ces deux entités. Ses principaux affleurements sont situés : (1) au Sud de Quistinit près de Stang Rozoz; (2) en bordure de la D 4 près de Saint-Adrien; (3) en bordure de route au Nord du Moulin du Meneg; (4) en bord de route à l'Est de Saint-Thurien.

Sur la carte Rosporden, le Métagranite de Saint-Thurien est fortement orienté et étiré. De ce fait, il présente l'aspect, soit d'une leptynite, soit d'un orthogneiss leucocrate œillé assez micacé. Il est en effet affecté par une foliation mylonitique avec association de structures S/C/L qui lui donnent un débit en dalles ou en plaquettes ; les plans (S) sont axés au N75-80 et ont un fort pendage nord ou sont subverticaux ; les plans (C) soit sont axés au N105-110 et ont un fort pendage vers le Nord soit sont subparallèles aux plans (S) ; la linéation d'étirement est subhorizontale ou pend de 5-10° au N245 lorsque (S) et (C) sont confondus.

Ce métagranite a une texture mylonitique avec les structures S/C soulignées par de minces lits micacés discontinus et parfois par des proto-rubans de quartz, qui moulent de petits porphyroclastes de feld-spath. Sa paragenèse est composée de quartz, de feldspath K, de plagioclase, de muscovite, de biotite et accessoirement d'apatite, de tourmaline et de zircon. Le quartz (38-40 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse et parfois en proto-rubans; le feldspath K (30-32 %) et l'albite-oligoclase (20-22 %) sont en petites plages et en porphyroclastes déformés et moulés par les structures C/S; la muscovite (7-10 %) est en petites et moyennes paillettes orientées et plus ou moins regroupées en minces lits en association avec celles de biotite (0-2 %); cependant, localement, notamment près du contact avec la Métadiorite du Meneg, la biotite peut être plus abondante (5-7 %), de même que le plagioclase (28-30 %).

Une analyse chimique (FB-4783) montre (tabl. 4) la teneur élevée de ce granite en  $SiO_2$  (72,1 %) et son caractère potassique ( $K_2O = 4,3$  %) et



ROCHE/MANTEAU PRIMORDIAL

fortement peralumineux (A/CNK = 1,3); il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Par ailleurs, ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites (Didier et Lameyre, 1969).

Comme la plupart des leucogranites peralumineux, le Métagranite de Saint-Thurien présente de fortes teneurs en Rb (197 ppm) et Li (84 ppm) et des teneurs plutôt faibles en Sr (73 ppm). Son spectre de terres rares (fig. 11) témoigne d'un faible enrichissement en terres rares légères et d'un net fractionnement entre terres rares lourdes ; il présente aussi une anomalie négative en Eu. Ce granite se distingue des leucogranites peralumineux communs, par ses teneurs assez élevées en de nombreux éléments incompatibles (fig. 12) (Th, terres rares légères, Zr, Ba, ...).

La typologie des zircons effectuée sur ce même échantillon, montre que ces derniers sont assez gros, automorphes et légèrement fumés, avec parfois des zonations concentriques marquées; l'indice moyen de la population est A-T = 234-348 et elle s'inscrit dans le domaine des roches magmatiques d'origine anatectique (fig. 4).

Une datation U-Pb par dissolution effectuée sur ces mêmes zircons donne sur les fractions analysées 1, 2 et 4, un âge de 316 +5/-3 Ma, en intercept haut (fig. 13), âge qui est considéré comme celui de la cristallisation du granite; la fraction 3, est discordante avec un âge 207Pb/206Pb à 400 Ma, qui reflète très probablement la présence de plomb hérité (Guerrot, 1999).

γ<sup>3L</sup>. **Granite d'Ergué.** Il constitue une étroite unité, d'allongement WNW-ESE, qui traverse toute la carte de Rosporden et se poursuit sur les cartes voisines de Quimper à l'Ouest et de Plouay à l'Est. Il occupe ainsi la majeure partie du Domaine central. Sur son flanc sud, il est limité par les ultramylonites de la branche principale du CSA; sur son flanc nord, il recoupe très généralement les micaschistes de la Formation d'Elliant, et localement l'Orthogneiss du Leignou et le Métagabbro-diorite du Meneg.

Ce Granite affleure peu mais donne de nombreuses pierres volantes ; ses principales occurrences sont situées : (1) au Sud-Est d'Elliant dans la carrière de Kerhoantec et en bordure de la D 150 ; (2) sur la nouvelle rocade au nord-est de Rosporden ; (3) près de Kernével en bordure de la voie ferrée et au pont Saint-Mathieu ; (4) au Nord-Est de Bannalec en bordure de route à Le Gamer ; (5) le long de la D 23 à l'Ouest de l'Isole.

Le Granite d'Ergué est une roche leucocrate, à grain fin/moyen, montrant un fin feutrage de muscovite ; il a une orientation généralement assez peu marquée, mais très forte sur son flanc sud où elle se caractérise par des structures S/C subverticales, axées respectivement, au N90 et au N70 ; de plus, à l'approche du CSA, les structures mylonitiques présentent souvent un aspect cataclastique.

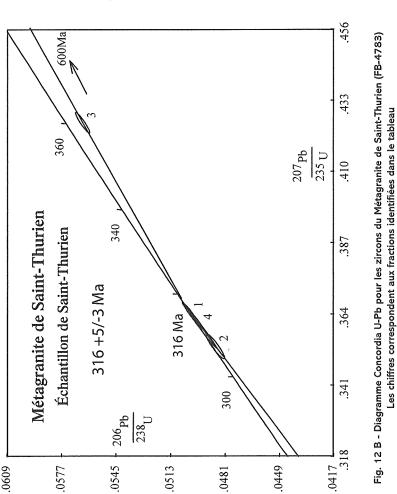
| Éch      | antillon |                                  | Concen      | Concentrations |         |            | Rapport        | Rapports isotopiques |                            | ÂGE            |
|----------|----------|----------------------------------|-------------|----------------|---------|------------|----------------|----------------------|----------------------------|----------------|
|          |          |                                  |             | Pb             |         | ,<br> <br> |                |                      |                            | Pb             |
| #        | Min pd   | s. U                             | Pb rad      |                | PŁ      |            | Pb/U           | Pb/U                 | Pb                         | 207/206        |
|          | (gn)     | mdd)                             | (mdd) (     | (gd)           | 206/204 | 208/206    | 206/238        | 207/235              | 207/206                    | (Ma)           |
|          | [1]      |                                  |             | [2]            | [3]     | <u>4</u>   | [4]            | 4                    | [4]                        | [4]            |
| -        | 2z 1     | 1 2101                           | 98.0        |                | 1615    | 0.09       | $0.0502\pm2$   | $0.3645 \pm 20$      | $0.05269 \pm 10$ 315.7±4.2 | 315.7±4.2      |
| 7        | 3z 1.    | 3 1219                           | 55.6        | 28             | 625     | 0.11       | $0.0487 \pm 4$ | $0.3536 \pm 33$      | $0.05268 \pm 18$           | $315.1\pm 8.0$ |
| c        | 3z 1     | 4 939                            | 49.5        | 27             | 1716    | 0.11       | $0.0565 \pm 3$ | $0.4258 \pm 26$      | $0.05470 \pm 12$           | $400.1\pm 4.0$ |
| 4        | 4z 13    |                                  | 80.8        | 85             | 841     | 90.0       | $0.0496\pm 8$  | $0.3606 \pm 60$      | $0.05269 \pm 10$           | 315.4±4.4      |
| NO<br>NO | OTES:    |                                  |             |                |         |            |                |                      |                            |                |
| -        | Minan    | - Min such a combant of constant | Jo comments |                |         |            |                |                      |                            |                |

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral) 3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 20. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Fig. 12 A - Résultats analytiques pour les zircons du Métagranite de Saint-Thurien (échantillon FB-4783)



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, parfois un peu de 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 holo-quartzeux et plus ou moins étirées (jusqu'à former des proto-rubans) 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 (4-6 %) est en petites paillettes orientées et déformées et en plages aciculaires en gerbes ; la biotite (0-1 %) souvent absente est chloritisée ; localement, tel à Kerhoantec, apparaît aussi un faciès à tendance trondjhemitique dans lequel l'albite-oligoclase représente 38 % et le feldspath K 20 % de la roche.

Deux analyses chimiques (FB-4592 et 4780) montrent (tabl. 4) que ce granite est nettement acide (SiO $_2$  = 72,9 et 73,9 %), fortement à très fortement potassique (K $_2$ O = 4,65 et 5,35 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,29 et 1,45) ; il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites (Didier et Lameyre, 1969).

Comme de nombreux leucogranites peralumineux, le Granite d'Ergué présente de fortes teneurs en Rb (256 et 311 ppm) et U (14,6 et 9,2 ppm) et de faibles teneurs en Sr (32 et 39 ppm) et Zr (44 ppm) ; il est par contre assez pauvre en Li (41 et 62 ppm). Le spectre de terres rares (fig. 11) témoigne d'un faible enrichissement en terres rares légères, d'anomalies négatives en Eu et d'un net fractionnement entre terres rares lourdes. Ces traits som communs à de nombreux ieucogranites sud-bretons

La typologie des zircons effectuée sur l'échantillon FB-4592, montre que ceux-ci, assez gros mais peu abondants, sont très colorés en orangé-rouge, et dissymétriques à contours parfois émoussés ; de plus ils ont de nombreuses inclusions et parfois des zonations concentriques avec un cœur bien marqué ; la population indexée a un indice A-T = 305-394 qui la situe dans le domaine de l'anatexie crustale sialique (fig. 4).

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

- la branche principale sud, se suit depuis la vallée du Jet à l'Ouest jusqu'à celle de l'Isole à l'Est, en passant par Rosporden et le Nord immédiat de Bannalec;
- la branche secondaire, située à 2-3 km au nord de la précédente, passe par Elliant à l'Ouest et Saint-Thurien à l'Est;

Enfin une troisième bande annexe, d'ultramylonites, apparaît au Sud de la branche principale, au cœur du Granite de Pluguffan; elle débute au Sud-Est de Bannalec et se poursuit vers l'Est sur la carte Plouay (Béchennec et al., en préparation).

Les ultramylonites de la branche principale, sont nettement moins développées (ou moins bien exposées) que sur la carte Quimper. Leurs principaux affleurements sont situés en bordure de l'Isole, près de Lostevir, et au Sud de Kernével; elles se présentent en ces lieux, comme une roche gris-blanc, sub-aphanitique, à texture cataclastique; vers le Nord, ce faciès passe au Granite d'Ergué qui présente alors un aspect fortement cataclasé avec des bandes d'ultramylonite aphanitique. Enfin, à l'Ouest de Rosporden, près de Kermerrien, les ultramylonites ont un aspect gris-vert et correspondent à d'anciens micaschistes (Micaschistes de Kerangall) auxquels elles passent vers le Sud.

Les ultramylonites de la branche nord, apparaissent en une lanière discontinue; leurs principaux affleurements sont situés d'une part à flanc de coteau en bordure ouest de la carte, près de Veil Goz, et d'autre part dans l'ancienne carrière de Louzoueg au Sud de Saint-Jacques. Elles se présentent généralement comme une roche aphanitique gris-blanc à texture cataclastique ou mylonitique feuilletée. Vers le Nord elles passent à des granites fortement mylonitiques (granites de Kerdevot-Elliant et de Koad Loc'h) dont le gradient de déformation s'atténue rapidement et vers le Sud à des micaschistes mylonitiques appartenant à la Formation d'Elliant.

Les ultramylonites de la branche annexe du Sud-Est de Bannalec apparaissent en une lanière qui s'épaissit vers l'Est; elles se présentent généralement comme une roche aphanitique gris-noir ou gris-blanc, feuilletée, très dure, associée à des granites fortement mylonitiques et à des paragneiss.

## Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine septentrional

 $\zeta$ b. **Micaschistes** et ( $\delta$ b) **amphibolites briovériens**. Ils constituent un vaste ensemble qui occupe tout le quart nord de la feuille Rosporden et se poursuit au-delà sur les cartes voisines de Gourin, Quimper et Plouay. Cet ensemble est recoupé par plusieurs intrusions plutoniques : la Métadiorite de Niverrot-Treanna, le Granite de Kerdevot-Elliant, le Granite de Bois-Daniel, le Granite Koad Loc'h, le Granite de Cascadec, et très localement au Sud-Ouest de Coray, par le petit Granite de Kerlaveo ; enfin, dans la région de Guiscriff, il est surmonté en discordance par des conglomérats probablement miocènes.

Cette unité affleure peu, mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs. Les principales occurrences sont situées : (1) en bordure de route près de Savardiry et près du Moulin de Treanna ; (2) à flanc de coteau oriental d'un affluent du Jet au Nord-Est de Treanna ;

(3) en bordure de route au Sud-Ouest et Sud-Est de Coray ; (4) en bordure de la D 782 à l'Est de Koadigou ; (5) en bordure de la D 6 au Nord de Scaër ; (6) en bordure de route à l'Est de Guiscriff près du Grand Launay.

Ces séries métamorphiques briovériennes sont affectées par une schistosité principale (S1), souvent subverticale ou fortement pentée vers le Nord ou vers le Sud, axée au N55-70 dans la moitié ouest de l'unité et au N70-85 dans la moitié est ; localement apparaît aussi une schistosité de crénulation (S2) 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; assez fréquemment ces micaschistes montrent de plus des silicates d'alumine en baguettes sombres, parfois centimétriques à pluricentimétriques et éventuellement maclées lorsqu'il s'agit de staurotide, tel au Sud-Ouest de Coray et de Coadry où ils abondent dans les champs. Enfin, à ces micaschistes sont parfois associés des quartzites micacés; de plus, très localement au Nord-Est de Treanna, d'après les pierres volantes, des niveaux d'amphibolites vert sombre à grain fin, sont aussi interstratifiés au sein des micaschistes.

Les micaschistes ont une texture granolépidoblastique 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 quartzeuse; cependant il apparaît aussi parfois, de rares reliques d'une foliation précoce, déformée par des plis serrés intrafoliaux dont les charnieres, 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.

Le principal épisode de métamorphisme est marqué par la cristallisation de quartz, de biotite, de muscovite, très généralement de staurotide et d'andalousite, ponctuellement de sillimanite et de disthène et accessoirement de feldspath, d'opaques, de tourmaline et de zircon.

Le quartz est plus ou moins abondant (généralement 40-50 %, mais 60-65 % dans les quartzites micacés et seulement 20-30 % 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 quartzeuse. La muscovite (15-35 %) et parfois (50-70 %) est en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1), parfois suivant (S2), associées à celles de biotite; cette dernière (10-25 %) apparaît principalement en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1) et

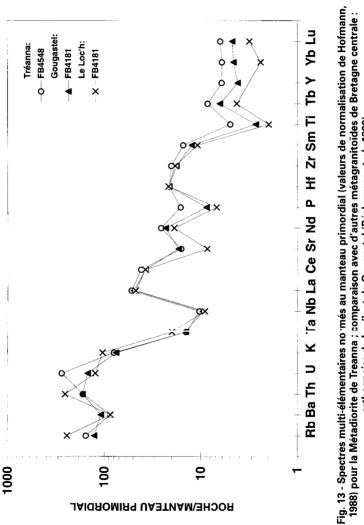
plus ou moins rétromorphosées en chlorite; cependant elle forme aussi parfois, des porphyroblastes (1-10 %) moulés par la (S1), qui montrent des indices de rotation. La staurotide est fréquente (0-10 %) et apparaît en petits grains ou en porphyroblastes, xénomorphes ou subautomorphes, moulés par la (S1); ces derniers comportent souvent de nombreuses inclusions d'opaques et des exsudats de quartz, allongés parallèlement à la (S1); de plus ces porphyroblastes sont fréquemment partiellement rétromorphosés en muscovite ou en chlorite. L'andalousite est fréquente et peut être très abondante (0-30 %); elle est généralement en porphyroblastes subautomorphes moulés par la (S1), très poeciloblastiques, avec de nombreux exsudats de quartz et des inclusions de paillettes de biotite allongés parallèlement à (S1); ces porphyroblastes sont parfois plus ou moins rétromorphosés en micas blancs. La sillimanite est connue en un point au Nord d'Elliant près de Rohantic ; elle apparaît en fines baguettes associées aux paillettes de micas et allongées parallèlement à la (S1); sa présence est probablement due à la proximité du Granite de Kerdevot-Elliant intrusif dans les micaschistes. Le disthène a été observé uniquement dans un échantillon de micaschiste particulièrement riche en muscovite (70 %), prélevé au Sud-Est de Guiscriff près de Ty-Quelen ; il apparaît en de rares porphyroblastes, moulés par la (S1) et en voie de rétromorphose en produits micacés, qui sont de plus associés à des petits porphyroblastes d'andalousite.

Mη. Métadiorite de Niverrot-Treanna (477 ± 2 Ma). Elle forme une unité étroite, d'allongement NE-SW qui se suit depuis Treanna où sa largeur est proche de 1 km, jusqu'à Rubuen où elle ne dépasse pas 100 m; cependant elle se poursuit encore plus vers l'Ouest sur la feuille Quimper (Béchennec et al., 1999). Cette unité est intrusive dans les micaschistes briovériens et est elle-même localement recoupée sur son flanc sud par le Granite de Kerdevot-Elliant.

La Métadiorite de Niverrot-Treanna n'affleure que peu, en bordure de route près de Rubuen, mais elle apparaît assez fréquemment en blocs métriques et plurimétriques, dans le bois à l'Est de Rubuen et dans les champs au Nord de Rohantic ; par ailleurs elle apparaît aussi en pierres volantes pluricentimétriques.

Elle se présente comme un granitoïde gris sombre, à grain moyen, plus ou moins fortement orienté, et relativement riche en biotite et en amphibole. Elle a une texture grenue orientée à granolépidoblastique, le plan de schistosité étant marqué par l'orientation des paillettes de biotite et des aiguilles d'amphibole. Sa paragenèse est principalement constituée de plagioclase, de biotite, d'amphibole et, dans une moindre mesure, de quartz, sphène, d'apatite, de zircon, d'opaques et parfois de pyroxène.

Le plagioclase andésine (60-70 %), est en plages xénomorphes à macles tordues et en de rares petits porphyroclastes ; la biotite (12-20%) est en petites paillettes orientées ; l'amphibole (12-18 %), de la horn-



1988) pour la Métadiorite de Treanna ; comparaison avec d'autres métagranitoïdes de Bretagne centrale : orthogneiss du Loc'h et de Gougastel (Béchennec et al., 1999)

blende verte, apparaît en grandes plages xénomorphes plus ou moins poeciloblastiques et en plages aciculaires orientées dans le plan de schistosité; le quartz (5-8 %) est en petites plages intergranulaires; le sphène (0-2 %) est en petits granules parfois sub-automorphes; le zircon et l'apatite sont assez fréquents et le pyroxène, de l'augite, est rare.

Une analyse chimique (FB-4548) (tabl. 2) montre que la roche a une composition intermédiaire (SiO<sub>2</sub> = 61,6 %) et moyennement potassique ; elle présente un faible rapport FeO/MgO (~2), compatible avec une affinité calco-alcaline. Le spectre multi-élémentaire (fig. 14) montre aussi les caractéristiques des roches calco-alcalines, avec en particulier, de profondes anomalies négatives en Nb et Ta.

La typologie des zircons réalisée sur ce même échantillon, montre que les zircons de cette roche sont très gros et limpides, de couleur jaune, pâle ou foncé, mais mal formés, dissymétriques et à surfaces multiples, ce qui rend difficile leur indexation.

Une datation U-Pb par dissolution (Guerrot, 1999) effectuée sur les zircons de ce même échantillon, montre (fig. 15) que sur les 6 fractions enregistrées, la régression effectuée sur 5 d'entre elles, donne un intercept haut à 477  $\pm$  2 Ma et un intercept bas vers l'origine du diagramme: l'âge à 477  $\pm$  2 Ma est interprété comme l'âge de cristallisation de la métadiorite.

Y<sup>2</sup>b. Granite de Kerdevot-Elliant. Il forme un massif d'extension déca-kilométrique en forme de lobe dissymétrique, qui s'étend depuis le Nord d'Ergué Gabéric (feuille Quimper) jusqu'au Nord de Rosporden, en passant par Elliant. En effet, du côté sud, il est limité et mylonitisé par la branche annexe du CSA, et de ce fait son flanc méridional est parfaitement rectiligne; au contraire, sa limite nord paraît relativement lobée car sur son flanc septentrional ce granite est intrusif dans les micaschistes briovériens et, dans une moindre mesure, dans la Métadiorite de Niverrot-Treanna. Au Nord-Est d'Elliant, il est localement en contact (non affleurant) avec le petit massif du granite de Bois Daniel qui semble le recouper; vers l'Est, il passe au Granite de Koad Loc'h (contact non visible).

Le Granite de Kerdevot-Elliant affleure principalement : (1) en bordure de route, dans et à la périphérie du bourg d'Elliant et dans la vallée du Jet, notamment au Moulin du Duc ; (2) dans la carrière de Kerdaenez située à l'Est d'Elliant. Il donne par ailleurs, dans les champs, d'assez nombreuses pierres volantes.

Le Granite de Kerdevot-Elliant présente un fort gradient de déformation S-N sur son flanc sud : on passe en effet très rapidement (sur 1 km environ) d'ultramylonites feuilletées au niveau de la branche annexe du CSA, à un granite mylonitique à débit en dalles, puis à un granite orienté et enfin à un granite isotrope. Le faciès de granite mylonitique n'a pas été observé à l'affleurement et les données structurales sont de

| Éch      | Échantillon   |          | Concer      | Concentrations |          |             | Rap       | Rapports isotopiques | piques        |  | ÂGE        |
|----------|---|----------|-------------|----------------|----------|-------------|-----------|----------------------|---------------|--|------------|
|          |   |          |             |                | P        |             |           |                      |               |  |            |
| #        | Min   | pds.     | n           | Pb rad         | com      | Pb          | Pb        | Pb/U                 | Pb/U          | Pb   | Pb         |
|          |   | (gn)     | (mdd)       | (mdd)          | (gd)     | 206/204     | 208/206   | 206/238              | 207/235       | 207/206  | 207/206    |
|          | [1]   | :        |             |                | 2        | [3]         | 4         | 4                    | [4]           | 4  | (Ma)       |
| -        | 4,bag,m1,a  | 122      | n.d.        | 13.66          | 24       | 3789        | 0.23      | n.d.                 | n.d.          | 0.05653±16   | 473.2      |
| 7        | 3,bag,m1,a  | 139      | 250.7       | 20.46          | 49       | 3315        | 0.19      | $0.0760\pm6$         |               | 0.5933±50 0.05665±14   | 478.1      |
| m        | 3,bag,m1,a  | 152      | 197.3       | 16.96          | 33       | 4341        | 0.21      | $0.0789 \pm 2$       | $0.6158\pm20$ | $0.05661 \pm 8$  | 476.2      |
| 4        | 3,bag,m1,a  | 8        | 170.3       | 14.46          | 24       | 3059        | 0.23      | 0.0768±2             | 0.5997±22     | $0.05661 \pm 8$  | 476.5      |
| 2        | 3,bag,m1,a  | 63       | 146.1       | 12.22          | 41       | 1079        | 0.22      | $0.0764 \pm 2$       | $0.5961\pm24$ | $0.05660\pm12$   | 476.0      |
| 9        | 2,bag,m1,a  | 99       | 186.5       | 15.61          | 28       | 2067        | 0.22      | $0.0763\pm2$         | $0.5961\pm22$ | $0.0763\pm2$ $0.5961\pm22$ $0.05665\pm10$  | 477.9      |
| NO       | NOTES:  |          |             |                |          |             |           |                      |               |  |            |
| <u> </u> | Minéral : no  | mbre     | de grains   | ; bag bag      | guette ; | tra trapu   | poi poi:  | ntes; m0 m           | agnétique à ( | $\dot{r}=Min\acute{e}ral$ : nombre de grains ;bag baguette ; tra trapu ; poi pointes ; m $0$ magnétique à $0^\circ$ ; m $1$ magnétique à $1^\circ$ | tique à 1° |
| etc.     | etc; na non abrasé; a abrasé  | brasé    | ; a abrasé  |                |          |             |           |                      |               |  |            |
| 2 =      | 2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)             | nun tc   | otal (étalo | in, contan     | ninatio  | n et minér  | al)       |                      |               |  |            |
| 3        | 3 = corrigé pour la discrimination de masse                           | · la dis | criminati   | ion de ma      | isse     |             |           |                      |               |  |            |
| 4 =      | corrigé pou   | ır la d  | iscrimina   | tion de r      | nasse.   | la contam   | ination g | générale (Pl         | b=15 pg, U=   | 4 = corrigé pour la discrimination de masse. la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb                                       | n et le Pb |
| com      | mun initial.  | Les e    | rreurs son  | nt présent     | tées à 1 | 2σ. La con  | nposition | isotopique           | du Pb comn    | commun initial. Les erreurs sont présentées à 20. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée                                    | é calculée |
| selo     | selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975) | d'évo]   | lution à d  | eux stade      | s de S   | tacey et Kı | ramers (1 | 1975).               |               |  |            |
|          |   |          |             |                |          |             |           |                      |               |  |            |

Fig. 14 A - Résultats analytiques pour les zircons de la Métadiorite de Niverrot-Treanna (échantillon FB-4548)

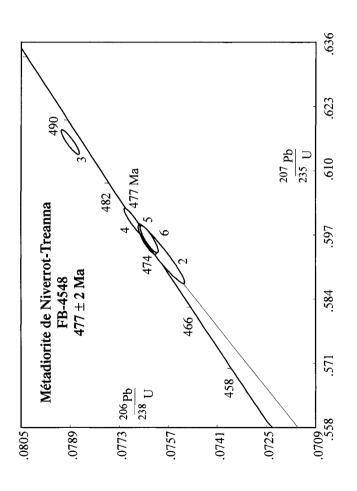
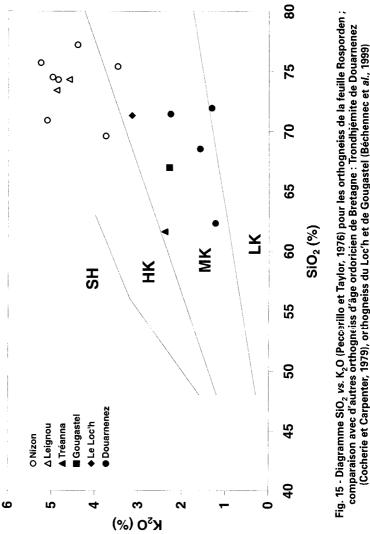


Fig. 14 B - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la Métadiorite de Niverrot-Treanna (FB-4548) Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau



(Cocherie et Carpenter, 1979), orthogneiss du Loc'h et de Gougastel (Béchennec et al., 1999)

ce fait inexistantes ; par contre la schistosité dans le faciès de granite orienté apparaît verticale à subverticale et axée au N80-85.

Ce granite de teinte gris assez claire, paraît assez homogène et isogranulaire, avec un grain moyen et parfois quelques porphyroblastes sub-automorphes de feldspath. Il a une texture grenue, plus ou moins orientée sur le flanc sud du massif et sa paragenèse se compose de quartz, de feldspath K et plagioclase, de biotite et muscovite, parfois de sillimanite ou d'andalousite et accessoirement de zircon et d'apatite.

Le quartz (36-40 %) est en plages xénomorphes moyennes et grandes, formant des îlots holo-quartzeux; le feldspath K (30-34 %), de l'orthose souvent perthitique, est en plages xénomorphes associées à celles de plagioclase et plus rarement en porphyroblastes subautomorphes parfois maclés; le plagioclase (25-28 %), de l'albite-oligoclase, est en grandes plages sub-automorphes, parfois zonées, et en plages moyennes xénomorphes; la muscovite (2-3 %) apparaît en moyennes et grandes paillettes associées à celles de biotite (2-4 %), lesquelles sont parfois en voie de chloritisation; la sillimanite en baguettes et en fibrolites est associée à la muscovite; l'andalousite est en plages sub-automorphes et en baguettes, souvent damouritisées sur les bords.

Deux analyses chimiques réalisées sur ce granite (FB-4135 feuille Quimper, et FB-4533) montrent (tabl. 4) que le Granite de Kerdevot-Elliant est nettement acide (SiO<sub>2</sub> = 72,6 et 72,8 %), fortement potassique (K<sub>2</sub>O = 5,05-5,3 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,35-1,41); il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites, telle que définie par J. Didier et J. Lameyre (1969).

Il présente de fortes teneurs (fig. 16) en Rb (249 et 266 ppm), Li (118 et 123 ppm), U (7,2 et 6,2 ppm) et de faibles teneurs en Sr (42 et 52 ppm) et Zr (65 et 70 ppm). Le spectre des terres rares (fig. 17) témoigne d'un faible enrichissement en terres rares légères, d'anomalies négatives en Eu et d'un net fractionnement entre les terres rares lourdes. Ces traits sont communs à de nombreux leucogranites sudbretons (Béchennec et al., 1999; Bernard-Griffith et al., 1985).

La typologie des zircons réalisée sur un échantillon (FB-4533) montre que les zircons de cette roche sont incolores, très petits et peu nombreux; deux populations ont été distinguées: 75 % des zircons sont arrondis, assez sombres et non indexables; 25 % sont automorphes, souvent zonés, à cœur parfois visible avec de nombreuses inclusions opaques; cette dernière population, indexable, se situe dans le domaine de l'anatexie crustale sialique.

 $f\gamma^2$ b. **Granite de Bois-Daniel.** Il forme un petit massif circonscrit ovaliforme (3 x 1,5 km) sur le flanc nord du Granite de Kerdevot-Elliant,

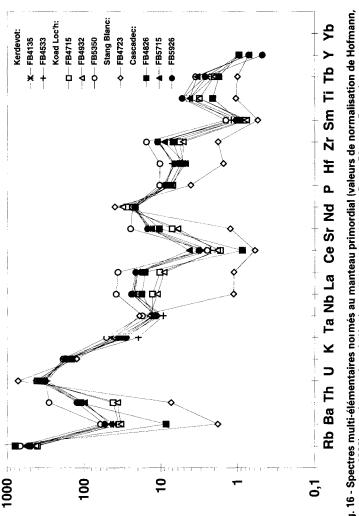


Fig. 16 - Spectres multi-élémentaires noimés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1981) pour les granites de Kerdevot-Elliant, Koad Loc'h, Stang Blanc et Cascadec

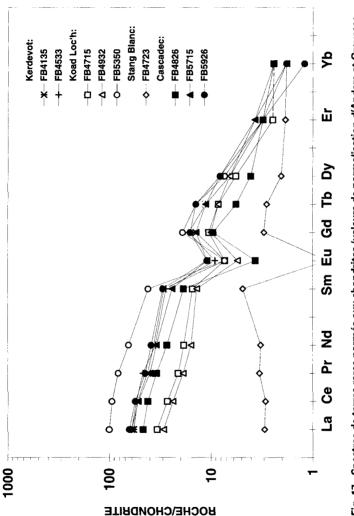


Fig. 17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grevesse, 1989) pour les granites de Kerdevot-Elliant, Koad Loc'h, Stang Blanc et Cascadec

au Sud-Ouest de Tourc'h; son contact avec ce dernier n'est pas visible, mais sa géométrie suggère qu'il est intrusif; par ailleurs, il apparaît clairement intrusif dans les micaschistes briovériens, ceux-ci apparaissant localement en petites enclaves à sa périphérie.

Le Granite de Bois-Daniel affleure peu : (1) dans deux anciennes petites carrières abandonnées et en voie de comblement, au Sud de Kerlatous et au Sud-Ouest de Ty Gwen ; (2) en bordure de route à l'Ouest de Bois-Daniel.

Ce granite à grain fin/moyen, homogène, isogranulaire apparaît riche en petites paillettes de micas, biotite et muscovite; il présente une texture grenue et sa paragenèse se compose de quartz (40 %), de feldspath K (32-38 %), de plagioclase (15-20 %), de biotite (3-6 %), de muscovite (2-5 %) et accessoirement, d'apatite en fréquents gros grains craquelés et de zircon.

 $\gamma^{2AL}$ . Granite de Koad Loc'h. Il forme un massif plurikilométrique, d'allongement W-E, qui vers le Sud, est limité et mylonitisé par la branche annexe du CSA; à son extrémité occidentale, au niveau de Penfrat, il est en contact avec le Granite de Kerdevot-Elliant dont il prend le relais; sur son flanc nord, soit il recoupe les micaschistes briovériens, soit il passe au Granite de Cascadec; vers l'Est, il se termine sur la feuille Plouay (Béchennec et al., en préparation) presque en limite des deux feuilles et il est alors relayé par le Granite de Cascadec le long du CSA.

Le Granite de Koad Loc'h (Coatloc'h) affleure peu : (1) dans d'anciennes carrières en voie de comblement, telles celles de Kersclipon, de Loc'h Brout et de Louzoueg ; (2) sur les rives de l'Isole notamment dans la région de La Roche ; (3) en bordure de route notamment près de l'ancienne gare de Koad Loc'h (Coatloc'h), et par ailleurs en petits pointements ; (4) en pierres volantes dans les champs.

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 (carrière de Louzoueg), 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 (FB-4715, FB-4932, FB-5350) montrent (tabl. 4) qu'il est plus ou moins acide (70,3 %  $< {\rm SiO}_2 < 72,6$  %), fortement à très fortement potassique ( ${\rm K}_2{\rm O}=4,8$  à 5,72 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,33 à 1,45) ; il s'inscrit au voisinage du granite de référence, dans le diagramme Q-P (fig. 7). Ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites (Didier et Lameyre, 1969). Il montre cependant, une certaine hétérogénéité :

- l'échantillon le moins acide (FB-5350), très potassique (5,72 %), présente certains traits communs des leucogranites peralumineux (fortes teneurs en Rb et Li et faibles teneurs en Sr); de même, son spectre de terres rares (fig. 17) montre une anomalie négative en Eu et un fractionnement marqué entre terres rares lourdes; en revanche il apparaît riche en Th (23,4 ppm), assez riche en Zr (101 ppm), et en terres rares légères (ex. : La = 23,6 ppm), et en Ba (370 ppm), ce qui le distingue de nombreux leucogranites sud-bretons;
- les deux autres échantillons, d'acidité intermédiaire, montrent la plupart des traits communs aux leucogranites peralumineux évolués et, en particulier, un effondrement caractéristique des teneurs en Th et terres rares légères (fig. 16). Ils se distinguent néanmoins par des teneurs relativement élevées en Ba (~200 ppm).

La typologie des zircons, réalisée sur un échantillon (FB-4715), montre que les zircons de cette roche sont très rares et petits ; certains sont incolores ou légèrement laiteux, d'autres sont très sombres ; la population indexée se situe dans le domaine de l'anatexie crustale sialique mais elle n'est pas suffisamment nombreuse pour être représentative.

 $\gamma^{3AL}$ . Granite de Cascadec. Il forme un vaste massif bien circonscrit au Sud de Scaër, massif qui s'étend et se développe plus largement vers l'Est sur la feuille voisine Plouay (Béchennec et al., en préparation). 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 ; par ailleurs, il est en contact avec le Granite de Koad Loc'h (contacts non visibles, de nature indéterminée) ; cependant sur sa bordure Ouest, la limite entre ces deux granites est soulignée par un faciès granitoïdique

leucocrate à tendance aplitique; en effet, ce dernier épouse la terminaison occidentale du massif de Cascadec, avant de se poursuivre ensuite vers l'Est, au sein du Granite de Koad Loc'h.

Le Granite de Cascadec apparaît en de nombreuses occurrences: (1) dans les anciennes carrières telles celles de Raden, de Rozcariou, de Kerbars, de Parkou Royal, de Toull Roc'h et de Keranvel; (2) en bordure des routes, entre Pont Ledan et la papeterie de Cascadec, près de Cremenet et Pont Meur, au Sud de Stang Boutin, entre Saint-Alarin et Kerhoadic; (3) en affleurements rasant sur les sommets et les versants des collines, notamment à Miné Bidon, dans les régions de Raden, de Manoir Guéguen, de Rozcariou, de Livinot, de Kerhervé et Keranvel; (4) en 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.

Le quartz (38-40 %) forme des plages moyennes à grandes, regroupées en îlots holoquartzeux ; le feldspath K, de l'orthose (28-30 %) est en moyennes et grandes plages souvent perthitiques généralement xénomorphes parfois sub-automorphes ; l'albite-oligoclase (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 %) ; accessoirement apparaissent aussi des grains de zircon et d'apatite.

Une analyse chimique (FB-4826), montre (tabl. 4) que ce granite est relativement acide ( $SiO_2 = 73.4$  %), fortement potassique ( $K_2O = 4.4$ %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,28); il s'inscrit au voisinage du granite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites, telle que définie par J. Didier et J. Lameyre (1969).

Comme de nombreux leucogranites peralumineux, le Granite de Cascadec présente (fig. 16) de fortes teneurs en Rb (422 ppm), Li (237 ppm) et U (7,9 ppm) et de faibles teneurs en Sr (16 ppm) et Zr (54 ppm). Le spectre de terres rares (fig. 17) témoigne d'un enrichissement modéré en terres rares légères, d'une anomalie négative en Eu et d'un net fractionnement entre les terres rares lourdes ; ces traits sont communs aux leucogranites peralumineux sud-breton (Béchennec et al., 1999; Bernard-Griffith et al., 1985).

La typologie des zircons réalisée sur un échantillon (FB-4826), montre que dans cette roche ils sont peu nombreux, très petits, sombres, très souvent zonés avec un cœur nettement visible; les zircons indexables, peu nombreux, sont tous situés dans le domaine de l'anatexie crustale sialique.

 $f\gamma^2$ . Granite de Kerlaveo. Il apparaît en une petite « bulle » ou un gros « sill » (0,5 x 1 km) au sein des micaschistes briovériens, près de Kerlaveo au Sud-Ouest de Coray. Son seul affleurement est observé dans une ancienne petite carrière envahie de végétation située à l'Ouest immédiat de la route au Nord de Kerlaveo; cependant par ailleurs il s'observe en pierres volantes dans les champs.

Il se présente comme un granite leucocrate assez hétérométrique, à grain moyen et moyen/fin, à grandes paillettes de muscovite et parfois petites paillettes de biotite. À l'affleurement, ce granite présente une orientation au N100, avec un pendage accentué de 70° vers le Sud.

γ<sup>1Na</sup>. Granites aplitiques à apatite et topaze (faciès Stang Blanc). Ce type de granite, tardif, constitue des filons d'importance variable, qui recoupent les granites de Cascadec et de Koad Loc'h. Le plus important de ces filons épouse la limite occidentale du Granite de Cascadec, le séparant ainsi du Granite de Koad Loc'h; plus vers le Sud, au niveau de Leign Teo, il oblique vers l'Est et recoupe alors ce dernier. Il affleure principalement dans l'ancienne carrière de Stang Blanc, seul endroit où ce faciès se présente localement sous forme non altérée, mais il apparaît aussi en bordure de la route D 4, près de Loj Gaor, à flanc de colline au Sud de Stang Blanc, localement dans l'ancienne carrière de La Grande-Motte et enfin dans celle de Kerzeniel.

Ce granite, dans sa forme non-altérée, dans la carrière de Stang Blanc, se présente comme une roche aphanitique, 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. Il présente une texture finement grenue, avec une matrice essentiellement constituée de petites plages sub-automorphes d'albite-oligoclase (30-35 %), auxquelles sont associées de petites et moyennes plages xénomorphes de feldspath K (25-27 %) (microcline?); le quartz (38 %) est en petites plages xénomorphes isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux; la muscovite apparaît en petites paillettes; enfin une autre principale caractéristique de ce granite est sa « richesse » en apatite (0,5-3 %) et la présence de rares petits cristaux de topaze (déjà observés et signalés par A. Lacroix, 1893 et par Chauris et Lulzac, 1973).

L'analyse chimique d'un échantillon de ce granite (FB-4723) montre (tabl. 4) qu'il est acide (SiO<sub>2</sub> = 73,5 %), assez peu potassique ( $K_2O$  = 3,8 %), nettement sodique ( $Na_2O$  = 4,3 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,25). Il s'inscrit au voisinage de l'adamellite de référence dans le diagramme Q-P (fig. 7). Ses teneurs en silice et en éléments compatibles (Fe, Mn, Mg, Ca) le situent dans la gamme commune des leucogranites (Didier et Lameyre, 1969). Il montre, de plus, l'ensemble des traits communs des leucogranites peralumineux les plus évolués : (1) tendance sodique ( $Na_2O>K_2O$ ) (De La Roche et al., 1980) ; (2) très faibles teneurs en la plupart des éléments incompatibles (Th, terres rares légères, Zr, Hf, Ba) (fig. 16) ce qui traduit une faible solubilité

des phases accessoires (monazite et zircon) et un fractionnement poussé des feldspaths; (3) fortes teneurs en Rb (785 ppm), Li (375 ppm) et U (14,7 ppm), éléments qui conservent un caractère incompatible dans les magmas acides peralumineux.

#### **Filons**

Q. Quartz laiteux. Le principal filon de quartz est situé à l'Ouest de Coray dans la région de Kroaz Menez Briz; il recoupe les micaschistes du Briovérien et se suit sur 2-3 km, dans les champs, sous forme de blocs pluridécimétriques et de très nombreuses pierres volantes; il montre ainsi une orientation NNW-SSE; de nombreux autres filons de quartz laiteux, de moindre importance, ont été repérés au sein des micaschistes dans cette même région; très généralement ils ont une direction comparable, seul l'un d'entre eux montre une orientation NE-SW.

Par ailleurs, des filons de quartz laiteux ont été aussi cartographiés dans le domaine méridional, notamment dans la région de Bannalec; ils recoupent principalement le Granite de Pluguffan et localement l'Orthogneiss de Nizon et présentent très généralement une orientation NNW-SSE; seul l'un d'entre eux, situé près de Moustoir-Saint-Cado, montre une direction NE-SW.

# FORMATIONS SUPERFICIELLES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

### Formations sédimentaires tertiaires

- e. Argile de Kerleven (Éocène ?). Des argiles blanches kaoliniques découvrent parfois sur l'estran en avant du cordon dunaire de Kerleven, dans l'angle sud-ouest de la feuille. Un sondage implante à la limite de la plage a révélé la présence d'un petit bassin sédimentaire indépendant du fossé de la baie de Concarneau. Il a été mené jusqu'à 28 m de profondeur dans des argiles compactes micacées montrant quelques niveaux sableux ou plus grossiers avec des cailloux de quartz peu émoussés. Des traces de débris végétaux ont été aussi rencontrées vers 20 m et ces argiles prennent une teinte plus grise en profondeur. Il s'agit certainement d'une formation contemporaine des Argiles de Toulven attribuées à l'Éocène (feuille Quimper, Béchennec et al., 1999).
- RIII. (1) Épandages résiduels de dépôts tertiaires ; (2) Fe. Affleurement ponctuel de poudingues et de grès ferrugineux. À l'Est de Scaër, sur la commune de Guiscriff, on remarque souvent à la surface des plateaux la présence de galets de quartz, plus ou moins émoussés. Certains sont indiscutablement d'origine marine, tandis que d'autres correspondent plutôt à un façonnement en milieu fluviatile. Au Sud du Cleuziou, la formation de galets situés entre 160 et 170 m d'altitude montre un stock dominant à caractère fluviatile avec un lot moins important à éléments très bien roulés. Les formations de la région de Guiscriff correspondent en grande partie à des nappes fluvia-

tiles remaniant des dépôts marins, sans doute contemporains de ceux de Kerveur; cependant, localement, ces derniers semblent intégralement conservés. Ces épandages fluviatiles ont suivi le retrait de la mer après le maximum transgressif qui a submergé les plateaux de Bretagne méridionale.

Localement dans les talus et dans les champs, tel au Sud de la D 782, et à l'Est de Guiscriff, on peut aussi observer des dalles de poudingues ferrugineux associant parfois un niveau de galets très arrondis, des niveaux de grès et une formation avec des éléments beaucoup moins émoussés. Dans la région de Pont Lédan au Sud du Cleuziou, ces poudingues apparaissent à la cote 150 m NGF; à Coadigué ils s'observent à la cote 180 m NGF et à l'Est de Guiscriff ces dépôts culminent vers 200 m NGF d'altitude. Ceci suggère une tectonique cassante récente, en « touches de piano », suivant les accidents NW-SE identifiés dans le massif de Granite de Cascadec.

L'examen des grains, après passage à l'acide, montre une proportion variable de grains sub-anguleux, avec des éléments anguleux luisants et quelques émoussés luisants. Les grains arrondis sont parfois picotés, mais on n'a pas noté la présence d'éléments éolisés. Les grès de la Zone du Cleuziou montrent des grains anguleux avec quelques rares éléments sub-anguleux et les minéraux lourds présents correspondent à une origine proximale (staurotide).

Autour de Guiscriff, on peut voir dans la partie supérieure des altérites et à la base des limons résiduels des plateaux, des blocs de grès ferrugineux englobant souvent des galets. Associés à ces formations d'origine marine ou fluviatile, on observe également des blocs de minerai de fer s'apparentant à des ferruginisations de type pédologique qui ont pu se développer sous les climats chauds tropicaux régnant au Tertiaire. Ces blocs résiduels ou des gravillons ferrugineux ont été aussi notés dans les sols sur les altérites de micaschistes à l'Ouest de Coray, en particulier sur les plateaux entre l'Odet et le Jet. Enfin, vers Kroaz Ménez Briz, on observe aussi quelques dépôts résiduels équivalents, avec des blocs de poudingue ferrugineux associant les deux types de formation.

III. Formations d'âge tertiaire indéterminé (galets marins). Des galets de quartz, parfois oxydés apparaissent parfois dans les sols sur la crête d'interfluve entre les bassins versants de l'Odet, du Steir et de l'Aven. Des concentrations importantes sont observées, en particulier à Kerveur, entre Coray et Coadry, vers 215 m d'altitude. Les galets sont très bien émoussés et la matrice de cette formation a livré des « quartz émoussés luisants » (Hallégouët, 1972). Des galets avec des émoussés comparables occupent aussi une tête de vallon en bordure de la D 15, entre Ty Coat et Croaz Verr, et des éléments isolés sont dispersés sur le plateau jusqu'à la cote 171 m. Au Sud de Coray en direction de Tourc'h, ainsi qu'au Sud-Ouest de Coadry, quelques galets de quartz sont aussi présents au sommet des altérites entre 185 m et 200 m.

Ces formations ne peuvent être assimilées aux vestiges de formations fluviatiles s'étalant sur le versant méridional des Montagnes Noires : en effet, la lithologie des galets correspond à des quartz et ceux-ci présentent souvent un aspect saccharoïde résultant d'une dissolution de la silice le long des discontinuités du réseau cristallin : de plus ils sont généralement pénétrés jusqu'au cœur par des oxydes de fer. Ces quartz ne doivent pas être non plus confondus avec les éléments des Poudingues de Gourin qui, plus au Nord (feuille Gourin, Le Gall et al., 1992) affleurent largement dans la vallée de l'Odet ; ils ne doivent pas être confondus enfin, avec les « grès ladères » qui ont pu se former à l'Éocène dans les cuvettes jalonnant la pénéplaine bretonne. De gros galets atteignant 50 cm dans leur grand axe sont parfois visibles dans les talus, mais on observe aussi de petits éléments de la taille d'une pastille. De plus, pour divers lots, les médianes des indices d'émoussés sont comprises entre 495 et 545 et celles d'aplatissement entre 1.72 et 1.87 : ces valeurs traduisent une usure très poussée ne pouvant résulter que de l'action de la mer. De ce fait, ces dépôts de galets correspondent sans doute aux restes de cordons édifiés lors d'une ou de plusieurs transgressions marines qui ont submergé les plateaux littoraux jusqu'à 200 m d'altitude et plus.

D'autres formations de ce type apparaissent également au-dessus de 200 m d'altitude sur la crête du Ménez-Hom ainsi qu'en bordure du Landes du Mené. Les galets sont généralement issus de la désagrégation de poudingues ferrugineux, mais à l'Ouest de Merdrignac on observe aussi des formations à ciment siliceux. Ces dépôts sont azoïques et à défaut de tentative de datation avec des méthodes physiques objectives, on hésite à leur attribuer un âge. Enfin, des paléo-falaises sont encore nettes dans le paysage des Montagnes Noires et la butte de Coray, au Sud de celles-ci, représentent sans doute une ancienne île.

L'état de conservation de ces formations et des formes associées ne permet pas de leur attribuer un âge plus ancien que le Néogène (Helvétien ? = Langhien - Serravallien ?).

### Formations d'altération

Kao. Kaolin. Le Granite de Cascadec présente des zones d'altération profonde formant des couloirs à travers le massif ou des alvéoles en son sein. Les saprolites au fond de ces dépressions sont souvent riches en kaolin (Miné Saint-Jean). Sur la face septentrionale du massif de Cascadec, au contact des micaschistes briovériens, se développent également des cuvettes correspondant à une altération kaolinique (Stang Blanc au Sud-Ouest de Scaër). Ces formations kaoliniques profondes résultent sans doute de phénomènes hydrothermaux le long des zones de fracturation traversant le granite, ainsi que dans les zones de contact avec les formations encaissantes.

Altérites. Les roches métamorphiques, au Nord de la feuille, sont habituellement profondément altérées et il est assez rare de trouver des

affleurements de schistes à minéraux non ameublis par la météorisation. Plus au Sud, dans les formations magmatiques, on observe une succession de cuvettes, occupées par des arènes profondes, entre des pointements de roche saine formant parfois des « tors » comme celui de Miné Bidon, entre Guiscriff et Saint-Thurien.

- 1. Isaltérites. Les altérites ont souvent conservé l'aspect de la roche originelle. Le grain, les strates, la schistosité et la fissuration sont encore visibles malgré la décomposition des minéraux fragiles. Ces roches ameublies, ne présentent que peu de résistance à l'écrasement. Les schistes métamorphiques fournissent des sables fins micacés souvent fortement argileux, tandis que les granites donnent des sables de granulométrie variable avec une fraction argileuse plus ou moins importante.
- Allotérites. En surface la litho-marge subit souvent des transformations texturales du fait d'une météorisation plus active avec une argilification plus importante, un tassement et des brassages dus au gel pendant les périodes froides. En surface, les altérites sont également soumises à une érosion du fait du ruissellement et de la déflation éolienne et on constate souvent, en particulier vers le Nord-Est de la feuille, une concentration de cailloux de quartz, qui restent sur place après le départ des particules fines. Ces phénomènes ont dû débuter durant le Tertiaire et ils se sont poursuivis pendant le Pléistocène, bien que l'on n'observe pas dans ces allotérites de structures périglaciaires caractéristiques. Localement, des profils pédologiques fossiles tronqués, plus ou moins perturbés, apparaissent vers le sommet de ces formations; des niveaux illuviés ocre peuvent être ainsi observés, en particulier dans l'ancienne tranchée du chemin de fer, près de Kerrest au SW de Coray. Il est difficile d'attribuer un âge à ces pédogenèses qui ont dû se développer durant des périodes tempérées chaudes, comme celles qui ont régné pendant la première partie du Pléistocène.

## Formations périglaciaires

SH. Formations périglaciaires de versants, heads et épandages complexes tardiglaciaires (Wechsélien - Tardiglaciaire). Sur les versants, le substratum est généralement masqué par des formations de granulométrie très variable, englobant souvent des blocs et cailloux anguleux, d'origine proximale. Ces dépôts de pente résultent de l'action des climats froids qui ont régné en Bretagne pendant les périodes glaciaires. Les alternances gel-dégel ont fragmenté le substrat rocheux plus ou moins profondément et les phénomènes de reptation et de gélifluxion ont permis une migration des débris vers le bas des versants, où leur accumulation détermine des concavités assez caractéristiques. Les éléments grossiers, habituellement englobés dans une matrice limoneuse, s'orientent selon la pente générale du versant, aussi ces formations sont plus ou moins stratifiées avec des successions de niveaux lenticulaires s'enrichissant parfois en éléments fins ou grossiers. Localement la stratigraphie de certains niveaux proches de la surface peut

être perturbée par la présence de pierres se redressant par rapport à la pente générale ou se disposant à la verticale en cloisonnant alors le matériel. Au contact de la roche en place, on observe aussi des phénomènes de fauchage et dans la partie supérieure des granites altérés un pseudo-litage, dû à l'action du gel, peut dans certains cas apparaître.

Le terme « head » introduit en Bretagne par A. Bullen en 1910 pour désigner les coulées périglaciaires sur les versants, s'applique d'abord aux formations grossières (« Head of rubble », c'est-à-dire la partie supérieure de la blocaille), mais il a été par la suite utilisé également pour tous les dépôts de pente résultant de l'action du gel. Dans la masse des produits de gélivation il y a sans doute des accumulations correspondant à plusieurs cycles périglaciaires; mais, en l'absence de sols interglaciaires bien caractérisés, il est difficile de distinguer les heads weichséliens, des heads plus anciens. La partie superficielle des heads est souvent plus limoneuse; elle correspond à des apports éoliens fins qui se sont déposés durant le Pléniglaciaire supérieur, lorsque régnait un climat froid et sec. Ces dépôts ont été redistribués au Tardiglaciaire par une reprise de la gélifluxion et par le ruissellement sur les versants.

RŒ. Formations résiduelles des plateaux (Pléistocène). À la surface des plateaux entre les Montagnes Noires et la baie de Concarneau, on observe localement au-dessus des arènes ou des substrats rocheux défoncés par le gel, des formations limoneuses dont l'épaisseur dépasse rarement 0,50 m. Entre les arènes et les limons, on remarque parfois la présence d'une ligne de pierres généralement formées de roches siliceuses teintées par des oxydes de fer et présentant parfois de facettes et des cupules d'éolisation. Dans la partie nord de la feuille, ces formations résiduelles peuvent aussi, occasionnellement, englober des galets d'origine marine et fluviatile ou des galets semblant provenir du Poudingue de Gourin. Ces dépôts limoneux correspondent aux témoins d'un manteau lœssique qui a recouvert la péninsule armoricaine voici 20 000 ans, lorsque des vents froids et secs soufflaient sur les fonds marins alors largement découverts. Lorsque les limons ont été entièrement décapés, à l'Holocène, par l'érosion anthropique et le ruissellement, seule la nappe de cailloutis sous-jacents subsiste. Ceuxci représentent les reliques de formations qui se sont succédées sur les plateaux tout au long du Pléistocène.

# Dépôts fluviatiles

RF. Nappes alluviales anciennes résiduelles (Pléistocène ancien?). Des galets fluviatiles ne constituant pas des formations bien individualisées ont été parfois observés sur les versants. Ils pourraient représenter les témoins de terrasses fluviatiles pléistocènes anciennes.

Fyb. Alluvions anciennes des basses terrasses (Saalien et Weichsélien). Les alluvions actuelles de l'Odet, de l'Aven et de l'Isole.

sont parfois encaissées dans des dépôts fluviatiles plus anciens (Musset, 1926; Picquenard, 1926). Localement ces derniers peuvent former des terrasses, 10 à 15 m au-dessus des thalwegs actuels, en particulier de part et d'autre de l'Aven, en amont de Rosporden. Les galets, assez peu émoussés, ont une lithologie variée et sont englobés dans une matrice argilo-sableuse. Ces formations correspondent à des nappes climatiques froides qui se sont développées dans les fonds de vallée en milieu périglaciaire à partir des apports fournis par la gélifluxion sur les versants. Dans le bassin versant de l'Aven on peut distinguer deux nappes étagées correspondant sans doute aux glaciations du Weichsélien et du Saalien (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977).

FzC. Alluvions et colluvions (Holocène). Les fonds de vallées sont occupés par des formations fluviatiles et colluviales reposant sur le substrat rocheux ou sur des dépôts périglaciaires ou alluviaux plus anciens non dégagés par l'érosion des cours d'eau à la fin de la dernière période glaciaire. Leur base admet souvent des niveaux de cailloux peu émoussés, englobés dans une matrice sableuse ou argileuse en fonction de la position des lits vifs au moment de leur dépôt. Localement se développent aussi, des couches de sable parfois riches en staurotide, dans la région de Scaër. Vers la surface, les cailloux sont moins abondants et les apports fins argilo-limoneux, avec parfois des intercalations sableuses, sont dominants. Lorsque la pente longitudinale est faible ces sédiments peuvent constituer de larges fonds alluviaux de plus de 250 m de large (vallées de l'Odet, du Jet, de l'Aven). Latéralement, vers la base des versants, on observe aussi des formations colluviales correspondant au décapage des sols et les limons sur les pentes, à la suite des défrichements qui ont suivi la période néolithique.

T. Tourbes (Holocène). Des formations tourbeuses se développent dans les bas-fonds, en particulier dans les dépressions mal drainées de la région de Scaër. Les tourbes du Stang Blanc, entre Pont Meur et Kerbasquiou reposent sur des sables fluviatiles et des formations arénacées. Leur épaisseur, au maximum 2 m, a permis, autrefois, de les exploiter.

# Dépôts marins littoraux

Mzv. Formations vaseuses des slikkes. Dans les anses de Saint-Laurent et de Saint-Jean, la teneur en pélites des sédiments s'accroît progressivement vers l'amont où se développent des slikkes vaseuses. Le fond de la rivière du Moros, à Concarneau, est également occupé par des formations de ce type.

Mzs. **Plage sableuse**. Au fond de la baie de La Forêt, les sablons occupent la partie inférieure de la zone intertidale. Cependant, devant l'anse de Saint-Jean, les sédiments sont plus grossiers et localement très graveleux avec 50 à 70 % de carbonates. En haut de plage, à Kerleven, le grain moyen est également plus important (0,5 à 1 mm). Les sables garnissant cet estran sont peu épais et en période de démaigrissement des argiles kaoliniques blanches affleurent sur le bas estran.

Dz. Dune flandrienne (Holocène). Au fond de la baie de La Forêt-Concarneau, la dune de Kerleven est peu élevée et repose sur un cailloutis quartzeux à matrice kaolinique. Ce cordon de sable fin, après une période d'érosion, est à nouveau en progradation et les ouvrages de protection destinés à la protection de la zone urbanisée en arrière, ont aujourd'hui disparu sous de nouveaux apports. Plus au sud, une petite accumulation dunaire ferme un vallon au Sud de l'anse de Saint-Jean. Ces dunes constituées de sables fins peu carbonatés se sont mises en place avec la transgression marine actuelle, à partir des sédiments de l'estran.

## Dépôts anthropiques

X. Formations anthropiques: Remblais; (1) Enrochements. Au Sud de l'agglomération de Scaër, ces dernières années, d'anciennes exploitations de tourbe, de sable alluvionnaire et d'arène granitique ont été remblayées. Actuellement, les dépôts s'avancent sur les marais du Stang Blanc, entre Kerbasquiou et Pont Meur, du fait de l'extension de la décharge contrôlée recevant les déchets inertes de la commune. De même, à l'Est de Concarneau, au fond de la ria du Moros, on observe aussi des surfaces remblayées.

Sur le littoral, entre Kerleven et l'anse de Saint-Laurent, des enrochements de gneiss ont été disposés au pied des falaises taillées dans les micaschistes altérées (Groupe de Nerly) et les dépôts périglaciaires, afin de les protéger de l'érosion marine. L'ouvrage le plus important se situe à la jonction de la dune de Kerleven et de la falaise de Gouelet ar Len.

# GÉOLOGIE MARINE

S5. Sables fins; s1V. Graviers envasés. La distribution des sédiments marins superficiels est conditionnée par le régime hydrodynamique, en fonction du relèvement des fonds vers la côte. Au voisinage du « zéro » hydrographique on observe des sablons (S5), puis en profondeur vers l'angle sud-ouest de la carte, on voit apparaître des graviers (S1V). Ces sédiments sont localement plus ou moins chargés de pélites (5 à 10 %).

# CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LES FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES

# Les Groupes de Nerly et Merrien

Ces deux groupes méta-sédimentaires ont été définis sur la feuille Concarneau (Béchennec et al., 1996), où des méta-acidites (Formation de Raguenez) du Groupe de Merrien ont été datées à  $481 \pm 11$  Ma. Le

Groupe de Nerly est recoupé par l'Orthogneiss de Moëlan, daté à 485 ± 6 Ma. Ces observations conduisent à rapporter la formation de ces deux unités à l'Ordovicien inférieur.

Sur la feuille Rosporden, les métabasites du groupe de Merrien (annexe 3) (FB-2031 et FB-2032) montrent des teneurs en TiO<sub>2</sub> (1,45-3,49 %) plus élevées que celles des laves des zones de subduction actuelles (TiO<sub>2</sub> < 1,3 %) (Miyashiro, 1974). Par ailleurs, leurs teneurs en éléments traces incompatibles, particulièrement faibles (Nb <10 ppm), suggèrent une affinité tholéiitique. Conformément à ce résultat, les échantillons analysés se répartissent entre le champ des basaltes des bassins arrière-arcs océaniques et celui des basaltes de ride médio-océanique (N-type MORB) dans le diagramme (Th/Nb)<sup>N</sup> vs. (Tb/Nb)<sup>N</sup> (fig. 18). Enfin, les faibles teneurs en Nb et Zr et le rapport Th/Ta élevé (~20) d'une roche acide (FB-2026) de type « low Al - high Yb » (Arth, 1979) sont compatibles avec une mise en place en contexte d'arc océanique (Thiéblemont et Tegyey, 1994).

Sur la feuille voisine de Concarneau, (au Sud de la feuille Rosporden) les métabasites du Groupe de Merrien montrent de fortes analogies avec les tholéiites d'arc actuelles (Thiéblemont et al., 1989; Béchennec et al., 1996). Ainsi, la variabilité globale des signatures géochimiques des métabasites de ce groupe apparaît-elle comparable à celle des basaltes associés aux systèmes arc/arrière-arc actuels.

Le seul échantillon (FB-2059) de métabasite observé et analysé dans le Groupe de Nerly, sur la feuille Rosporden, montre une composition basaltique et une affinité alcaline. Ces caractères sont confirmés par le diagramme (Th/Nb)<sup>N</sup> vs. (Tb/Nb)<sup>N</sup> (fig. 18), dans lequel l'échantillon se place à la limite entre le champ des basaltes intraplaques alcalins et celui des tholéites continentales. Ce résultat est également cohérent avec ceux obtenus sur la feuille de Concarneau (Thiéblemont et al., 1989; Béchennec et al., 1996), où les métabasites de ce groupe ont des signatures géochimiques comparables à celles des basaltes alcalins modernes.

Ainsi, comme sur la feuille voisine de Concarneau, sur laquelle elles ont été définies (Béchennec et al., 1996), ces deux unités méta-sédimentaires semblent s'être déposées dans des sites paléogéographiques distincts: 1) leurs lithologies sont dissemblables; le Groupe de Merrien est constitué d'une série monotone de micaschistes à ocelles d'albite et celui de Nerly, de paragneiss fins leucocrates et de métaquartzites micacés; 2) la nature pétrologique des métabasites interstratifiées est différente; alcalin à transitionnel dans le Groupe de Nerly et tholéitique d'arc/arrière-arc dans celui de Merrien.

Cependant, suite aux présents levés géologiques, à ceux réalisés sur la feuille Quimper (Béchennec et al., 1999) et aux études complémentaires réalisées sur les métasédiments de ces deux groupes dans la région de Concarneau (Dabard et Peucat, 1998), cette approche doit être révisée :

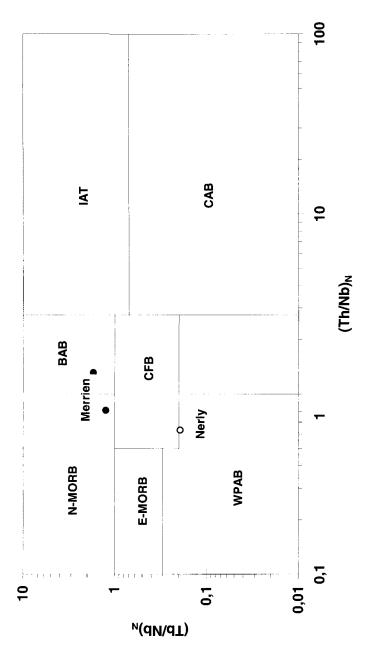


Fig. 18 - Diagramme (Th/Nb)<sub>N</sub> vs. {Tb/Nb}<sub>N</sub> (Thiéblemont et al., 1994) pour trois amphibolites des groupes de Merrien et de Nerly

- les nouvelles données cartographiques montrent que, vers l'Ouest, l'opposition entre les lithologies des deux groupes s'atténue; en effet, sur la feuille Quimper, bien que les méta-quartzites micacés soient toujours présentes dans le Groupe de Nerly, ce dernier comprend aussi, assez fréquemment, des micaschistes à ocelles d'albite; les études réalisées sur les métasédiments des deux groupes montrent qu'en dépit des différences d'aspect des lithologies, une seule et même source d'approvisionnement doit être envisagée;
- l'étude du magmatisme du Groupe de Nerly montre que sur la feuille Quimper, ce dernier comprend, outre des métabasites alcalines à transitionnelles, des métabasites tholéitiques apparentées aux basaltes de bassins arrière-arc en début d'ouverture.

Ceci implique que les Groupes de Nerly et de Merrien se soient développés (Béchennec et al., 1996 et 1999), en un même site paléogéographique ou dans deux sites contigus. Une réinterprétation du magmatisme du Groupe de Nerly doit ainsi être envisagée. L'association entre métabasites alcalines à transitionnelles et leptynites métarhyolitiques, qui caractérise ce groupe, n'est pas sans évoquer les séries bimodales associées à certains bassins arrière-arcs « ensialiques » récents (volcanisme miocène du Basin and Range (W-USA) par exemple, Christiansen et Lipman, 1972). Selon une telle interprétation, ce groupe aurait pu se déposer en contexte de convergence de plaques, sur un bloc continental, et les métabasites tholéitiques correspondraient alors à des intrusions (sills et/ou dykes) témoignant d'une « océanisation » de ce bloc postérieurement à une évolution ensialique de type « Basin and Range ». Ainsi, les groupes de Nerly et Merrien pourraient représenter les contreparties continentales et océaniques d'un même système de « subduction-extension » d'âge ordovicien inférieur.

# 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  $489 \pm 5$  Ma : elle a donc un âge ordovicien ou plus ancien. Elle correspond à une série de wackes assez comparables à celles du Groupe de Nerly et de ce fait il est possible que ces deux entités lithologiques appartiennent à un seul et même ensemble recoupé par l'Orthogneiss de Nizon.

# Les Micaschistes mylonitiques de Kerangall et les Paragneiss mylonitiques du Trévoux

Les micaschistes de Kerangall constituent une unité très étroite et d'extension réduite, étirée et dilacérée dans la branche principale du CSA; néanmoins ses relations avec le Granite de Pluguffan montrent qu'elle appartient au Domaine méridional. De même, les Paragneiss du Trévoux, dilacérés dans une étroite bande mylonitique au sein du Gra-

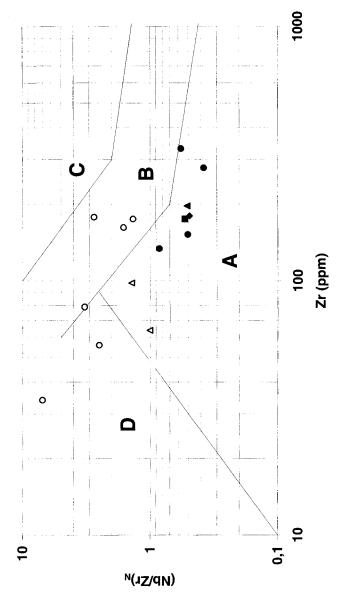


Fig. 19 - Diagramme Zr vs. (Nb/Zr)<sub>N</sub> (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour les orthogneiss de la feuille Rosporden ; comparaison avec d'autres orthogneiss d'âge ordovicien de Bretagne : Trondhjémite de Douarnenez (Cocherie et Carpenter, 1979), Orthogneiss du l.oc'h et de Gougastel (Béchennec et al., 1999)

nite de Pluguffan, appartiennent au Domaine méridional. Ces deux unités constituent des enclaves au sein de ce granite et sont ainsi représentatives des séries sédimentaires recoupées par les leucogranites varisques, séries qui sont comparables à celles du Groupe de Nerly, situées plus au Sud.

#### La Formation d'Elliant

Cette formation, essentiellement constituée de micaschistes, appartient au Domaine central; elle est recoupée, non seulement par le Granite d'Ergué et le Métagranite de Saint-Thurien, daté du Carbonifère supérieur (316 Ma), mais aussi par l'Orthogneiss du Leignou, daté de l'Ordovicien inférieur (477 Ma); ceci implique un âge minimal ordovicien pour cette série; elle est cependant, 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 septentrional.

## Les micaschistes et amphibolites briovériens

Ils forment un vaste ensemble, monotone, de micaschistes à grain fin moyen, comportant très localement des niveaux interstratifiés d'amphibolite qui représentent d'anciennes volcanites basiques. D'après les données des feuilles voisines, Châteaulin (Plusquellec et al., in press) et Gourin (Le Gall et al., 1992), où l'intensité du métamorphisme est moindre, le Briovérien métamorphique de la feuille Rosporden serait comparable à la formation des « Phyllades de la baie de Douarnenez »; au sein de cette dernière sont interstratifiés des niveaux de poudingue (Poudingue de Gourin) qui sont décrits au Nord immédiat de la feuille, dans la série briovériennes des « Micaschistes de Langolen » (Le Gall et al., 1992). De ce fait, bien que ces poudingues n'aient pas été observés sur la feuille Rosporden, les métasédiments briovériens de la feuille sont considérés comme les témoins d'une ancienne série terrigène pélitique, avec de rares passées de grès micacés et de conglomérats, l'ensemble étant assimilé à des dépôts turbiditiques (Darboux, 1973). Par ailleurs, le chimisme du magmatisme basique est comparable à celui de tholéiites continentales (Béchennec et al., 1999) et suggère que ces dépôts se sont réalisés dans un vaste bassin intracontinental.

# Les roches basiques

#### Métadiorite de Niverrot-Treanna

Cette unité, qui s'étend sur les feuilles Quimper et Rosporden, recoupe les micaschistes briovériens et est datée de l'Ordovicien inférieur (477 Ma); la signature géochimique (fig. 3 et 11) de cette roche (FB-4548) est tout à fait comparable à celles des Orthogneiss du Loc'h (daté à 483 Ma) et de Gougastel présents sur la feuille Quimper (Béchennec et al., 1999). Dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)<sub>N</sub> (fig. 19), elle s'inscrit dans le champ du magmatisme des zones de subduction,

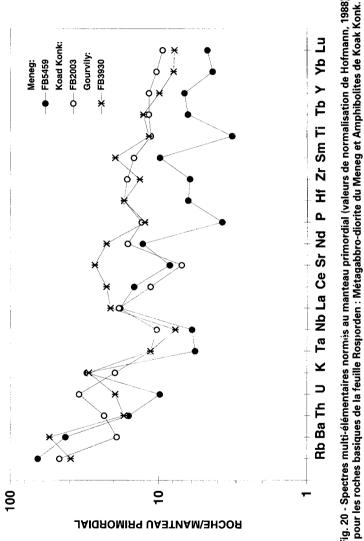


Fig. 20 - Spectres multi-élémentaires normis au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988), Comparaison avec le Gabbro-cliorite de Gourvily (feuille Quimper, Béchennec et al., 1999)

ce qui est cohérent avec sa nature calco-alcaline et moyennement potassique. Elle souligne ainsi le développement d'un magmatisme calco-alcalin à l'Ordovicien inférieur, magmatisme reconnu tant dans le Domaine septentrional avec outre les unités précitées, la Trondhjémite de Douarnenez, que dans le Domaine méridional (Béchennec et al., 1996 et 1999).

# Métagabbro-diorite du Meneg

Il apparaît en une lanière discontinue qui se suit de proche en proche, tout au long du Domaine central, où il recoupe les Micaschistes d'Elliant et semble associé à l'Orthogneiss du Leignou, daté de l'Ordovicien inférieur. Le spectre multi-élémentaire de cette roche (FB-5459) montre (fig. 20) les traits communs des tholéiites d'arc: anomalies négatives en Ta, Nb et Ti, faibles teneurs en Hf et Zr, et fractionnement modéré entre terres rares. Des « pics » en Rb, Ba et K suggèrent un enrichissement en ces éléments lors du métamorphisme et/ou de l'altération. Dans le diagramme (Th/Ta)<sub>N</sub> vs. (Tb/Ta)<sub>N</sub> (fig. 21), la roche se place dans le champ des tholéiites d'arc, le rapport Tb/Ta élevé (soit [Tb/Ta]<sub>N</sub> >1) suggérant une origine à partir d'un manteau appauvri de type océanique (Thiéblemont et al., 1994). Ces caractères sont comparables à ceux des métabasites du Groupe de Merrien.

## Amphibolites de Koad Konk

Elles forment dans le Domaine méridional, une bande étroite recoupée tant par le granite varisque de Pluguffan, que par l'orthogneiss ordovicien inférieur de Nizon. L'âge de cette unité est inconnu mais il est au minimum ordovicien inférieur.

Cette roche de composition intermédiaire (FB-2003) a un spectre multi-élémentaire (fig. 20) comparable à celui des tholéiites d'arc, avec des anomalies négatives en Ta et Nb; les « pics » en Rb, Ba et K suggèrent un enrichissement en ces éléments, lors du métamorphisme et/ou de l'altération. Dans le diagramme (Th/Ta)<sub>N</sub> vs (Tb/Ta)<sub>N</sub> (fig. 21), la roche se place dans le champ des tholéiites des bassins arrièrearcs intraocéaniques; le rapport Tb/Ta élevé (soit [Tb/Ta]<sub>N</sub> >1) suggère une origine à partir d'un manteau appauvri de type océanique (Thiéblemont et al., 1994). Ces caractères la rapprochent du Métagabbro-diorite du Meneg.

# Les orthogneiss ordoviciens

## L'Orthogneiss de Nizon

Il forme une très vaste unité qui se suit tout au long du Domaine méridional sur les feuilles Quimper, Rosporden, Concarneau, Lorient et Plouay. Il présente des faciès assez variés, intimement associés :

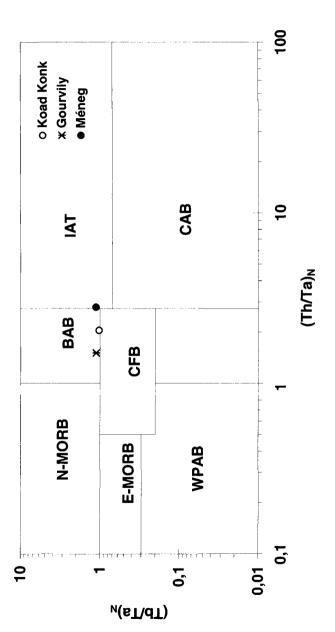


Fig. 21 - Diagramme (TH/Ta)<sub>N</sub> vs. (Tb/Ta)<sub>N</sub> (Thiéblemont et *al.*, 1994) pour les roches basiques de la feuille Rosporden : Métagabbro-diorite du Meneg et Amphibclites de Koak Konk. Comparaison avec le Gabbro-diorite de Gourvily

(1) orthogneiss leucocrate à aspect leptynitique; (2) orthogneiss œillé, gris clair, riche en micas, à muscovite nettement dominante; (3) orthogneiss œillé, gris assez sombre, à biotite nettement dominante. D'après les données de la feuille Concarneau (Béchennec 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 alumino-potassique de type « Limousin ». Le faciès œillé à biotite, bien développé sur la feuille Rosporden, où il est daté de l'Ordovicien inférieur (489 Ma), se rapproche des granitoïdes calco-alcalins: son spectre multi-élémentaire (fig. 3) présente en effet, des anomalies négatives en Ta et Nb et un fractionnement entre terres rares lourdes; cependant, comme les autres faciès du massif, il s'inscrit (fig. 19) dans le champ du magmatisme crustal du diagramme Zr vs. (Nb/Zr)<sub>N</sub> (Thiéblemont et Tegyey, 1994; Thiéblemont, 1999).

## L'Orthogneiss du Leignou

Il apparaît dans le Domaine central sur la feuille Rosporden, en deux petites unités, intrusives dans les Micaschistes d'Elliant et recoupées par le Granite d'Ergué; il est de plus probable, que l'orthogneiss œillé à biotite, identifié en une enclave pluri-hectométrique dans le Granite d'Ergué-Kerfeunteun au Nord-Est de Quimper, soit un équivalent de l'Orthogneiss du Leignou. Ce dernier, daté de l'Ordovicien inférieur (477 Ma), montre les traits communs aux granitoïdes calco-alcalins et s'inscrit dans le champ du magmatisme des zones de subduction dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)<sup>N</sup> (Thiéblemont et Tegyey, 1994) (fig. 19); Néanmoins, il se place dans un secteur peu discriminant du diagramme, aussi d'autres analyses seraient-elles nécessaires pour établir de façon plus approfondie les caractéristiques pétrologiques de cet orthogneiss.

# Les granites varisques

Ils sont largement représentés sur la feuille Rosporden avec, dans le Domaine méridional, les granites de Pluguffan, de Saint-Yvy-Beg Meilh et de Baye, dans le Domaine central les granites d'Ergué et de Saint-Thurien et dans le Domaine septentrional les granites de Kerdevot-Elliant, de Koad Loc'h, de Cascadec, de Bois Daniel et de Kerlaveo.

Les granitoïdes de la feuille Rosporden ont en commun un caractère nettement peralumineux et plutôt acide qui les rattache au groupe des « leucogranites », tel que défini par J. Didier et J. Lameyre (1969) ou au « type-S » de Chappell et White (1974). Ceci suggère une origine crustale, que confirme l'étude isotopique de Bernard-Griffiths et al. (1985) sur un ensemble de leucogranites prélevés entre La Pointe du Raz et Questembert.

Dans le système Q-Ab-Or (fig. 22), la plupart des analyses se localise au voisinage des minima thermiques pour des faibles pressions d'H<sub>2</sub>O

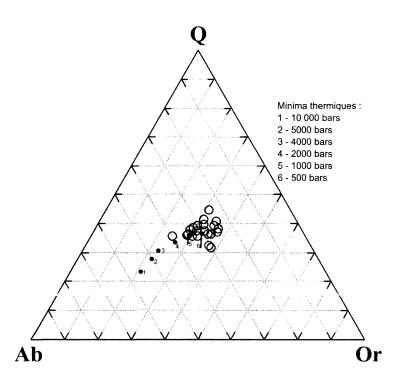


Fig. 22 – Report des compositions normatives des granites de la feuille Rosporden dans le diagramme Q-Azb-Or, avec position des minima thermiques pour différentes PH<sub>2</sub>O de 5 et 7 kb (d'après Winkler, 1979)

(< 1000 bars); dans la mesure où la plupart de ces granites présentent des teneurs très faibles en An (et par là des rapports Ab/An très faibles) le système Q-Ab-Or est adapté à leur étude. La position des points dans ce système implique donc que les magmas ont cristallisé à relativement basse pression; dans de telles conditions, une température de cristallisation de l'ordre de 750 °C peut être envisagée (Winkler, 1979).

Le net fractionnement entre terres rares lourdes (fig. 8, 11,16), commun à la quasi-totalité des granites (excepté les granites de Baye et Saint-Yvy), suggère une stabilité du grenat dans la source, ce qui témoignerait d'une pression minimale de l'ordre de 7 kb (Green, 1976). À une telle pression, et pour une température minimale de l'ordre de 700 °C, un magma granitique saturé en anorthite contient de l'ordre de 15 % d'An normative (Winkler, 1979). La teneur en anorthite normative des granites de la feuille Rosporden est très faible (< 10 %), ce qui les situe généralement à l'écart de la ligne cotectique dans le diagramme An-Ab-Or (fig. 23). On doit donc conclure que ces granites étaient très sous-saturés en anorthite; ceci suggère qu'ils sont issus d'une source pauvre en calcium et riche en potassium. Cela est cohérent avec la fusion d'un matériau pélitique invoquée par Bernard-Griffiths et al., (1985) d'après les données isotopiques. De même, un tel modèle s'accorde avec les fortes teneurs en Li dans la mesure où les métasédiments pélitiques montrent des teneurs généralement élevées en cet élément.

La position dans le champ de stabilité du feldspath alcalin, dans le diagramme An-Ab-Or (fig. 23), implique que le feldspath alcalin pouvait cristalliser lors de la remontée des magmas. En revanche, les teneurs relativement élevées en Ba de la plupart des granites, excluent qu'un tel fractionnement ait été très poussé. On doit donc conclure que les magmas sont remontés vers la surface avec assez peu de modification pour cristalliser à relativement basse pression (< 1000 bars soit moins de 3 km de profondeur).

Les faibles teneurs en Zr de la plupart des roches analysées, sont cohérentes avec la faible solubilité du zircon dans les magmas acides peralumineux. Les travaux de Watson et Harrison (1983) montrent que pour une température de l'ordre de 750 °C, la teneur en Zr d'un granite peralumineux est de l'ordre de 100 ppm, ce qui est à peu près cohérent avec nos données. En revanche, les fortes teneurs en P2O5 (0,2 à 0,64 %) sont clairement incompatibles avec les travaux expérimentaux qui prédisent une faible solubilité de l'apatite dans les magmas acides crustaux (Watson et Capobianco, 1981). On peut néanmoins envisager, que certains constituants de la phase fluide aient favorisé cette solubilité. Enfin, les teneurs souvent assez élevées en Th et terres rares légères montrent que la plupart des granites n'étaient pas saturés en monazite (Montel, 1986). Une telle saturation n'est donc pas un caractère systématique des leucogranites crustaux. Elle ne s'observe en fait, que dans quelques roches parmi les plus acides (faciès des Granites de Koad Loc'h et d'Ergué. Granite de Baye), peut être issues des magmas les plus froids (?).

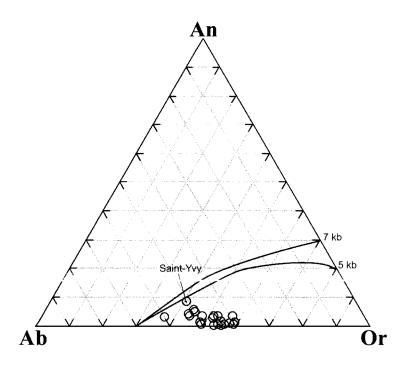


Fig. 23 - Report des compositions normatives des granites de la feuille Rosporden dans le diagramme An-Ab-Or avec position des lignes cotectiques pour PH<sub>2</sub>O de 5 à 7 kb (d'après Winkler, 1979)

En résumé, une origine par fusion partielle d'un matériau pélitique pauvre en CaO, à relativement haute pression apparaît comme le modèle le plus probable pour la genèse de la quasi-totalité des granites de la feuille Rosporden.

Cependant ce schéma ne peut s'appliquer aux granites de type Saint-Yvy-Beg Meilh. Ce type granite relativement calcique (CaO = 1,4 à 1,7 %) se situe en effet au voisinage de la ligne cotectique dans le diagramme An-Ab-Or (fig. 23) et montre un fractionnement très modéré entre terres rares lourdes (fig. 8) ; ceci suggère une fusion hors des conditions de stabilité du grenat (soit  $P < 5-7 \ kb$ ). Dans ce cas, il faut envisager un protolithe plus calcique et une pression de fusion plus faible.

La mise en place de ces granites au Carbonifère s'inscrit dans l'évolution collisionnelle à post-collisionnelle de la Chaîne varisque. Les granites syn-cinématiques sont ainsi fortement orientés en bordure du CSA.

# ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

# MÉTAMORPHISMES VARISQUES

L'ensemble des unités métamorphiques et notamment des unités métasédimentaires de la feuille Rosporden, 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/HT; cependant localement on note aussi l'apparition de disthène, ce qui est plutôt caractéristique d'un métamorphisme de type barrowien. Ce premier épisode de métamorphisme se développe dans les faciès « Schiste vert » et « 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 de Quimper (Béchennec et al., 1999) et Pont-Croix (Plaine et al., 1981), un tel épisode est connu.

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

L'unité de Merrien-Nerly, sur la feuille Rosporden, est entièrement métamorphisée dans le faciès « Amphibolite » et la transposition du

protolithe est totale ; cependant, très exceptionnellement, les traces d'un ancien litage (S0?) sont conservées ; il est souligné notamment par des lambeaux de lits quartzeux dessinant des charnières de plis serrés intra-foliaux qui admettent la schistosité principale (S1) comme plan axial. La paragenèse associée à cet épisode de déformation et de métamorphisme est :

Quartz + albite en ocelles et oligoclase + muscovite + biotite + grenat

Le grenat est généralement en petits individus sub-automorphes moulés par la (S1); ces derniers montrent parfois des inclusions hélicitiques qui soulignent leur cristallisation syn-cinématique. Les ocelles d'albite sont moulés par la (S1), néanmoins, ils la fossilisent aussi par leurs nombreuses inclusions plus ou moins sigmoïdes; ceci témoigne de leur croissance syn-cinématique à tardi-cinématique.

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

 $Quartz + albite \ en \ ocelles \ et \ oligoclase + biotite + muscovite + grenat$ 

Cependant, localement, cette paragenèse comprend aussi, soit de l'andalousite, au Nord de Kroaz Avalou à l'extrême ouest de l'unité et de la feuille, soit de l'andalousite + sillimanite, à l'Est du Trévoux à l'extrémité orientale de l'unité et de la feuille. Dans ces deux cas, l'andalousite est syn-cinématique, formant des porphyroblastes pœcilitiques orientés dans le plan de la schistosité principale (S1) et moulés par elle.

Il est probable que l'isograde de la sillimanite soit atteint dans la région du Trévoux, du fait de la proximité du Granite de Pluguffan qui, à cet endroit, recoupe la Formation de Melgwen alors réduite à une lanière.

**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 :

Quartz + muscovite + biotite (± plagioclase)

Cependant, localement, la paragenèse de cette unité comprend de plus :

- à l'Ouest d'Elliant, de la staurotide ;
- dans la région du Moulin du Meneg, de l'andalousite. Cette dernière apparaît en porphyroblastes pœcilitiques dont les inclusions dessinent un litage sub-parallèle à la (S1); cependant ces porphyroblastes sont aussi plus ou moins moulés par la (S1) et de ce fait leur croissance doit être syn- à tardi-cinématique.

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

 $Quartz + biotite + muscovite + and alousite + staurotide (<math>\pm$  albite en ocelles)

Les plages de staurotide sont parfois « blindées » dans les porphyroblastes d'andalousite et sont donc relativement précoces par rapport à ces derniers ; ceux-ci paraissent en effet, avoir une croissance syn- à tardi-cinématique : leurs nombreuses inclusions fossilisent les ondulations de la (S1) tout en étant moulés par elle.

Mais il est également observé des paragenèses moins complètes :

Quartz + biotite + muscovite + staurotide

Quartz + muscovite + biotite + andalousite

Quartz + biotite + muscovite

Localement, notamment dans le Nord-Ouest de la feuille, la biotite peut aussi apparaître en porphyroblastes non orientés, moulés par la (S1).

Enfin très localement :

- au Nord d'Elliant, près de Rohantic, on note l'apparition de sillimanite, due vraisemblablement, à la proximité du Granite de Kerdevot-Elliant qui, à cet endroit, recoupe les micaschistes;
- au Sud-Est de Guiscriff, près de Ty Quelen, la paragenèse des micaschistes comprend :

Quartz + muscovite + biotite + andalousite + disthène

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

Ce 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 les unités de Merrien-Nerly et de Melgwen, ce second épisode de métamorphisme général se traduit par des néogenèses modérées dans le plan de schistosité (S2):

Ouartz + muscovite 2 + biotite 2

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

Biotite 1 → chlorite

Grenat 1 → chlorite

Andalousite 1 -> chlorite + damourite

Dans l'unité d'Elliant, la schistosité (S2) est de type « crénulation » ; en effet, il n'apparaît pas ou très peu, de néogenèses 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):

Biotite 1  $\longrightarrow$  chlorite

Andalousite 1  $\longrightarrow$  chlorite + damourite

Staurotide 1  $\longrightarrow$  chlorite

Enfin, on note aussi parfois, la croissance de quelques porphyroblastes 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 il n'y a guère de néogenèses associées ; en effet, le second épisode de métamorphisme se traduit principalement par la rétromorphose des paragenèses associées à la (S1):

Biotite 1  $\longrightarrow$  chlorite

Staurotide 1  $\longrightarrow$  chlorite + damourite

Andalousite 1  $\longrightarrow$  chlorite + damourite

Disthène 1  $\longrightarrow$  damourite

# DÉFORMATIONS VARISQUES

Sur la feuille Rosporden on n'observe guère de traces de déformations précoces éo-varisques telle que notées dans le complexe de la baie d'Audierne, sur la feuille voisine de Quimper (Béchennec et al., 1999). Par contre, le paroxysme de la déformation varisque apparaît aussi, 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 Groupe de Merrien, et ceux 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, le plan (S1) est très généralement orienté au N70-80 dans les métasédiments (Briovérien et Formation d'Elliant), voire même au N45-50 dans la région de Coray; au Sud du CSA, il s'infléchit nettement et est axé au N100-110 (Groupes de Merrien et Nerly; Formation de Melgwen); enfin, partout il montre un pendage subvertical ou un pendage fort très généralement vers le Nord et parfois vers le Sud Dans le continuum de la déformation varisque, apparaît aussi une

schistosité de crénulation (S2); bien visible surtout dans les séries de Nerly et de Merrien (probablement du fait des conditions d'affleurement sur la côte), elle est de plan axial par rapport à de petits plis en chevron; 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, orienté au N90-100.

La schistosité (S1) est bien exprimée aussi dans les orthogneiss ordoviciens et notamment dans celui de Nizon qui forme une vaste unité au Sud de la feuille. Comme dans les unités méta-sédimentaires du Sud du CSA, la (S1) est orientée au 90/100 ; 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 cisaillante est suffisamment intense, les plans (S1) et (C) sont confondus et localement, on tend vers des « L » tectonites, tel près de Kroaz Avalou, à l'Ouest de la feuille. Enfin, très généralement ces plans (S1) et (C) sont subverticaux ou fortement pentés vers le Nord; cependant, localement, au cœur du massif, selon une bande qui s'étend de Penanguer (au Nord de Concarneau) à Kerampaou (au Sud de Melgven), ces plans (S/C) montrent un pendage faible, 20 à 30° vers le Nord, tout en présentant le même type de déformation et notamment la forte linéation d'étirement.

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 N85-95. Dans le Granite de Pluguffan, elle est de plus très généralement associée à des plans (C) subverticaux ; 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 cisaillante dextre qui est concomitante de l'individualisation du CSA.

Dans le Métagranite de Saint-Thurien, l'intensité de la déformation cisaillante, marquée par l'association de structures S/C/L, est telle que ce granite présente 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 quartzofeldspathiques ; cette foliation, subverticale, est orientée au N75-80 ; les plans (C) associés sont généralement axés au N105-110 et portent une linéation d'étirement subhorizontale. Les figures de déformation associées aux plans C/S, sont compatibles avec un cisaillement dextre.

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 ultramylonites 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 N100-105. Elle comprend une zone centrale souvent constituée d'ultramylonites, qui symbolisent le paroxysme des effets du cisaillement; de part et d'autre apparaissent, dans le Granite d'Ergué au Nord et dans le Granite de Pluguffan et les Micaschistes de Kerangall au Sud, 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 « \alpha » plus ou moins ouvert, de 10 \alpha 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 parfois 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 annexe 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; 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 le Granite de Kerdevot-Elliant, le Granite de Koadloc'h et celui 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.

Une troisième importante bande de cisaillement est située dans le quart sud-est de la feuille (au Sud du CSA) et se suit, en dépit des affleurements discontinus, depuis le Sud de Bannalec jusqu'en limite orientale de la feuille au Nord du Trévoux (avant de se poursuivre vers l'Est sur la feuille voisine Plouay; Béchennec et al., en préparation). Parallèle à la bande principale du CSA, elle est large de 100 à 300 m et affecte une partie du Granite de Pluguffan; elle présente un cœur 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 de ces failles se situe dans le coin Sud-Ouest de la feuille, où elle se suit depuis l'Ouest d'Elliant, jusqu'à l'Est de Beuzeg Konk, en passant par La Boissière ; elle entraîne en effet, à son extrémité sud, des décrochements pluri-hectométriques, bien visibles, notamment au niveau du Moros.

Des failles de même orientation s'observent aussi par ailleurs, mais leur composante décrochante est de moindre importance; elles sont aussi particulièrement remarquables au Sud de Scaër où elles découpent le massif de Granite de Cascadec en une série de « touches de piano », dont les limites sont de plus, très fréquemment, soulignées par des vallées encaissées.

Enfin, localement, ces failles sont soulignées par des filons de quartz laiteux, dont les plus importants s'observent au sein des micaschistes briovériens, dans le coin nord-ouest de la feuille.

Les failles NE-SW sont relativement bien marquées dans l'extrême sud-ouest de la feuille, où localement, à Kerleven, en bordure de la baie de la Forêt-Concarneau, elles délimitent un petit bassin tertiaire. Elles sont visibles aussi à l'Ouest d'Elliant, où elles montrent une composante décrochante sénestre.

Ces failles sont actives dès le Carbonifère supérieur comme en témoignent les petits bassins à sédiments d'âge stéphanien, dont elles permettent l'individualisation au Nord de Quimper (Béchennec et al., 1999). Cependant, ces failles montrent aussi d'importants rejeux d'âge tertiaire; ces rejeux sont soulignés par les grabens, à sédiments d'âge éocène moyen - 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; Béchennec et al., 1996; Béchennec et al., 1999).

# SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

# SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PROTÉROZOIQUE SUPÉRIEUR

Le Protérozoïque supérieur, sur la feuille Rosporden, 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 les 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; Béchennec 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 sud-armoricain. D'après la composition des séries volcaniques associées (Thiéblemont et al., 1989; Béchennec et al., 1996; Béchennec et al., 1999), un environnement d'arc/arrière-arc peut être envisagé 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 subit une océanisation qui s'accompagne localement de l'intrusion de basaltes tholéitiques de type MORB (Béchennec et al., 1999).

Le schéma précédent, qui suppose une évolution du Domaine sudarmoricain 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 (Béchennec 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., 1972, 1975; Métagranodiorites de Gougastel et du Loc'h: 483 ± 3 Ma; Cocherie, 2001; Granodiorite de Plogonnec). Cette évolution semble se poursuivre jusqu'à l'Arénigien, où lui succède une sédimentation essentiellement terrigène caractéristique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1982), qui se poursuivra jusqu'au Dévonien supérieur.

# LE SILURO-DÉVONIEN : L'ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE

Sur la feuille Rosporden il n'y a guère de témoins identifiables cette évolution éo-varisque; par contre, sur la feuille voisine Quimper (Béchennec 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 métamor-

phisé dans le faciès granulite de haute pression à  $384 \pm 6$  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. 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 Essarts (Sud de Nantes) (436  $\pm$  15 Ma; Peucat et al., 1982) et sur les schistes bleus de l'Île de Groix (399  $\pm$  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 rétromorphose des paragenèses de haute pression dans un métamorphisme général de type basse-moyenne pression/haute température, qui atteint localement 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 le Domaine sud-armoricain du Domaine centre-armoricain 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/haute température et la genèse de leucogranites sont les autres traits dominants de l'évolution varisque :

- Certains 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; Béchennec et al., 1999).
- D'autres sont plus récents :
- 1 celui de Saint-Thurien, daté à 316 Ma, étiré entre les deux branches principales du CSA présente une texture orthogneissique avec l'association de structures ductiles C/S/L très marquées;
- 2 celui de Pluguffan, daté à 318 Ma (Béchennec 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;

- 3 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 ; 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;
- 4 les granites de Kerdevot-Elliant, de Koad Loc'h présentent eux aussi, un gradient de déformation N-S très resserré avec successivement, depuis la branche nord annexe du CSA, des ultramylonites feuilletés, des faciès à structures ductiles C/S, des faciès orientés et des faciès isotropes;
- 5 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).
- D'autres, enfin, sont nettement tardifs, tel celui de Bois Daniel, qui ne montre pas ou peu de textures orientées.

Une remarque : les pressions d'équilibre très faibles déterminées pour la plupart des granites (~ 1000 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 rétromorphique (pendant ou après l'exhumation du bâti).

Par ailleurs, la singularité des granites de type Saint-Yvy-Beg Meilh, s'accorde avec le fait qu'il s'agit d'enclaves. On peut en effet penser qu'ils témoignent de la fusion d'un protolithe assez calcique, bien différent des sédiments pélitiques à l'origine des leucogranites. Ce protolithe aurait été porté dans les conditions de la fusion à une époque plus ancienne que les sédiments pélitiques. En Bretagne sud, le massif de Sainte-Anne-d'Auray représente un autre exemple de granite alumino-potassique de type Guéret « ancien » (~ 372 Ma).

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 stéphaniens (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-PALÉOZOIQUE

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 préluderait à l'ouverture de l'Atlantique central.

# GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960; Estéoule-Choux, 1970, 1974). Ainsi, de rares altérites continentales résiduelles, associées à des occurences de fer (minière) qui renferment entre autres de la goethite 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.

L'absence de « Sables rouges » pliocènes à l'Ouest de la Laîta, 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. 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 périgla-

ciaires 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 (Van Vliet-Lanoë, 1998). 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; plusieurs niveaux existent en dessous de 30 m NGF, marqués par d'anciens cordons littoraux à sables et graviers (Pléistocène inférieur?, pour les plus élevés); les niveaux les plus récents sont visibles à proximité immédiate de l'estran actuel et laissent supposer que depuis 4 à 500 000 ans, la ligne de rivage a peu varié d'un interglaciaire à l'autre.

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 montrant 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 et notamment au Weichsélien.

L'étude du remplissage de ces vallées sous-marines et des morphologies a conduit Y. Delanoë et J.-P. Pinot (1977) à proposer l'existence de divers stationnements marins lors de la dernière remontée du niveau de la mer, respectivement à -47, -37 et -23 m, avec peut-être une baisse relative du niveau marin entre les deux événements. Il s'agirait là des dernières étapes de la remontée du niveau de la mer faisant suite aux épisodes qui ont laissé des indices de morphologie littorale plus au large sur le plateau vers -140 à -110 m, -110 à -90 m et -37 à -23 m (Pinot, 1974; Delanoë et Pinot, 1977).

Enfin, très récemment, il y a 2 000 ans, un cordon de dunes littorales s'est mis en place au moment où la ligne de rivage atteignait approximativement sa cote actuelle.

# GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la feuille Rosporden, au cœur de la Cornouaille (Kerne), est modelée fortement, par une agriculture en phase de rénovation. En effet, les bois, principalement des résineux et accessoirement des chênes, sont généralement limités aux coteaux des vallées des princi-

pales rivières, le Saint-Laurent, le Moros, le Jet, l'Aven, le Ster Goz et l'Isole; seules quelques forêts occupent des étendues plus vastes, telles celles de Koad Loc'h (coatloc'h) et de Cascadec. Ainsi, par ailleurs, le paysage traduit une forte activité agricole avec soit de vastes champs (suite du remembrement) voués à la culture du maïs et de légumes, soit des pâturages avec d'impressionnants troupeaux de bovins. La région est en effet, principalement tournée vers l'élevage, vaches laitières, porcs en hors sol, poulets mais aussi vers les cultures légumières.

De ce fait, les industries agro-alimentaires forment l'essentiel du tissu industriel de la région ; des centres de transformation sont implantés notamment à Rosporden et à Bannalec et dans une moindre mesure à Guiscriff. Des activités industrielles souvent liées également à l'agro-alimentaire, s'établissent aussi, de plus en plus, en bordure des échangeurs de la quatre-voies Nantes-Brest, à Koad Konk (Coatconq), à Kerampaou et à Kerandreo. Enfin, au Sud de Scaër à Cascadec, est implantée une fabrique de papier.

Le tourisme constitue aussi, une activité importante, tant à l'intérieur des terres, avec une floraison de gîtes ruraux et de « camping à la ferme », que sur le littoral, notamment en bordure des plages de Kerleven et des Sables blancs.

Cette région, dite excentrée, est desservie par la « quatre-voies » du « plan routier breton » qui ceinture la Bretagne. Par ailleurs, le maillage des routes secondaires est dense, et comprend notamment deux voies rapides tranversales N-S qui joignent, d'une part Coray, Tourc'h et Rosporden et d'autre part Gwiscriff, Scaër et Bannalec à la « quatre-voies » Nantes-Brest.

# ÉLEMENTS DE GÉOTECHNIQUE ET RISQUES NATURELS

La sismicité de la région est réduite et se limite à de rares secousses d'une intensité inférieure à 3 sur l'échelle de Richter, secousses liées à de faibles rejeux soit le long du CSA, soit le long des failles du système Kerforne.

Le risque d'inondation peut être relativement important ; mais il ne concerne que la partie basse de certaines vallées alluviales, telles celle située à l'Est de Rosporden en bordure de l'Aven et celle de Pont-Hélec en bordure de l'Isole.

### RESSOURCES EN EAU

### Les aquifères du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille de Rosporden sont essentiellement des formations de socle.

Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés (Carn, 1988). Au cours des temps géolo-

giques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle.

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

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

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

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la - ou des décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

## Les dispositifs de captage

# Les puits

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

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 8 à 250 m<sup>3</sup>.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

# Les forages

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

Forages de socle - Résultats connus. On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 176 forages implantés sur le territoire de la feuille de Rosporden. La profondeur moyenne des ouvrages est de 52 m (valeurs extrêmes : 11 et 148 m) et le débit instantané moyen : 8,5 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 60 m³/h).

Trois grands types de formations géologiques sont présents sur la feuille Rosporden (n° 347): des micaschistes, des granites et des gneiss (et migmatites). Pour chacune d'entre elles, les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées: la profondeur des ouvrages est équivalente d'une formation à l'autre, de 51 à 54 m. Par contre, on peut noter des différences au niveau des débits, ce sont les gneiss (et migmatites) qui présentent les meilleurs résultats avec un débit moyen de 9,8 m³/h. Les granites suivent avec un débit moyen de 8,7 m³/h et ce sont les micaschistes qui apparaissent les moins performants avec 7,8 m³/h de débit moyen.

| Formation<br>géologique | Nombre<br>de forages | Débit moyen<br>m³/h | Profondeur<br>moyenne en m |
|-------------------------|----------------------|---------------------|----------------------------|
| Gneiss<br>et Migmatites | 26                   | 9,8                 | 54                         |
| Granite                 | 78                   | 8,7                 | 52                         |
| Micaschistes            | 72                   | 7,8                 | 51                         |
| Tous ensemble           | 176                  | 8,5                 | 52                         |

Caractéristiques hydrologiques des différentes formations géologiques de la feuille Rosporden (n° 347)

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

## Qualité chimique de l'eau souterraine

## Caractéristiques générales

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

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère. La minéralisation est assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu$ S/cm et avec une agressivité marquée : la teneur en  $CO_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

#### Dénitrification naturelle en sous-sol

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

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

## SUBSTANCES UTILES - CARRIÈRES

## Granulats, concassés, dallages

Le Granite de Pluguffan est la formation qui a été la plus utilisée pour granulats et pour les moellons ; de nombreuses carrières, aujour-d'hui abandonnées, sont présentes dans la partie Ouest du massif près de Penhoad Kadol, de Koad Kulodenn et de Saint-Yvy et dans une moindre mesure dans sa partie Est, près de Bannalec et du Trévoux. Aujourd'hui, seule la carrière Le Doz, à Koad Kuloden, demeure en exploitation modérée.

Le Granite d'Ergué constitue une cible recherchée pour les granulats, notamment dans ses faciès les plus mylonitiques ; ainsi aujourd'hui encore, la grande carrière de Kerhoanteg, située à l'Ouest de Rosporden, est-elle encore intensément exploitée.

Le Granite de Kerdevot-Elliant a été l'objet d'une exploitation modérée pour moellons et granulats ; seule demeure aujourd'hui en activité très modérée, la carrière de Kernevez.

Le Granite de Koad Loc'h a été exploité en carrière, notamment en bordure Est de la forêt de Koad Loc'h (Coatloc'h) où sont situées plusieurs carrières abandonnées telles celles de Loc'h Brout et de La Grande Motte. Il a été exploité aussi, sur sa bordure méridionale où il est mylonitisé du fait de la proximité de la branche nord du CSA; ainsi dans la carrière de Louzoueg, dans laquelle il présente un faciès ultramylonitique, il a constitué un bon faciès pour granulat alors que plus vers l'Ouest, à Stang Rozoz, il a été utilisé pour l'extraction de dalles du fait d'un bon débit. Il n'existe plus de carrières en activité dans ce granite.

Le Granite de Cascadec a été aussi l'objet d'une intense exploitation dont témoignent les grandes carrières abandonnées de Keranvel, Kleuziou Gwen, Kergreiz, Parkou Royal, Kerbars, Raden, Stang Blanc, et Roz Cariou; aujourd'hui il n'est plus exploité.

Enfin, l'Orthogneiss de Nizon a constitué aussi une cible de choix tant pour l'extraction de blocs, notamment pour la constitution de digues et remblais, que pour les granulats et le dallage. On observe ainsi dans la région de Concarneau, les anciennes carrières de Kroaz Avalou, Saint-Laurent, Lanphily, Pont Roudou, et La Croix-Neuve. Actuellement, seules les carrières de Kerangall et de Pont Torret, situées au Sud-Ouest de Bannalec, présentent encore une activité modérée, tant pour les granulats que pour le dallage.

## **Argiles**

Des argiles kaoliniques gris-blanc ont été observées en sondage (0347-5X-0034) au niveau de la plage de Kerleven; d'une puissance décamétrique elles correspondent à un petit bassin tertiaire délimité par des failles du Système Kerforne, lequel donne aussi, plus au Sud, le vaste bassin éocène-miocène de la baie de Concarneau. Cependant, en dépit de leurs éventuelles qualités, ces argiles ne sont guère exploitables au vu du contexte environnemental (Delfau et Le Berre, 1981).

Des argiles kaoliniques sont connues aussi, localement, au Sud de Tourc'h, près des hameaux de Ty Gwen et Bron, en bordure des granites de Bois Daniel et de Kerdevot-Elliant.

Enfin de telles argiles ont fait aussi l'objet d'une prospection au Sud-Est de Scaër dans la vallée située à l'est de La Chapelle-Saint-Jean; dans cette zone ces argiles reposent sur le Granite de Cascadec.

#### Tourbes

Deux gisements de tourbes situés au Sud de Scaër, en périphérie nord-ouest du Granite de Cascadec, au lieu-dit La Tourbière, et près de Roz ar Big, ont fait l'objet d'une exploitation artisanale, à la fin des années 60 pour le premier, et en 1942-1944 pour le second.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

#### Staurotide

La staurotide apparaît en cristaux automorphes centimétriques maclés ou non, dans les micaschistes briovériens; cependant, on l'observe principalement dans les champs où les cristaux sont alors dégages de leur gangue micaschisteuse, tel au Sud et à l'Ouest de Coadry près de Kervennou Vihan, de Kerveur, et de Kergoaler, tel au Sud-Ouest de Coray, près de Lannurien et de Kerverniou.

# Disthène

Le disthène s'observe dans les micaschistes briovériens à l'Est de Scaër, près de Ty Quelen où il est associé à de l'andalousite et à du quartz, au Sud-Ouest et au Nord de Scaër respectivement près de l'ancienne gare et près de Kerveguen (Pierrot et al., 1973) où il est associé à de l'andalousite et de la staurotide.

#### Rutile

Il apparaît sur la grève de Kerleven (La Forêt Fouesnant), en cristaux centimétriques roulés, trapus, souvent maclés en genoux.

# Topaze

La topaze est connue à l'affleurement au Sud de Scaër, dans le faciès « aplitique » de Stang Blanc. Il est connu aussi sous forme alluvionnaire dans les vallées de cette même zone.

#### Or

Un indice or a été mis en évidence au Sud-Ouest d'Elliant, à Kerambars, où d'anciens travaux miniers ont été mis à jour ; cependant les sondages réalisés n'ont pas permis de reconnaître des teneurs susceptibles de justifier une éventuelle exploitation.

### DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

# ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Deux itinéraires géologiques sont proposés, l'un dans la moitié occidentale et l'autre dans la moitié orientale de la feuille Rosporden, afin d'avoir un aperçu des formations les plus remarquables de cette carte (annexe 2).

## Itinéraire A, moitié Ouest de la feuille Rosporden

Affleurement A1: micaschistes à ocelles d'albite, Groupe de Merrien (Nord-Ouest de Concarneau, plage des Sables Blancs). À l'extrémité Ouest de la plage, le Groupe de Merrien est bien exposé sur l'estran et en une micro-falaise que suit un chemin côtier; ce groupe est essentiellement constitué de micaschistes beige argenté lustrés, à débit en feuillets et plaquettes, caractérisés par la présence de très nombreux ocelles blanches d'albite; ces dernières, de 1 à 3 mm de diamètre, sont emballés dans une matrice à muscovite, biotite et quartz; ces micaschistes montrent de plus, assez fréquemment, un litage souligné principalement par des variations de la granulométrie et de la proportion d'ocelles. Localement ces micaschistes montrent des niveaux interstratifiés soit pluridécimétriques de gneiss fin leucocrate soit métriques et plurimétriques, d'amphibolites prasinitiques vert sombre.

Quitter la plage des Sables Blancs et suivre la route côtière menant de Concarneau à La Forêt-Fouesnant, jusqu'à l'anse de Saint-Laurent; prendre le chemin côtier en rive Ouest de cette anse.

Affleurement A2: paragneiss fins micacés et quartzites micacés leucocrates, Groupe de Nerly. (Rive occidentale de l'anse de Saint-Laurent). Sur la berge, notamment en bordure du camping de Kerantereg, affleurent les paragneiss et les quartzites du Groupe de Nerly; ces roches leucocrates litées et micacées sont déformées par de nombreux petits plis en chevron. Vers le Sud, à la pointe de Kerantereg, on passe progressivement aux micaschistes à ocelles du Groupe de Merrien.

Reprendre la même route que précédemment, en direction de La Forêt-Fouesnant; au rond point de Beg Menez, prendre la direction de Kroaz Avalou jusqu'à la D 783; suivre cette dernière en direction de Concarneau jusqu'à la zone où débute son nouveau tracé.

Affleurement A3: Orthogneiss de Nizon (bordure sud du nouveau tracé de la D 783 à l'Ouest du ruisseau du Saint-Laurent). En bordure de la route apparaît un affleurement plurihectométrique d'un orthogneiss gris assez sombre, œillé, montrant des porphyroclastes de feldspath de  $1 \times 2$  à  $2 \times 4$  cm, très fortement étiré; cette roche relativement riche en biotite (8-10 %), présente une composition proche des adamellites et correspond à l'un des faciès de l'Orthogneiss de Nizon; il a été daté à cet endroit à  $489 \pm 5$  Ma (Ordovicien inférieur).

Poursuivre la D 783 en direction de Concarneau puis obliquer vers l'échangeur de Koad Konk (Coatconq).

Affleurement A4: Amphibolites de Koad Konk (jonction de la route de Kerisol et de la D 70). Des amphibolites vert très sombre, à grain fin, qui présentent un débit en plaquettes affleurent dans le talus, sur quelques mètres; elles donnent aussi dans les champs avoisinants, de très nombreuses pierres volantes en plaquettes. Ces amphibolites ont une composition intermédiaire et un chimisme comparable à celui des tholéites de bassins océaniques arrière-arc.

Suivre la D 70 jusqu'à Pontinaou et prendre, sur la gauche, la route en direction de Melgven, jusqu'à Kerallé; prendre la route sur la gauche jusqu'à Kerstival près du ruisseau de l'Hôpital.

Affleurement A5: micaschistes et paragneiss fins micacés, formation de Melgwen (bordure sud de la route vicinale et bordure nord de la N 165). Cette formation se présente comme une série monotone de micaschistes et de gneiss fins micacés, gris-beige argenté, à grain fin et à débit en feuillets et en plaquettes; dans certains niveaux apparaissent de plus, de petites ocelles d'albite. Ces micaschistes à quartz, biotite, muscovite et grenat, sont affectés par une schistosité principale (S1), elle-même déformée par des petits plis en chevron auxquels est souvent associée une schistosité de crénulation (S2).

Revenir à Pontinaou et reprendre la D 70 vers Rosporden ; prendre le nouveau périphérique Ouest jusqu'à Saint-Éloi.

Affleurement A6: Granite de Pluguffan (bordure du périphérique Ouest, au niveau de Saint-Éloi). Ce granite leucocrate homogène, à grain moyen, paraît assez micacé; sa paragenèse comprend en effet de la muscovite (3 %), de la biotite (3 %), du quartz (42 %), du feldspath K (orthose 28 %) et de l'albite-oligoclase (24 %); de plus, du fait de la proximité du CSA, ce granite apparaît ici, nettement orienté (S1: 95 subverticale), ce qui lui donne un débit en dalles. Il a été daté sur la feuille voisine de Quimper à 318 Ma (Carbonifère supérieur).

Poursuivre le périphérique jusqu'au premier rond-point et prendre la D 765 en direction de Saint-Yvy, jusqu'à Beg Meilh.

Affleurement A7: granite à biotite (faciès Saint-Yvy—Beg Meilh) (bordure de la route D 765 et du chemin menant au hameau de Beg Meilh). Il constitue une enclave d'extension kilométrique au sein du Granite de Pluguffan; les contacts avec ce dernier sont très progressifs;

ce granite paraît assez comparable à la granodiorite anatectique de Quimper connue plus à l'Ouest, sur la feuille voisine de Quimper ; de teinte gris assez sombre, du fait de sa richesse en biotite (6 %), il présente un grain moyen à moyen-fin, avec quelques porphyroblastes sub-automorphes, pluri-millimétriques, de feldspath ; enfin, assez fréquemment, les paillettes de biotite sont disposées en « nuage » et donnent ainsi un cachet « anatectique » à la roche.

Prendre la D 765 en direction de Rosporden et suivre le nouveau périphérique en direction de Coray.

Affleurement A8: Granite d'Ergué (bordure du périphérique Nord-Ouest). Ce leucogranite à grain fin moyen assez hétérogène, est plus ou moins fortement orienté; sa paragenèse comprend du quartz (40 %), du feldspath K (27 %), de l'albite-oligoclase (27 %), de la muscovite (5 %) et parfois de la biotite (1 %).

Quitter le périphérique par la D 150 en direction d'Elliant; à Elliant, prendre la D 115 jusqu'à Kerambars Image.

Affleurement A9: micaschistes, Formation d'Elliant (bordures de la D 115 au niveau de Kerambars). Ils présentent une teinte gris-beige argenté et sont affectés par une schistosité principale (S1) qui leur donne un débit en feuillets ou en plaquettes; cette schistosité est parfois déformée par de petits plis en chevron auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2); la paragenèse de ces micaschistes comprend principalement du quartz (35 %), de la muscovite (35 %), de la biotite (20 %) et de la chlorite (5 %).

Revenir au bourg d'Elliant et prendre la D 150 qui suit la vallée du Jet, jusqu'au niveau de l'Ancien Moulin du Duc.

Affleurement A10: Granite de Kerdevot-Elliant (bordure Ouest de la D 150). Ce leucogranite se présente comme une roche homogène à grain moyen grossier, peu ou pas orientée, avec de belles paillettes de biotite (4 %) et dans une moindre mesure de muscovite (2 %); sa paragenèse comprend aussi du quartz (40 %), du feldspath K (orthose 32 %) et de l'albite-oligoclase (22 %); de plus, il présente parfois aussi, de l'andalousite et de la sillimanite, probablement du fait de la proximité du contact avec les micaschistes briovériens.

Poursuivre la progression vers le Nord, par la D 150 ; au Sud de la chapelle de Treanna, prendre sur la droite, la route de Kerhalleg.

Affleurement A11: Métadiorite de Niverrot-Treanna (blocs métriques et plurimétriques en bordure de route au Nord de Kerhalleg et dans les champs à l'Ouest de cette même ferme). Elle apparaît comme une roche assez sombre, à grain moyen, plus ou moins orienté; sa paragenèse comprend de l'andésine (60 %), de la biotite (20 %), de la hornblende verte (12 %) et dans une moindre mesure du quartz (5 %), du pyroxène (1 %) et du sphène (2 %). Cette roche qui présente une affinité calcoalcaline, a été datée à 477 Ma (Ordovicien inférieur).

## Itinéraire B, moitié orientale de la feuille

Affleurement B1: staurotide des micaschistes briovériens (champs situés près de Lannurien, au Sud-Ouest de Coray). Dans les champs situés de part et d'autre de la route menant à la ferme de Lannurien, on observe de très nombreux cristaux pluricentimétriques automorphes, maclés ou non, de staurotide; ces cristaux ont été libérés par l'érosion, de leur gangue micaschisteuse.

À partir de Coray prendre la D 50 jusqu'au bourg de Scaër ; prendre ensuite la D 6 jusqu'au vallon situé au Nord de Kerveguen.

Affleurement B2: micaschistes briovériens (en bordure de la D 50 et à flanc de coteau dans le lit d'un petit ruisseau qui part de Kerveguen). De teinte beige argenté, ces micaschistes présentent une schistosité principale (S1) bien marquée, qui leur donne un débit en feuillets; leur paragenèse est composée de quartz (45 %), de muscovite (30 %), de biotite (16 %) et dans une moindre mesure d'andalousite (4 %), de staurotide (1 %) et de chlorite (3 %).

Revenir au bourg de Scaër; prendre la D 782 jusqu'au rond-point de Pont-Ledan et poursuivre en direction du Faouet jusqu'à l'embranchement du chemin menant à la ferme de Kerlavareg.

Affleurement B3: galets et blocs de grès et conglomérat à ciment ferrugineux (champ au Sud de la D 782). Dans le champ apparaissent de très nombreux galets centimétriques et pluricentimétriques de quartz, rubéfiés; au Sud du champ, à la rupture de pente apparaissent de plus, des blocs plurimétriques de grès et conglomérat à galets de quartz infra et pluricentimétriques, emballés dans un ciment graveleux limoniteux rouge sombre ou rubéfié.

Revenir au rond-point de Pont-Ledan ; prendre ensuite la D 6, puis la route de l'usine de Cascadec.

Affleurement B4: Granite de Cascadec (bordure est de la route de Cascadec). Il se présente comme une roche homogène, à grain grossier, avec des cristaux pluri-millimétriques sub-automorphes, de feldspath et de nombreuses grandes paillettes de micas; sa paragenèse se compose de quartz (40 %), de feldspath K (orthose 28 %), d'albite-oligoclase (27 %), de muscovite (3 %) et de biotite (2 %); ce granite est peu ou pas orienté.

Revenir au bourg de Scaër et prendre la D 4 en direction de Bannalec; au Sud de Mine Rulan prendre la route de la déchetterie de Stang Blanc; quelques centaines de mètres à l'Est de l'entrée de la déchetterie se situe la carrière abandonnée de Stang Blanc.

Affleurement B5 : granite aplitique à apatite et topaze (faciès Stang Blanc) (carrière abandonnée de Stang Blanc). Ce granite, lorsque frais, se présente comme une roche aphanitique, très dure, cassante, et plus ou moins translucide ; lorsqu'il est altéré ce qui est le cas général, ce granite devient très blanc et très friable, saccharoïde ; sa

paragenèse est composée de quartz (37 %), de feldspath K (25 %), d'albite-oligoclase (35 %) et de muscovite (2 %) mais elle est surtout caractérisée par sa richesse relative en apatite (1 %) et par la présence de grains de topaze. Sa composition chimique le place dans le champ des adamellites et sa tendance sodique est caractéristique des termes les plus évolués de l'association alumino-potassique.

Revenir sur la D 4 et la suivre jusqu'à l'embranchement de la route de Celeriou.

Affleurement B6: Granite de Koad Loc'h (bordure ouest de la D 4). Leucogranite à grain moyen prenant une teinte très blanche à l'altération ce qui fait ressortir les paillettes noires de biotite; sa paragenèse comprend du quartz (38 %) du feldspath K (30 %), de l'albite-oligoclase (27 %), de la muscovite (3 %) et de la biotite (2 %); d'autre part ce granite présente un très fort gradient de déformation sur sa bordure méridionale qui est en contact avec la branche annexe nord du CSA.

Poursuivre la D 4 jusqu'à Saint-Adrien et prendre sur la droite la route de Leignou.

Affleurement B7: Orthogneiss du Leignou (bordure de la route et champ situés de part et d'autre). Cette unité n'affleure que très peu et très ponctuellement, mais elle donne de nombreuses pierres volantes; cet orthogneiss bien folié, gris assez sombre du fait de sa richesse en biotite, comprend une matrice à grain moyen-grossier qui emballe des yeux centimétriques de feldspath; il présente des structures S/C/L bien marquées; sa paragenèse se compose de quartz (38 %), de feldspath K (32 %), d'albite-oligoclase (22 %), de biotite (5 %) et de muscovite (2 %). Il a été daté à 477 Ma (Ordovicien inférieur).

Rejoindre la D 4 et la suivre jusqu' au niveau de Stang Huel, aux abords nord de Bannalec.

Affleurement B8 : structures S/C/L dans un faciès mylonitique du Granite de Pluguffan (affleurement pluri-hectométrique en bordure de la D 4). L'association des structures S/C/L est particulièrement remarquable sur cet affleurement du Granite de Pluguffan, ici très proche de la branche principale sud du CSA; les plans de schistosité S et les plans de cisaillement C sont verticaux et orientés respectivement au 85 et au 104; les figures de déformation associées, témoignent d'un cisaillement dextre; de plus, les plans C portent une linéation d'étirement bien marquée qui pend de 8° vers l'Est.

Poursuivre la D 4 puis la D 765 jusqu'au centre du bourg de Bannalec; prendre ensuite la D 23 en direction de Saint-Thurien, et, au niveau du Moustoir, bifurquer sur la gauche vers Saint-Jacques; après le Moulin du Meneg, prendre à droite la route de Kerleg et la suivre sur 400 m.

Affleurement B9: Métagabbro-diorite du Meneg (talus nord de la route de Kerleg). Il se présente comme une roche massive, gris-vert sombre, à grain fin moyen, grossièrement orientée; sa paragenèse comprend du plagioclase (andésine et labrador 50 %), de la hornblende

verte (48 %), de la biotite (2 %), du sphène, de l'apatite, et parfois un peu de quartz. La composition chimique de cette roche souligne son caractère subalcalin et montre ses affinités avec des tholéijtes d'arc.

Revenir sur la route de Saint-Jacques et poursuivre vers le Nord, jusqu'à l'embranchement du chemin de Meneg Uhel.

Affleurement B10: Métagranite de Saint-Thurien et micaschistes de la Formation d'Elliant (bordure Nord de la route de Saint-Jacques). Le Métagranite de Saint-Thurien présente deux faciès: gneiss leucocrate à grain fin, bien folié, d'aspect leptynitique et gneiss à grain fin-moyen, riche en muscovite et en yeux infra-centimétriques de feldspath fortement étirés; ce métagranite alumino-potassique fortement déformé (structures S/C/L) a été daté à 316 Ma (Carbonifère supérieur). Les Micaschistes d'Elliant affleurent notamment au Nord du métagranite et se présentent comme une roche finement feuilletée, beige argenté, dont la paragenèse est composée principalement, de quartz (30 %), de muscovite (30 %), de biotite (20 %), d'andalousite (5 %), de chlorite (8 %) et de plagioclase (5 %).

Suivre la route de Saint-Jacques vers le Nord jusqu'à l'ancienne carrière de Louzoueg dont l'entrée est située à l'Ouest de la route.

Affleurement B11 : ultramylonite (carrière abandonnée de Louzoueg). À l'entrée de la carrière, ultramylonite aphanitique, blanche, d'aspect cataclastique ; à l'extrémité N de la carrière, ultramylonite feuilletée avec structures C/S très marquées ( $\alpha=15^{\circ}$ ) dans laquelle on reconnaît encore le granite de Koad Loc'h ; cette évolution de faciès structuraux souligne le fort gradient de déformation qui affecte la bordure méridionale du granite de Koad Loc'h qui suit la branche annexe nord du CSA.

# 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 en ligne (service payant) sur le site dédié du BRGM: http:// www.brgm.fr/infoterre ou http://infoterre.brgm.fr.

## **BIBLIOGRAPHIE**

ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.

- AUDREN C. (1987) Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'État. Mém. Soc. géol. minéral Bretagne, Rennes, 31, 365 p.
- AUDREN C. (1990) Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, p. 17-34.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) Géologie du plateau continental sudarmoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- ARTH J.G. (1979) Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: F. BARKER Ed., trondhjemites, dacites and related rocks Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 6, p. 123-132.
- 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), t. 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. (1972) Origine et mise en place de la trondhjémite gneissique de Douarnenez. Bull. BRGM, sect. 1, n° 2, p. 15-38.
- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J., et coll. (1975) Carte géol. France (1/50000), feuille Douarnenez (309). Orléans: BRGM. Notice explicative par M. Barrière et al. (1975), 25 p.
- BARROIS C. (1883) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille de Châteaulin (73). 1ère édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1949, notice 6 p.
- BARROIS C. (1885) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Lorient (88), 1ère édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1941, notice 6 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. et coll. (1999) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans: BRGM, 120 p. Carte géologique par F. Béchennec et B. Hallégouët (1999).
- BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D. et coll. (1996) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382). Orléans: BRGM, 129 p. Carte géologique par F. Béchennec, 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, t. 301, II, 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., 74, p. 235-250.
- Boillot G., Lefort J.-P. (1976) Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOUYSSE P., HORN R. (1972) Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- Bullen A. (1910) Aeolian deposit at Etel. *Geological magazine*, 1910, p. 5-15.
- CALVEZ J.-Y. (1976) Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3è cycle, Rennes, 74 p.
- CARN A. (1988) Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton - Analyse des données recensées - Recherche des critères locaux d'implantation des forages - Département du Finistère (29) - Rapport BRGM, 88 SGN 292 BRE, 183 p.
- CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976) Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature*, G.B., 262, p. 276-277.
- Chappell B.W., White A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8 p.
- CHAURIS L., COGNÉ J., KERRIEN Y. (1970) Carte géologique de France (1/320 000), feuille Brest-Lorient (11-16), Orléans, BRGM.
- Chauris L., Lulzac Y. (1990) Différenciation granitique et minéralisation dans le pluton polyphasé de Quintin (Massif armoricain). Géologie de la France, 2, p. 3-9.
- Christiansen R.L., Lipman P.W. (1972) Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. *Philos. Trans. Soc.* London, A, 271, p. 249-284.
- COCHERIE A. (1999) Résultat de datation des zircons magmatiques de l'orthogneiss de Nizon, à la SHRIMP II. Rapport BRGM AC/06.99.

- 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 BRGM, AC/02.01.
- COCHERIE A., CARPENTER M. (1979) Comportement géochimique des terres rares dans la trondjhémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques. *Bull. BRGM*, 2, 4, p. 337-347.
- 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., Fr.*, 382 p.
- Cogné J. (1977) La Chaîne Hercynienne ouest-européenne correspond-t-elle à un orogène par collision? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. *In*: Écologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. int. CNRS, 268, Paris 1976, p. 111-119.
- 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.
- DABARD M.P. et 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 3è cycle, Rennes, 170 p.
- Debon F., Le Fort P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 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, 1, p. 79-90.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.-P. et 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, t. 281, série D, 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'Aquitanien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 282, série D, p. 29-32.

- DELANOË Y., PINOT J.-P. (1977) Littoraux et vallées holocènes submergés en baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 3, p. 27-38.
- Delfau M., Le Berre P. (1981) Définition de zones favorables à la prospection du kaolin dans le Massif armoricain. Rapport BRGM 81 SGN 873 MTX, Orléans, 38 p.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Minéral. Pétrol.*, 24, p. 219-238.
- DURAND S. (1960) Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes, Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, Rennes, 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. minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- Gapais D. (1989) Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Mém. et Doc. du Centr. Armor. Étud. Struct. des Socles, n° 28, 366 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 garnetbearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, p. 85-88.
- GUERROT C. (1999) Résultats de datation U-Pb par dissolution sur les zircons du métagranite de Saint-Thurien et de l'orthogneiss de Nizon. Rapport BRGM SMN/ANA/ISO 99/27 CG/NB, 10 p.
- GUERROT C. (1999) Résultats de datation U-Pb par dissolution sur les zircons du métadiorite de Niverrot-Treanna et de l'orthogneiss du Leignou. Rapport BRGM SMN/ANA/ISO 99/111 CG/JDLH, 7 p.
- GUERROT C., BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D. (1997) Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 324, IIa, p. 977-984.
- GUILCHER A. (1948) Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse Paris. La Roche-sur-Yon, 682 p.

- GUILCHER A., HALLEGOUËT B., MENEZ S. (1975) Les formations superficielles du Méné (Bretagne Centrale). C.R. Acad. Sci., Paris, 281, D, p 219-222.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1983) La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire, relations tectonique sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62.
- HALLEGOUËT 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.
- HALLÉGOUËT B., MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1977) Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. Géogr. français*, Paris, 441, p. 81-89.
- HOFMANN A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- HORRENBERGER J.-C., MORZADEC M.-T., COGNE 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.
- JEGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES K.A. (1991) Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. J. Geol. Soc. London, 148, p. 55-64.
- LACROIX A. (1893) Minéralogie de la France et de ses colonies : description physique et chimique des minéraux, étude des conditions géologiques. Librairie polytechnique. Tome premier. 723 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, t. IX, p. 293-337.
- La Roche (de) H., Stussi J.-M. et 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, 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 de doctorat de 3è cycle, Univ. Nantes. 295 p.
- LE GALL B. (1992) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans: BRGM, 81p. Carte géologique par B. Le Gall et J. Garreau (1988).
- LE GOFF E. (1997) Étude pétrographique de lames minces provenant de la baie d'Audierne. Rapport BRGM-Orléans, R 39383, 5 p.
- MARCHAND J. (1981) Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sci., Paris, (II), 293, p. 223-228.
- MIYASHIRO A. (1974) Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A. (1975) Volcanic rocks series and tectonic setting. Ann. Rev. Earth Planet., Oxford, 25, 4, p. 956-983.
- MONTEL J.-M. (1986) Experimental determination of the solubility of Ce monazite in SiO2 Al2O3 K2O Na2O melts at 800°C, 2kbar, under H2O saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659 662.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- Musset (1926) Un ancien cours d'eau supposé de Bannalec à la Baie des Trépassés. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, VII, 1-2, p. 52-58.
- 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. géol.*, 52, p. 203-216.
- PEUCAT J.-J. (1983) Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.-J. (1986) Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. Géol. Soc. Amer. Mem., 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), XX, 2, p. 163-167.

- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) Precambrien 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.*, 60, 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, 59, p. 133-142.
- Picquenard C.-A. (1926) Considérations sur un ancien parcours fluviatile entre Bannalec et la Baie des Trépassés. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, VII, 2-4, p. 50-51.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1973) Inventaire minéralogique de la France, Finistère, n° 3, Édit. du BRGM, Orléans, 117 p.
- PINOT J.-P. (1974) Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental : étude géomorphologique. Édition auteur, Lannion, 256 p.
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JEGOUZOT P., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SAINT-REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345). Orléans: BRGM. Notice explicative par J. Plaine et coll. (1981), 48 p.
- Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R., et al. (1999) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310). Orléans: BRGM, 162 p. Carte géologique par Plusquellec Y. et al. (1999).
- Pupin J.-P. (1980) Zircon and granite pretology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- RIVIÈRE A. (1838) Études géologiques faites aux environs de Quimper et sur quelques autres points de la France occidentale, accompagnées d'une carte et de douze coupes géologiques. Éd. Carilian-Goeury, Paris, 64 p.
- 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. IXe Congrès intern. INQUA, Christchurch (New-Zeland), Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- THIÉBLEMONT D. (1999) Discrimination entre magmatismes calcoalcalins mantellique et crustal: l'exemple des Andes. C.R. Acad. Sci., Paris, Sci. Terre Planet., 329, p. 243-250.

- 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 Sudarmoricain au cours du Paléozoïque. Geodinamica Acta, Paris, 3, 2, p. 1-16.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEY M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C.R. Acad. Sci., Paris, 319, II, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : reévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.
- TRIBOULET C. (1983) Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. Mineral.*, Paris, 103, p. 92-100.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTIER S. (1998) Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. C.R. Acad. Sci., Paris, 326, p. 333-340.
- VELDE B. (1972) The origin of some granulites facies rocks from the baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. Bretagne*, 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (19/3) Premieres donnees geochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris (7), XV, 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, 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*, 45, 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.*, 64, p. 295-304.
- WINKLER H.G.F. (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. 5° édition. Springer Verlag. New York Heidelberg Berlin. 349 p.

#### **AUTEURS**

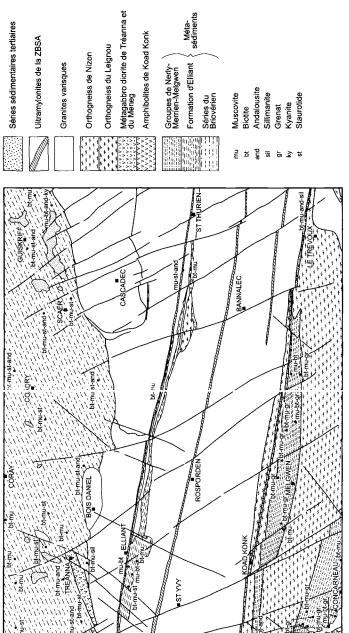
#### Notice

La coordination de cette notice a été assurée par F. BÉCHENNEC. La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

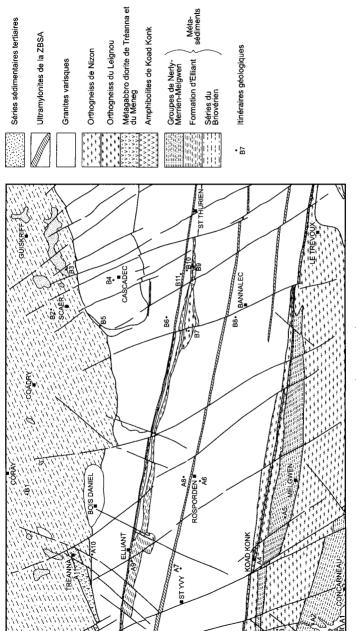
- Introduction: F. BÉCHENNEC (BRGM);
- Description des terrains : F. BÉCHENNEC pour les unités du substratum, avec les contributions de D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT et A. COCHERIE (BRGM), respectivement pour la géochimie et la géochronologie ; B. HALLÉGOUËT (Département de géographie de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest), pour les formations tertiaires, les formations superficielles et les formations marines ;
- 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 B. HALLÉGOUËT ;
- Géologie de l'environnement : F. BÉCHENNEC avec la contribution de A. CARN (BRGM), pour les ressources en eau ;
- Documentation complémentaire : F. BÉCHENNEC.

## **Analyses**

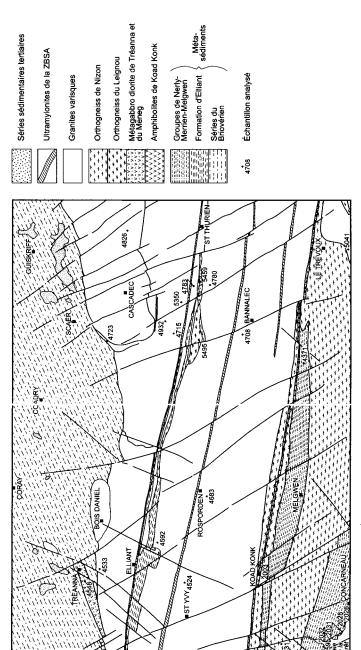
- Géochimie : au Département des « Procédés études et analyses » du BRGM ; interprétation par D. THIÉBLEMONT ;
- Typologie des zircons : P. JÉZÉQUEL, C. GUERROT ;
- Géochronologie : C. GUERROT (Dissolution), A. COCHERIE (SHRIMP II ).



ANNEXE I - CARTE DE RÉPARTITION DES PARAGENÈSES DU MÉTAMORPHISME VARISQUE



ANNEXE 2 - LOCALISATION DES ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES



ANNEXE 3 - SCHÉMA DE LA LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

# NOTES

| ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,, | ,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,, |
|---|---|
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   | ,,                                      |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |
|   |   |

Achevé d'imprimer par OUDIN Imprimeur Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1771 Décembre 2004