

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

ROSTRENEN

par

P. BOS, C. CASTAING, J.P. CLÉMENT,
J. CHANTRAINE, F. LEMEILLE

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



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

par

**P. BOS, C. CASTAING, J.P. CLÉMENT,
J. CHANTRAINE, F. LEMEILLE**

avec la collaboration de
M. BILLA, A. CARN, J.L. BONJOUR, H. MORZADEC

1997

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : BOS P., CLÉMENT J.P., CASTAING C., CASSARD D., MARTIN P. (1997) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Bos, J.P. Clément, J. Chantraine, F. Lemeille, et coll. (1997), 132 p.

pour la notice : BOS P., CASTAING C., CLÉMENT J., CHANTRAINE J., LEMEILLE F., avec la collaboration de BILLA M., CARN A., BONJOUR J.L., MORZADEC H. (1997) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par P. Bos, J.P. Clément, C. Castaing, D. Cassard, P. Martin (1997).

© BRGM, 1997. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1312-5

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>FORMATIONS BRIOVÉRIENNES ET PALÉOZOÏQUES</i>	15
Formations métamorphiques briovériennes	15
Formations pas ou peu métamorphiques	17
<i>MASSIF GRANITIQUE DE ROSTRENEN</i>	23
Roches plutoniques	24
Roches hydrothermales et pneumatolytiques	37
Panneaux et enclaves métamorphiques	39
Métamorphisme de contact	46
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	49
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES</i>	52
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	58
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET MISE EN PLACE DES GRANITES	71
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	81
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	82
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	82
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	84
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	94
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	97
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	97
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	98

<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	98
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	99
AUTEURS	105
ANNEXES	
1 - <i>COUPES DE SONDAGES DANS LA « CUVETTE » DE PLOURAY-LANGONNET</i>	109
2 - <i>ANALYSES NOUVELLES D'ÉCHANTILLONS DU COMPLEXE GRANITIQUE DE PONTIVY-ROSTRENE</i>	113
3 - <i>DATATIONS Pb/Pb PAR ÉVAPORATION DIRECTE DU PLOMB SUR MONOZIRCON</i>	122
4 - <i>ARDOISIÈRE DE LA BORDURE SUD DU BASSIN DE CHÂTEAULIN SUR LA FEUILLE ROSTRENE</i>	127
5 - <i>INDICES MÉTALLIFÈRES</i>	130

RÉSUMÉ

La feuille Rostrenen se situe dans la partie ouest de la Bretagne centrale, correspondant sensiblement au « pays de haute Cornouaille », aux confins du Finistère, des Côtes-d'Armor et du Morbihan.

Cette feuille couvre la majeure partie du massif de granite de Rostrenen ; ce massif est intrusif dans les formations briovériennes (Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal) en bordure du bassin carbonifère central (bassin de Châteaulin). Ces deux domaines sont séparés par l'unité linéaire des Montagnes-Noires, d'âge paléozoïque inférieur, qui est jalonnée par un important accident décrochant.

Les terrains décrits sont :

- les formations sédimentaires comprenant d'une part le Briovérien affecté d'un métamorphisme décroissant du Sud (micaschistes) au Nord (schistes), et d'autre part le Paléozoïque des Montagnes-Noires et le Carbonifère du bassin central ;
- les ensembles granitiques et leurs enclaves métamorphiques. Le massif de Rostrenen (*s.l.*) est composé de plusieurs unités : diorite de Plélauff, granites à biotite de Rostrenen (*s.s.*) et du Croisty, leucogranite de Pontivy, leucogranite de Langonnet, disposées autour d'un noyau central complexe et composite ;
- les formations superficielles dont les plus développées sont des altérites, particulièrement celles de la « cuvette » de Plouray–Langonnet.

L'histoire sédimentaire de cette région est contrôlée par un régime en distension crustale qui comporte deux épisodes majeurs : l'un entraînant la transgression arénigienne et l'installation de la plate-forme paléozoïque, l'autre correspondant à l'ouverture du bassin carbonifère central.

Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des différents granites (et la composition de leurs biotites) montrent qu'ils appartiennent aux associations peralumineuses, d'origine crustale, mésocrates pour les granites à biotite et leucocrates pour les autres.

L'origine de ces granites n'est pas encore clairement établie. Leurs relations mutuelles et les datations disponibles permettent de discuter le problème de la chronologie de leur mise en place selon un processus progressif ou polyphasé. Globalement, l'intrusion granitique, de type diapir, est synchrone de l'évolution tectono-métamorphique régionale, contrôlée par le cisaillement sud-armoricain et les accidents conjugués N60°E. Cette évolution est marquée par un gradient régional croissant du Nord vers le Sud et par un gradient local dans les Montagnes-Noires. La

controverse concernant le caractère progressif ou polyphasé de l'évolution tectono-métamorphique régionale, donc de l'existence de la « phase bretonne », est discutée sans pouvoir être résolue dans le cadre de cette feuille.

Les ressources du sous-sol, dont l'eau, sont décrites, en particulier les deux importants gisements qui sont en cours d'exploitation : le granulat (Grès armoricain) de la région de Gourin et la kerphalite (schistes à andalousite) de la région de Glomel.

ABSTRACT

The Rostrenen map area is situated in the Western part of Central Brittany, covering the « Pays de Haute Cornouaille » which is located at the boundaries of Finistère, Côtes-d'Armor and Morbihan.

The granitic pluton of Rostrenen forms the major part of the map area; it intruded the Brioverian formations (Late Proterozoic to Lowermost Paleozoic in age) on the border of the central Carboniferous basin. Those two units are separated by an Early Paleozoic linear unit, the Montagnes-Noires Unit, which is lined by a major strike-slip fault.

Three lithological series are described:

- The sedimentary formations. They consist of a Late Proterozoic to Early Paleozoic (Brioverian) succession and of a Paleozoic succession. The Brioverian series suffered a metamorphism, the intensity of which decreasing from South (micaschist) to North (schist). The Paleozoic series occur in the Montagne-Noires Unit and in the central basin (only Carboniferous).
- The granitic suites and their metamorphic inclusions. The Rostrenen Massif (*s.l.*) is made up of several units: the diorite of Plelauff, the biotite-bearing granites of Rostrenen (*s.s.*) and Croisty, the leucogranite of Pontivy, the leucogranite of Langonnet. All of them are organized around a composite and complex nucleus.
- The surficial deposits. The mostly developed formations are alterites, mainly occurring in the Plouray-Langonnet bowl.

The sedimentary evolution in this area was controlled by a crustal, extensional episode that can be split in two major events: the first was associated with the Arenigian transgression and the spreading of the Paleozoic platform; the second event was associated with the opening of the central Carboniferous basin.

Mineralogical and geochemical characteristics of the granitic suites, and the biotite composition, show that the biotite-bearing granites belong to a mesocrate, crustal peraluminous suite, and the leucocrate granites to a leucocratic peraluminous one.

The origin of these granites is not clearly known yet. Nevertheless, from the relationship between different plutons and from the available geochronological data, two hypothesis about the chronology of the intrusions and the process of intrusions – progressive or polyphased – can be proposed. Briefly, the diapiric intrusion was synchronous with the regional tectonic, metamorphic evolution, which is controlled by the South Armorican Shear Zone and the N60° conjugate faults. Deformation is controlled by a regional gradient increasing from North to South and by a local gradient in the Montagne-Noires Unit. Controversy concerning the progressive or polyphased character of the regional tectonic, metamorphic evolution, therefore the existence of the « Breton phase », is discussed but cannot be solved in the framework of that map.

Major natural resources, including water resources, are described. Two important deposits are running in the area covered by the map: in the Gourin area, the "Grès Armoricain" Formation is working for aggregate; in the Glomel area, chialstolite-bearing schist are working for "kerphalite".

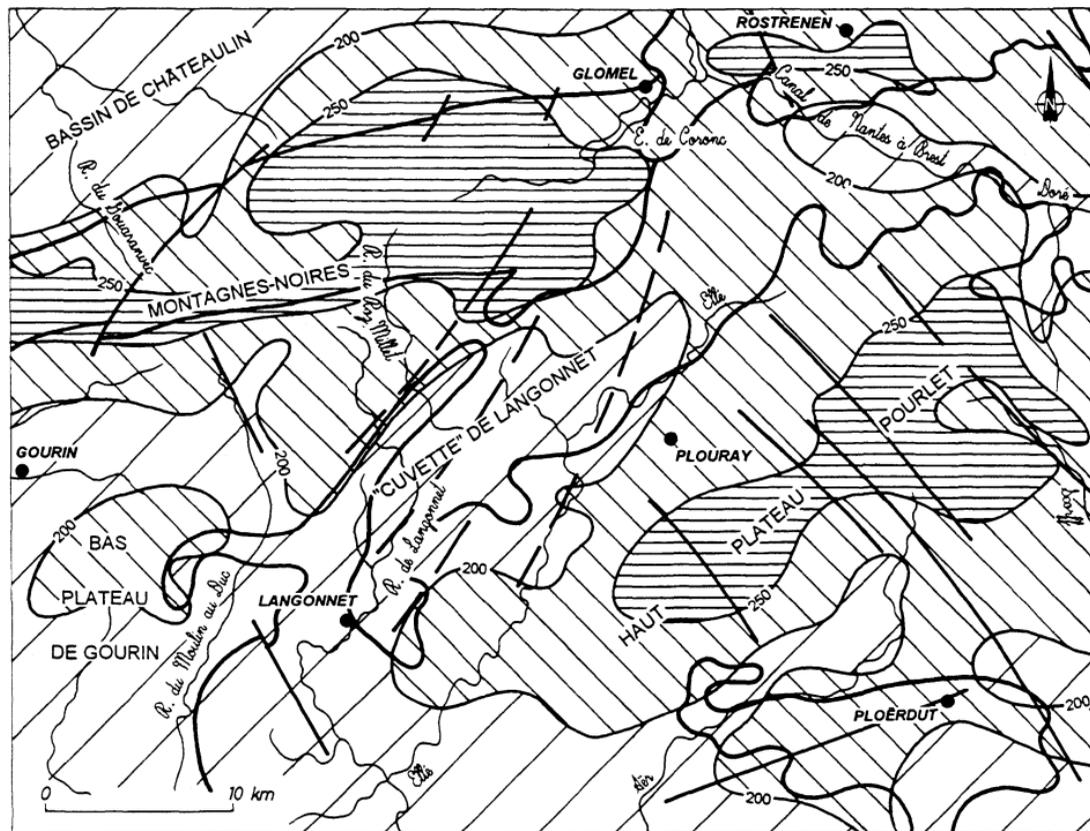


Fig. 1 - Esquisse morphostructurale
Reconstitution approximative des surfaces d'érosion avant inscription du réseau hydrographique actuel

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Rostrenen est située dans la partie occidentale de la Bretagne centrale qui correspond sensiblement au « pays de haute Cornouaille ». Administrativement, elle est partagée entre trois départements :

- le Morbihan pour les deux tiers sud, sur les cantons de Gourin principalement, Guéméné-sur-Scorff et Le Faouët ;
- les Côtes-d'Armor au Nord, sur les cantons de Gouarec, Rostrenen et Maël-Carhaix ;
- le Finistère dans le coin nord-est, sur le canton de Carhaix.

Quatre unités géographiques peuvent y être distinguées, caractérisées à la fois par la nature des terrains et par le relief (fig. 1).

Au Nord-Ouest, la bordure méridionale du bassin de Châteaulin, formé par les schistes carbonifères du même nom, s'abaisse vers le Nord-Ouest depuis des altitudes voisines de 250 m jusqu'à 80 m.

L'extrémité orientale des *Montagnes-Noires* correspond à la bande orientée WSW-ENE des terrains paléozoïques. Elle comporte une ligne de relief régulière au Sud, avec une hauteur de commandement variant de 50 à 80 m, une autre ligne, au Nord, plus discontinue et une troisième intercalée entre les deux précédentes au Nord du bois de Conveau.

Les lignes de crête ont des altitudes variant de 220 à 307 m. Elles sont armées principalement par le Grès armoricain, mais aussi par les schistes et quartzites de la Formation de Plougastel et par les schistes à chloritoïde, toutes formations résistant bien à l'érosion. Les reliefs ne sont cependant pas vifs, mais formés de croupes massives car empâtées par les produits de désagrégation des roches restés sur place, contrairement aux Roc'h existants plus à l'Ouest sur la feuille Gourin. Le relief appalachien qui caractérise cette unité y est également moins bien marqué que sur la feuille Gourin à l'Ouest.

Le *bas plateau de Gourin-Le Faouët*, correspondant à tout le territoire occupé par les schistes briovériens, s'étend au Sud des Montagnes-Noires, à des altitudes comprises entre 220 et 150 m, avec une succession hétérogène de mamelons (Nord du Saint, Sud de Langonnet), de vallées parfois encaissées (Ellé, Inam) et de bassins comme celui de Plouray-Langonnet. Ce dernier, d'une extension de 10 km de long pour une largeur maximale de 5 km, présente de grandes zones très plates dues à l'alluvionnement. Les vallées serpentent dans un territoire légèrement bosselé où les différences de niveau ne dépassent pas 15 m, entre 175 et

190 m. Sous un recouvrement de matériaux transportés, d'épaisseur faible ou nulle, des altérites de roche en place y sont le plus souvent observables.

Les verrous que les rivières ont dû franchir à l'aval de ce bassin pour en sortir, expliquent probablement l'absence d'érosion et de recreusement. Il est cependant possible aussi que cette dépression ait une origine tectonique. En effet, son plancher comporte la même association de granites dominants et de roches métamorphiques que les reliefs qui la dominent à l'Est. De plus, les limites est ou ouest de cette cuvette sont relativement rectilignes et concordantes avec des directions de fractures anciennes dont certaines ont pu rejouer tardivement.

Tout le domaine situé à l'Est de l'Ellé, étendu sur près de la moitié de la feuille, appartient au « *haut plateau Pourlet* ». Le « pays Pourlet », centré sur Guéméné-sur-Scorff, englobe une vingtaine de communes de la vallée du Scorff, de Séglien à Plouray et de Mellionec à Pont-Callec.

Ce haut plateau correspond à l'ensemble des terrains granitiques. Il comprend au Nord les hauteurs de Rostrenen constituées du granite du même nom, culminant à 262 m et situées dans le prolongement des Montagnes-Noires. Séparée de celles-ci par la dépression de la vallée du Doré creusée dans des roches métamorphiques, la partie principale du haut plateau comporte une ligne continue de reliefs entre 220 et 296 m correspondant à l'axe du granite de Langonnet. Au Nord et à l'Est de cette échine, l'érosion a disséqué le plateau en une nébuleuse de buttes isolées, à des altitudes comprises entre 240 et 280 m.

Au Sud du granite de Langonnet, la vallée de l'Aër a creusé une dépression dans des terrains principalement granitiques, alors qu'elle est bordée au Sud par des buttes culminant à 258 m de terrains métamorphiques, principalement quartzitiques. Leurs formes massives et arrondies rappellent celle des Montagnes-Noires. Elles étaient d'ailleurs attribuées au Grès armoricain par la carte géologique à 1/80 000.

Le réseau hydrographique se répartit entre :

- le bassin de l'Ellé qui, avec ses principaux affluents, draine le bas plateau de Gourin et presque tout le haut plateau Pourlet, vers le Sud ;
- la partie amont du Scorff en limite orientale ;
- le Doré, affluent du Blavet, issu de l'Est des Montagnes-Noires et empruntant la dépression du Sud de Rostrenen ;
- enfin quelques rivières appartenant au bassin de l'Aulne dans les schistes carbonifères du Nord.

Toutes les rivières des bassins de l'Ellé et du Scorff sont réputées pour leur peuplement de salmonidés.

Le climat de cette région présente une influence océanique mais avec des écarts de température diurnes et saisonniers beaucoup plus marqués. À

Rostrenen, les précipitations annuelles y sont parmi les plus fortes de Bretagne : supérieures à 1 300 mm.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La zone cartographiée appartient au domaine centre-armoricain occidental (fig. 2), séparé des domaines nord- et sud-armoricain par les deux grands accidents tectoniques majeurs que sont les cisaillements nord- et sud-armoricain.

L'unité structurale principale de cette partie de la Bretagne est constituée par le bassin carbonifère de Châteaulin. Sur sa bordure nord se trouvent un domaine ordovico-dévonien, limité par des accidents cisailants, dont ceux du relief linéaire des monts d'Arrée, et des éléments du socle briovérien appartenant à la terminaison occidentale des unités structurées au Cadomien.

Les granites de Huelgoat et de Quintin sont intrusifs dans ces unités paléozoïques et briovériennes au Nord-Ouest et au Nord-Est du bassin de Châteaulin, celui de Quintin recoupant largement les schistes dinantiens.

La bordure sud du bassin est formée par l'étroite bande ordovico-dévonienne des Montagnes-Noires, affectée de mouvements cisailants sur ses deux versants, interrompues par le massif de Rostrenen. Au-delà de celui-ci, les formations paléozoïques se retrouvent dans les hauteurs de Gouarec-Mur-de-Bretagne et dans le synclinal de la forêt de Quénécan. Les reliefs ordovico-dévonien dominent le domaine des schistes briovériens qui va en se rétrécissant de l'Est vers l'Ouest.

Le complexe des granites alumineux de Bubry-Pontivy-Rostrenen a recoupé, à différents stades du cycle varisque, l'ensemble de ces formations briovériennes à carbonifères. La feuille Rostrenen couvre les deux tiers ouest du massif du même nom, lequel occupe plus de la moitié du territoire cartographié. L'autre partie comprend :

- la bordure méridionale du bassin des schistes dinantiens de Châteaulin ;
- la terminaison orientale du relief linéaire des Montagnes-Noires, caractérisée par deux structures périclinales dans les terrains ordovico-dévonien ;
- le domaine des schistes briovériens à métamorphisme régional croissant, du Nord vers le Sud, de l'anchizone à la mésozone.

Le massif granitique est composé de plusieurs types de roches :

- diorite quartzique de Plélauff ;
- granites porphyroïdes à biotite de Rostrenen et du Croisty ;

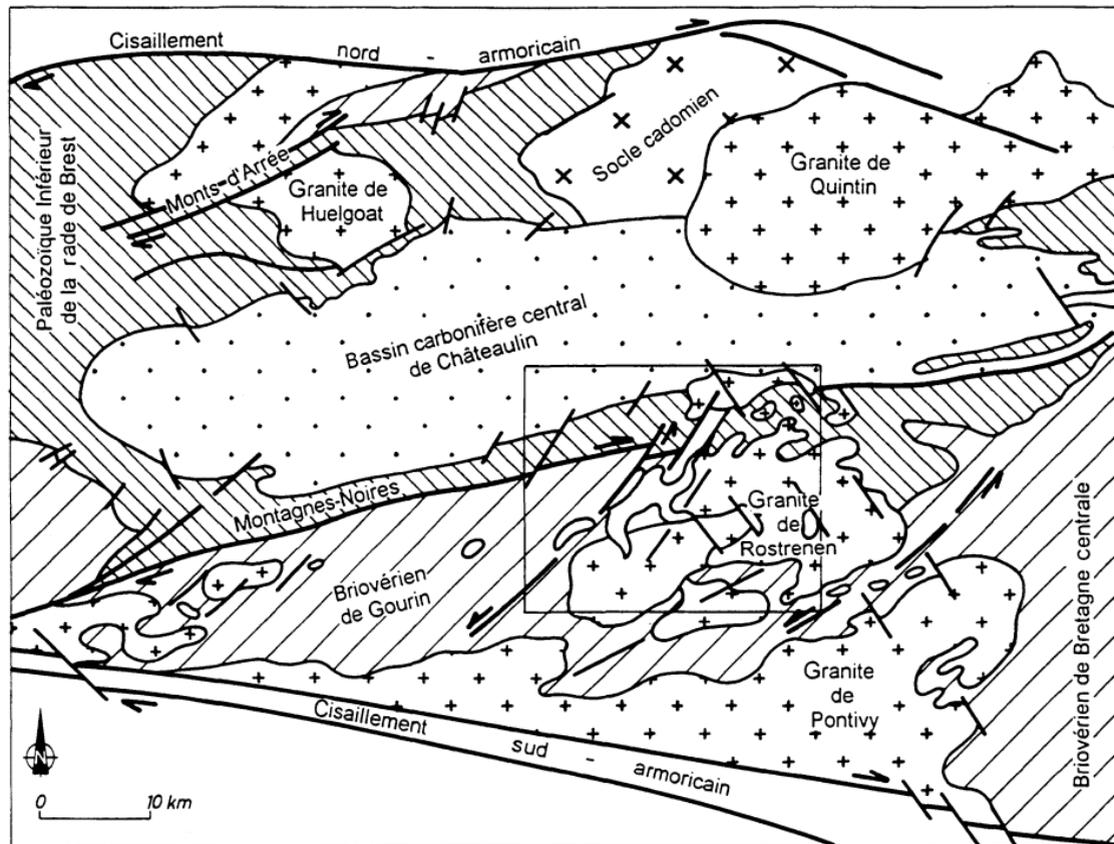


Fig. 2 - Cadre géologique régional. Grands traits structuraux du domaine ouest-breton

- leucogranites de Pontivy, à grain fin, moyen, grossier ou porphyroïde ;
- leucogranite porphyroïde albitique de Langonnet.

À l'exception de la diorite quartzique à caractère calco-alcalin, tous les autres appartiennent au cortège des granites alumineux, le leucogranite de Langonnet montrant une tendance alcaline. Ils forment des unités homogènes à la périphérie du massif et sont par contre étroitement imbriqués au cœur de celui-ci.

Le massif comporte par ailleurs des enclaves métamorphiques métriques à kilométriques, constituées de cornéennes au Nord et au centre, de micaschistes à la périphérie.

Associée à la feuille Pontivy à l'Est, celle de Rostrenen présente un intérêt particulier pour la caractérisation et l'interprétation des unités magmatiques enracinées dans la zone broyée sud-armoricaine et intrusives dans toute la partie méridionale du domaine centre-armoricain, grâce aux connaissances nouvelles qu'elle apporte sur le massif de Rostrenen. Elle permet notamment, par la mise en évidence des déformations souples des structures encaissantes, ainsi que par la marque d'accidents cisailants ductiles, de caractériser un mode de mise en place diapirique en « pull-apart » du massif de Rostrenen.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte géologique à 1/80 000 couvrant le territoire étudié est celle de Châteaulin dressée par C. Barrois, avec une 1^{re} édition en 1886 et une 2^e édition partiellement modifiée, en 1949. Son auteur souligne, à la suite des géologues ayant travaillé dans cette région (Puillon-Boblaye, 1827 ; Dufrénoy, 1838 ; Fourcy, 1844), que le granite de Rostrenen recoupe des formations paléozoïques déjà structurées dans des zones où elles ont été fragilisées. Le granite emballe et transforme, sans déplacement, des panneaux de ces formations, conservant à travers tout le massif les structures préexistantes. P. Pruvost (*in Pruvost et al.*, 1952) gardera cette conception dans la révision de la feuille Pontivy pour sa 2^e édition.

Pour C. Barrois, le « granite fin » de Plélauff n'est qu'une variation locale, sans extension, du granite de Rostrenen. La « granulite » à deux micas de Guéméné, postérieure à ce dernier, le recoupe et l'injecte de façon très dense sur sa bordure sud. Les deux massifs ont des relations génétiques indéniables et paraissent deux parties d'un même magma consolidées à des profondeurs différentes. P. Pruvost considère la granulite comme un magma homogène dans toute son extension. Elle est feuilletée

sur sa bordure sud où sa mise en place est contemporaine de la crise orogénique carbonifère, et en lobes intrusifs post-tectoniques sur sa bordure nord, ce qui le conduit à penser qu'elle s'est mise en place au cours d'une longue période géologique.

Des mécanismes de métasomatose liés à l'intrusion du granite de Rostrenen paraissent pour E. Jérémine (*in* Jérémine et Prouvost, 1955) à l'origine du « granite fin » de Plélauff qui résulte d'une recristallisation et d'une feldspathisation de grès.

J. Cogné (1960) montre que la « différence de structure et de forme notée entre granites en feuillets et granites en massifs est liée non pas à des époques différentes de mise en place, mais à des conditions particulières de formation ». Il souligne l'étroite parenté chimique entre, d'une part, le granite d'anatexie profond resté en place au cœur de l'infrastructure et, d'autre part, les granites intrusifs à deux micas mis en place dans des zones relativement superficielles.

Les datations géochronologiques, principalement par la méthode isochrone Rb/Sr roche totale (Vidal, 1976) et l'identification minéralogique par rapport au concept de saturation en alumine, développée par A. Autran *et al.* (1970), R. Capdevila *et al.* (1973), B.W. Chappell et A.J. White (1974) pour l'interprétation génétique, conduisent progressivement à une meilleure définition des ensembles granitiques.

Dans le domaine centre-ouest-armoricain, au Nord de la zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.) qui est jalonnée par des bandes de mylonite granitique, se développent plusieurs lobes et massifs de granite, auxquels appartient l'ensemble Rostrenen-Pontivy. Leur mise en place, interprétée comme synchrone des déformations affectant leur encaissant, est datée entre 340 et 290 Ma. Ces massifs associent souvent des monzogranites porphyroïdes à biotite ± cordiérite, comme Rostrenen, passant à des granites plus alumineux et contenant des enclaves basiques, avec des leucogranites peralumineux, comme Pontivy, sans que la succession magmatique soit établie de manière claire. Ils sont considérés comme une association hybride résultant d'une anatexie crustale en partie induite par du matériel mantellique intrusif.

Dans le massif de Pontivy-Rostrenen, dont il étudie la métallogénie, E. Marcoux (1980) a individualisé trois unités mises en place successivement : le leucogranite de Bubry-Pontivy, uranifère, daté de 345 Ma, présent jusqu'au cœur du massif de Rostrenen ; le monzogranite porphyroïde de Rostrenen, non minéralisé, à affinité leucogranitique sur toute sa périphérie sud, postérieur au Namurien ; enfin, le leucogranite de

Langonnet, stannifère, intrusif dans les deux précédents et probablement stéphanien.

Les levés de la feuille Rostrenen ne sont attachés par un maillage dense dans tout le massif granitique, à en reconnaître avec le plus de précision possible les différents types pétrographiques, leurs associations et leurs relations. Leur typologie a été définie par des analyses chimiques de biotites que les nombreuses analyses géochimiques des majeurs et des traces réalisées et traitées statistiquement par la Compagnie générale des matières nucléaires (COGÉMA) ont étayées. COGÉMA a également contribué à ce travail par l'apport de sa cartographie des traces de fluidalité magmatique et de foliation structurale dans l'ensemble du massif Rostrenen-Pontivy.

Les diverses mesures d'âge réalisées selon différentes techniques n'ont malheureusement donné que des informations partielles qui n'ont pas permis de dater avec plus de précision les unités identifiées.

L'ensemble de ces travaux fournit une meilleure connaissance de ce massif de granite, de sa structure et de sa mise en place, mais des problèmes demeurent concernant la succession des intrusions granitiques.

Dans les terrains sédimentaires encaissants, les travaux ont permis de caractériser les déformations associées à la mise en place du massif de granite et de poursuivre celles, mises en évidence sur la feuille Gourin, associées au grand décrochement ductile des Montagnes-Noires.

Pour la cartographie des formations superficielles, l'importance des altérites, à l'exception du relief linéaire des Montagnes-Noires, a conduit à différencier, au cours du levé, les zones faiblement altérées et les zones fortement altérées ; la représentation cartographique tient compte, dans la mesure du possible, de cette distinction.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS BRIOVÉRIENNES ET PALÉOZOÏQUES

Formations métamorphiques briovériennes

Les formations métasédimentaires, qui affleurent dans le quart sud-ouest de la feuille, sont rapportées depuis C. Barrois au Briovérien. Orientées selon des structures parallèles aux Montagnes-Noires qui les bordent au Nord, elles sont rebroussées et recoupées par les massifs de granite de Rostrenen-Pontivy. Peu ou pas métamorphiques au Nord, dans la région de Gourin, elles sont affectées par un gradient tectono-métamorphique

croissant vers le Sud à l'approche de la zone broyée sud-armoricaine où elles deviennent fortement déformées et partiellement anatectiques.

L'homogénéité lithologique de ces formations, au degré de déformation et de transformation près, suggère qu'elles appartiennent à un même ensemble briovérien, sans pouvoir être certain que la partie méridionale métamorphique soit à la base du dispositif tectonique régional.

On peut remarquer quelques discordances entre les feuilles adjacentes Gourin (Le Gall et Garreau, 1988) et Rostrenen dans la représentation du métamorphisme :

- la cartographie, sur la feuille Rostrenen, du faciès « schistes satinés » qui n'est pas figuré sur la feuille Gourin entre les schistes pas ou peu métamorphiques et les micaschistes briovériens ;
- le décalage d'environ un kilomètre de l'isograde de la biotite entre les deux feuilles, probablement dû à une mauvaise fiabilité des données dans une zone (Sud de Gourin) très altérée.

bξ_m. Micaschistes à muscovite, biotite et staurotide. L'affleurement type des micaschistes peut être pris à Leignou ($x = 158,52$; $y = 58,24$) en Le Saint. Ils constituent une formation assez homogène dont les caractères lithologiques originels (stratification, rubanement) sont rarement identifiables ; dans un ensemble essentiellement quartzo-micacé, seuls quelques niveaux à caractère plus quartzitique, généralement lenticulaires, plus ou moins boudinés, peuvent être mis en évidence.

Les roches présentent une foliation symmétamorphe principale, toujours proche de la verticale, qui porte une intense linéation minérale (biotite) généralement subhorizontale, une crénulation se surimposant localement à ces structures. Elles sont faites d'une matrice à grain fin quartzo-plagioclasique et d'une trame micacée plus ou moins dense à biotite, muscovite et staurotide. Les paragenèses observées sont souvent rétro-morphosées avec déstabilisation de l'assemblage staurotide-biotite (pinnitisation, chloritisation) et développement de cordiérite et/ou d'andalousite. Cette rétro-morphose est peut-être due aux circulations hydrothermales associées à la mise en place du granite tardif de Langonnet.

bS_m, bS_b. Schistes satinés à muscovite et chlorite ou biotite. Ce faciès intermédiaire entre schistes et micaschistes dont le type peut être pris à Crondal ($x = 163,60$; $y = 64,80$) en Gourin, a été individualisé à cause de son aspect particulier mais n'a pas de signification formationnelle. En outre, il correspond, en majeure partie à l'auréole de contact des granites intrusifs dans la « partie froide » du bâti, c'est-à-dire que ce sont généralement des schistes tachetés à cordiérite et/ou andalousite. La para-

genèse précoce est à muscovite, chlorite ou biotite associée à une intense schistosité sans que la roche soit entièrement recristallisée comme dans les micaschistes. Post-schistosité, se développent une néobiotite omniprésente dans l'auréole de contact et éventuellement des silicates d'alumine (cordiérite et/ou andalousite).

C'est l'important développement de la muscovite qui donne son aspect satiné aux roches. Cet ensemble contient de nombreuses lentilles de poudingue quartzeux, équivalent du poudingue de Gourin, dont les alignements mettent en évidence le rebroussement des structures régionales le long de la bordure orientale, orientée NE-SW, du granite de Rostrenen (et du granite tardif de Langonnet).

Formations pas ou peu métamorphiques

Briovérien

b. Argilites, siltites et wackes (turbidites). Sur le terrain, cette formation est toujours très altérée (plusieurs dizaines de mètres d'altération visible dans la déviation routière de Gourin) et affleure donc très mal. Elle peut s'observer à Kerguicher ($x = 167,4$; $y = 67,2$) en Gourin. De teinte grisâtre à verdâtre, elle est constituée d'alternances schisto-gréseuses monotones et est caractérisée par de nombreuses intercalations conglomératiques siliceuses (poudingue de Gourin) ainsi que par un important cortège filonien basique. Elle est généralement affectée par une déformation modérée (plis ouverts associés à une schistosité fruste) qui a tendance à s'intensifier à l'approche des Montagnes-Noires (plis à tendance isoclinal, schistosité plus marquée), comme on peut l'observer dans la petite carrière de Kermeal ($x = 158,5$; $y = 65,8$).

Constituée d'un ensemble terrigène, rubané \pm rythmique, d'argilites, de siltites et de wackes, cette formation est remarquable par l'absence de discontinuité sédimentaire et la constance des faciès ; ceux-ci sont caractérisés par leur immaturité de texture et la monotonie de leur composition, les variations n'étant dues qu'à la plus ou moins grande abondance de la matrice silico-argileuse. Les éléments figurés (quartz toujours et souvent albite) sont rarement abondants et généralement de petite taille (50 μm à 100 μm).

• **Poudingue de Gourin** (b(2)), **wackes quartzeux** (b(1)). Ces faciès sont souvent associés et font partie d'un horizon particulier de la formation, probablement assez sommital puisque, comme en Bretagne centrale, il se rencontre toujours à l'approche des formations paléozoïques. Ils mettent en

évidence l'évolution de la maturité des sédiments vers le sommet de la succession briovérienne.

Le poudingue de Gourin, dont l'affleurement type est pris à Croaz-Loaz ($x = 165,8$; $y = 65,76$) en Langonnet, constitue des chapelets de lentilles de plusieurs centaines de mètres d'extension sur quelques dizaines de mètres de puissance, qui forment de petits reliefs couverts de galets de quartz. Dans la roche fraîche, ces galets arrondis, de dimensions centimétriques, non jointifs, sont emballés dans une matrice silico-argileuse blanchâtre qui contient aussi quelques autres éléments : quartzites et phtanites essentiellement. C'est dans l'encaissant de ces conglomérats que se développent les faciès grossiers plus matures de type wackes quartzeux, voire même arénites. Ces faciès, qui restent discrets dans la région de Gourin, sont connus en Bretagne centrale où ils forment de puissants niveaux quartzitiques sommitaux (Brossé *et al.*, 1989).

• **Problème de l'âge du Briovérien régional.** Les caractères précédents montrent que les formations de la région de Gourin appartiennent au Briovérien « post-phtanitique » de Bretagne centrale, c'est-à-dire postérieur à l'orogénèse cadomienne du domaine nord-armoricain (Le Corre, 1977). Les études récentes menées en Bretagne centrale suggèrent que les relations structurales entre le Briovérien et le Paléozoïque ne sont pas dues à une tectonique compressive post-briovérienne (Chantraine *et al.*, 1982) mais à une tectonique extensive anté-arénigienne (Brun *et al.*, 1991).

Controversé depuis C. Barrois, l'âge du Briovérien régional est donc encadré aujourd'hui de la manière suivante :

– en bas par la datation de l'orogénèse cadomienne, soit 600 à 580 Ma, Protérozoïque terminal (Guerrot *et al.*, 1989) ;

– en haut par la datation des séries rouges entre 485 et 465 Ma, soit Ordovicien inférieur (Bonjour *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1992).

Il est donc très probable que le Briovérien de Bretagne centrale couvre une période allant du Protérozoïque terminal au Paléozoïque basal ; de nouvelles données sur des zircons remaniés dans le Briovérien de la vallée de la Mayenne confirment ce résultat (Guerrot *et al.*, 1992) : les âges des zircons les plus jeunes varient entre 580 et 540 Ma alors que la limite Précambrien/Cambrien est maintenant fixée à 540 Ma environ.

Paléozoïque

Les formations sédimentaires du Paléozoïque affleurent dans le quart nord-ouest de la feuille, depuis l'axe des Montagnes-Noires jusqu'au bassin de Châteaulin. Ces formations constituent la continuation de celles affleurant sur la feuille Gourin située à l'Ouest ; elles viennent buter vers l'Est, au niveau de Glomel, sur le massif granitique hercynien de Rostrenen. Ces

formations sont affectées par une schistosité plus ou moins marquée et sont généralement très peu métamorphiques (en dehors de l'auréole de contact du massif de granite).

02a. Arénig. Formation du cap de la Chèvre : schistes gris-vert à niveaux gréseux et passées volcano-sédimentaires. Cette formation affleure sous le Grès armoricain dans la charnière anticlinale de la Montagne, depuis Poulloudu à l'Ouest jusqu'à Kerrien à l'Est. L'affleurement type peut en être pris à Castel-Laouénan ($x = 168,5$; $y = 73,4$). Il s'agit de schistes phylliteux gris-vert à séricite-chlorite dans lesquels s'intercalent des niveaux plus gréseux et des passées volcano-sédimentaires. Le métamorphisme fait apparaître épisodiquement du chloritoïde.

L'attribution de ces niveaux à la base de l'Arénig est étayée par leur position stratigraphique au-dessous du Grès armoricain et par leur similitude de faciès avec ceux de la feuille limitrophe Gourin, assimilés aux séries rouges de la Formation du cap de la Chèvre (Bonjour *et al.*, 1988 ; Le Gall *et al.*, 1992). Il existe cependant aussi certaines convergences de faciès avec le Briovérien, et il n'est pas impossible que celui-ci puisse exister dans le cœur de la charnière anticlinale, où les affleurements sont particulièrement rares.

02b. Arénig. Formation du Grès armoricain : quartzites blancs massifs. Le Grès armoricain est représenté par des quartzites blancs massifs, à grain fin, sauf en bordure du granite de Rostrenen où le grain devient plus grossier. Ils sont très purs : l'analyse minéralogique de la fraction fine du sable de concassage de la carrière de Ménez-Cluon à Gourin a montré une proportion de 97,6 % de quartz avec 2 % de muscovite et 0,4 % seulement de minéraux denses comprenant des agrégats silicatés et des oxydes de fer. Ces quartzites constituent en majorité les crêtes rectilignes des Montagnes-Noires depuis le Nord de Gourin jusqu'au Minez-Du. On les retrouve dans la charnière anticlinale à axe redressé de la Montagne dont les deux flancs s'étirent vers l'Est en formant deux chaînons parallèles, celui de Belle-Vue au Nord et celui de Ruffliou au Sud. Enfin, des lambeaux très recristallisés de ces quartzites jalonnent le contact entre le Paléozoïque et le Briovérien, dans les auréoles métamorphiques induites par le granite de Rostrenen.

La carrière en exploitation du bois de Conveau, au Nord de Gourin, montre un très bel affleurement de cette formation, puissante de plusieurs centaines de mètres, constituée de bancs métriques de quartzites blancs séparés par des joints schisteux. Au microscope, les quartz présentent une extinction roulante et la matrice apparaît constituée de petits cristaux de quartz et de quelques aiguilles de séricite.

03-6. Llanvirn—Ashgill (Llandovery ?). Formations de Postolonnec et de Kermeur : schistes ardoisiers sombres à passées gréseuses. Les formations d'âge Llanvirn à ashgill sont essentiellement constituées de schistes ardoisiers de couleur foncée dans lesquels s'intercalent des passées plus gréseuses.

Par comparaison avec la rade de Brest et la feuille Gourin, ces formations recouvrent de bas en haut : les schistes de Postolonnec du Llanvirn au Llandeilo, les grès de Kermeur du Caradoc et peut-être les schistes de Guernanic de l'Ashgill au Llandovery. Sur la feuille Rostrenen qui nous concerne, nous avons individualisé un horizon gréseux attribué, du fait de sa position, aux grès de Kermeur du Caradoc. Cet horizon, dont l'affleurement type peut être pris à Roch-ar-Vran ($x = 160$; $y = 69,2$), sépare deux formations schisteuses identiques montrant une roche gris-noir, ardoisière et phylliteuse, contrastant avec le Grès armoricain sous-jacent.

Les schistes inférieurs révèlent parfois une faune importante, bien représentée sur la coupe de la nouvelle route allant de Gourin à Carhaix (D 769), au lieu-dit Pont-Saint-Hervé ($x = 160,4$; $y = 69,3$). Le gisement s'étend sur une centaine de mètres environ. Il est constitué à la base par des schistes ardoisiers noirs auxquels succèdent des schistes plus bleuâtres, à débit moins régulier et tachés de pyrite. L'ensemble est très fossilifère mais la faune apparaît toujours très déformée et pyritisée. Parmi les trilobites on peut noter *Neseuretus (N.) tristani* ubiquiste, *Ectillænus giganteus* dans la partie supérieure, *Prionocheilus* sp., *Colpocaryphe* sp. et des dalmanitidés difficilement déterminables du fait de leur déformation. Le gisement contient également des mollusques (lamellibranches et gastéropodes), des brachiopodes et surtout des ostracodes et, dans la moitié inférieure, des graptolites dydimograptidés très abondants et non déterminés. L'âge de cet ensemble serait Llanvirn à Llandeilo basal.

s1-3. Wenlock—Ludlow ? Formation de Glomel : schistes graphiteux et siltites noires. Les formations attribuées au Silurien ne sont visibles qu'à proximité de la route D 3 qui entre dans Glomel par l'Ouest ($x = 173,8$; $y = 73,4$). Il s'agit d'alternances fines de schistes graphiteux et de silts gréséo-quartzitiques chargés en matière organique leur conférant une couleur noire. L'attribution de ce niveau au Silurien est due à sa position lithostratigraphique et à son caractère ampélitique classique dans le Massif armoricain.

s4. Pridoli. Formation de Plougastel : schistes et quartzites. La Formation de Plougastel constitue, en Bretagne, une formation aussi typique que le Grès armoricain, faite d'une série rythmique de schistes phylliteux contenant localement du chloritoïde et de quartzites massifs qui forment

souvent des reliefs bien marqués. C'est le cas au Nord de Gourin où la crête des schistes et quartzites double les Montagnes-Noires (Minez-Guernazou, affleurement type : $x = 159,5$; $y = 70,2$). Par contre vers l'Est, dans la charnière synclinale de Tréogan-Berlivet, ils affleurent plutôt en contrebas, les points hauts étant uniquement formés par le Grès armoricain répété tectoniquement (Belle-Vue, Ruffiliou, bois de Conveau).

La Formation de Plougastel se caractérise par des alternances de schistes sombres et de quartzites souvent verdâtres, en bancs de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, communément lardés d'exsudations de quartz.

Les schistes ont livré, sur les feuilles voisines Le Faou, Brest et Douarnenez, à la base, une macrofaune de brachiopodes : *Clarkeia puilloni*, *Salopina* sp. ; bivalves : *Pleurodapis* sp. ; tribolites homalonotidés ? tétracoralliaires solitaires ; entroques. Longtemps considérée comme le strato-type du Dévonien inférieur ouest-breton, la Formation de Plougastel, définie en rade de Brest, est maintenant attribuée au Pridoli pour l'essentiel.

d1. Lochkovien. Formation de Landévennec : grès blancs saccharoïdes. La Formation de Landévennec s'exprime sous la forme d'une bande relativement étroite et épisodique au toit de la Formation de Plougastel. Bien développée sur la feuille Gourin, elle n'a été observée qu'au Nord de Minez-Guernazou. Il s'agit de grès souvent sableux, blancs ou jaunâtres, et de grès-quartzites saccharoïdes localement imprégnés d'oxydes ferrugineux.

Sur la feuille Huelgoat (Beurrier *et al.*, 1987) située au Nord-Ouest de celle de Rostrenen, un niveau de grès-quartzite a livré une faune de bryozoaires branchus et de brachiopodes avec *Mesodonvillina* sp. (strophoménidé), *Athyris* sp., rhynchonellidés, spiriferidés, (*Howellella*), typiques de la Formation de Landévennec dont la localité type se situe sur la feuille Le Faou.

d2-3. Praguien-Emsien. Schistes sombres et massifs à chloritoïde. Au-dessus des schistes et quartzites de Plougastel et séparés de ceux-ci par les grès de Landévennec quand ils existent, affleure une formation de schistes à chloritoïde d'aspect massif (affleurement type dans une petite carrière à Belle-Vue : $x = 169,4$; $y = 73,9$), formant souvent le dernier contrefort des Montagnes-Noires, en contact vers le Nord avec la dépression du bassin de Châteaulin.

Il est possible de mettre en relation cette formation de schistes massifs, foncés, très riches en chloritoïde et peu fissiles, avec la Formation de

Guendaré cartographiée sur la feuille Gourin, constituée également de schistes à chloritoïde.

Au microscope, les baguettes de chloritoïde envahissent la lame mince, disposées parallèlement ou en rosettes sécantes sur la schistosité.

h1-2. Tournaisien-Viséen inférieur. Schistes homogènes sombres. Sur la carte adjacente au Nord (feuille Carhaix) cette formation est distinguée de la formation suivante (Formation de Pont-de-Buis-Châteaulin) par son caractère schisteux homogène différent des alternances gréso-schisteuses qui constituent l'essentiel du bassin de Châteaulin.

Sur la carte Rostrenen, la distinction de cette formation dans l'auréole de contact du massif granitique de Rostrenen est très difficile et sa cartographie, dans la zone nord de Glomel, est incertaine. Par contre, il est évident que cette formation est absente tout le long de l'accident cisailant des Montagnes-Noires qui met en contact la Formation de Pont-de-Buis-Châteaulin avec différentes formations du Paléozoïque inférieur.

h2-3. Viséen supérieur-Namurien. Formation de Pont-de-Buis-Châteaulin : schistes et wackes à niveaux ardoisiers. Ces sédiments, correspondant au bassin molassique de Châteaulin, occupent une grande partie de la Bretagne centre-ouest et couvrent la bordure nord-ouest de la feuille Rostrenen. Il s'agit d'un ensemble essentiellement détritique dont il est difficile, en l'absence de niveaux repères et compte tenu des plissements qui l'affectent, de fixer avec certitude l'épaisseur, évaluée à 500-1 000 m.

Le faciès le plus développé et le mieux observable correspond à une alternance de siltites et de wackes feldspathiques, centimétrique à décimétrique, dans laquelle s'intercalent des horizons plus gréseux de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les wackes ont été datées par des spores du Viséen supérieur-Namurien (Doubinger et Pelhâte, 1976) mais aucune faune marine n'a été signalée.

Les faciès de **schistes ardoisiers dominants** ont été différenciés sur la carte (h2-3(1)). Ils ont fait l'objet d'exploitations ardoisières intensives dont les plus importantes étaient situées dans la région de Kermanac'h-Moulin-Neuf, à proximité de la route Gourin-Carhaix. L'affleurement type de cette formation peut être pris dans l'une d'entre elles à Moulin-Neuf ($x = 160,5$; $y = 73$).

MASSIF GRANITIQUE DE ROSTRENE

Le domaine granitique occupe environ les deux tiers est de la feuille et est limité, au Nord par les terrains paléozoïques et, du centre au Sud, par les schistes briovériens. Il se développe également sur les feuilles à 1/50 000 Pontivy à l'Est (Dadet et coll., 1988) et Plouay au Sud (non levée).

Il constitue l'unité géologique traditionnellement appelée « massif de Rostrenen » et est formé par un cortège de roches plutoniques comprenant :

- la diorite quartzique de Plélauff ;
- différents granites à biotite, fins à porphyroïdes, dont celui de Rostrenen ;
- différents leucogranites, également fins à porphyroïdes, appartenant au complexe de Pontivy ;
- le leucogranite porphyroïde albitique de Langonnet.

Ces différents granitoïdes englobent de très nombreux panneaux et enclaves métamorphiques de dimensions métriques à plurikilométriques, briovériens ou d'âge indéterminé, constitués de cornéennes ou de micaschistes avec quelques niveaux de quartzites massifs ou rubanés.

Dans le massif, on peut distinguer plusieurs unités se répartissant ainsi du Nord au Sud :

- le lobe de granite porphyroïde homogène de Rostrenen, avec des enclaves de diorite quartzique dans sa partie orientale ;
- une frange de granites porphyroïdes, type Rostrenen ou Croisty, mélangés à des leucogranites et contenant aussi des enclaves de diorite au Nord-Est, se développant de Langonnet au canal de Nantes à Brest, au Sud de l'arc Ellé-Doré ;
- le complexe de leucogranites dits de Pontivy ;
- l'unité circonscrite du leucogranite de Langonnet qui est intrusif dans le complexe précédent ;
- le lobe de granite porphyroïde type Croisty, en bordure sud.

En ce qui concerne les panneaux et enclaves métamorphiques emballés par les granites, ils comprennent :

- au Nord, l'arc *Ellé-Doré*, orienté W-E, de 15 km de long et 3 km de large, digité au Sud vers Mellionnec et débordant sur la feuille Pontivy où il s'emboîte dans la diorite quartzique de Plélauff. Il isole le lobe de granite de Rostrenen du reste du massif et est occupé en majeure partie par les zones basses de la haute vallée de l'Ellé et de celle du Doré qu'emprunte l'ancien canal de Nantes à Brest ;

- au Sud, le *compartiment de Ploërdut*, orienté également W-E, de 9 km de long sur 2 à 2,5 km de large, où des quartzites arment des buttes culminant entre 258 et 231 m, séparant l'Aër, affluent de l'Ellé, au Nord, de ruisseaux affluents du Scorff au Sud ;
- à l'Est, le *compartiment du Scorff* de direction principale N-S, étiré sur 5 km avec une largeur de 200 à 1 500 m, entouré au Nord et à l'Ouest d'enclaves satellites de quelques centaines de mètres d'extension ;
- entre Plouray et Mellionnec, la *zone de Saint-Noay*, très pauvre en affleurements, comprise entre l'enclave métamorphique proprement dite de Saint-Noay et la lame de leucogranite de Kermarec.

Roches plutoniques

Granitoïdes à biotite

η. **Diorite et microdiorite quartzique de Plélauff.** Le faciès franc de la diorite quartzique, identique à celle du gisement principal de Plélauff, peut être pris à Stang-ar-Véreuri ($x = 183,2$; $y = 70,6$) en bordure du canal ou à Kerondouaron ($x = 181,6$; $y = 74,5$) au Sud-Est de Rostrenen.

La roche affleure en boules massives, très dures, dégagées d'une gangue d'altérite argileuse ocre rougeâtre très caractéristique. La structure est grenue, du millimètre au demi-centimètre, équante et la couleur est sombre, gris foncé à noire suivant la taille du grain. On y observe, en proportions égales, des feldspaths souvent en lattes et des minéraux sombres (biotite dominante et un autre minéral ferromagnésien) ; le quartz est pratiquement absent. La butte de Kervélen-Kerleau (Plouguernével) à l'Est de Rostrenen est parsemée de boules d'un faciès plus clair à biotite seule.

Cette roche constitue des petits massifs d'extension hectométrique à décamétrique, dont les plus nombreux sont groupés dans le coin nord-est de la feuille, au Nord de Mellionnec. Mais leur répartition est très étendue et couvre l'ensemble du domaine granitique. La grande majorité de ces stocks est encaissée dans du granite porphyroïde à biotite, homogène ou en mélange avec des leucogranites. Une seule petite enclave a été observée dans les leucogranites fins homogènes (Penhoët-Braz). Il en existe également dans les formations métamorphiques : cornéennes du Nord où elles sont très altérées et mal identifiables, et micaschistes de Ploërdut.

Le secteur situé au Nord et au Nord-Est de Mellionnec montre cartographiquement l'association étroite de tous les faciès de granitoïdes à biotite, homogènes ou en mélange avec des leucogranites. Leurs relations sont rarement visibles et souvent non déterminantes. Cependant on observe des

enclaves dioritiques dans le granite porphyroïde, dans les secteurs de Kervélen (Plouguernevel) et de Kernombre (Mellionnec). Aucune enclave n'a été observée dans la diorite quartzite, contrairement à ce qui existe sur la feuille Pontivy où elle contient aussi bien des cornéennes que du granite de Rostrenen.

La texture microscopique de la diorite quartzique est grenue, localement microgrenue, généralement isogranulaire avec une tendance porphyroïde ou doléritique épisodique. La foliation magmatique, souvent présente autour de Plélauff (feuille Pontivy), n'a été que rarement observée (Botchouanic). Par contre, une texture de recuit thermique, polygonale à diablastique, se manifeste en quelques points.

La roche est faite d'un assemblage de plagioclases, prismatiques ou en lattes, de quartz en amas interstitiels et de minéraux ferromagnésiens. Les plagioclases sont souvent zonés (andésine à oligoclase) ; le feldspath potassique est exceptionnel. La biotite est toujours abondante, blastique. Le pyroxène est souvent présent ; il s'altère en une association diablastique de biotite et actinote jusqu'à ne rester qu'à l'état de fantôme entièrement pseudomorphosé. Sphène, apatite et oxydes complètent la paragenèse. L'absence totale de muscovite blastique tardive que l'on trouve dans les autres roches granitiques à biotite, est à souligner.

Les faciès microgrenus montrent toujours une grande abondance de biotite en baguettes, ce qui traduit une tendance lamprophyrique de type kersantite. La texture à grain fin est typiquement magmatique, mais avec une tendance diablastique marquant sans doute la trace d'un recuit métamorphique.

Comme sur la feuille Pontivy, la diorite quartzique présente donc des textures témoignant de son antériorité par rapport au cortège des autres granitoïdes à biotite auxquels elle apparaît étroitement associée.

γ^3 . **Granite à grain fin, à biotite seule.** L'affleurement type de ce granite toujours fortement arénisé, peut être pris à Kéréven au Sud du Botan ($x = 183,1$; $y = 72,1$, Rostrenen). Il a été observé ponctuellement à l'état sain, associé à du granite à grain moyen, à Restmenguy ($x = 181,6$; $y = 70,3$) où il n'est pas figuré sur la carte.

Il donne une arène très fine, sableuse, gris-brun foncé, à texture homogène ou avec quelques lits surmicacés. Cette roche est riche en biotite plus ou moins décolorée et comporte du quartz en grains de 0,5 à 2 ou 3 mm, et du feldspath kaolinisé blanchâtre, localement à tendance automorphe de 1 à 5 mm.

Ce type de granite semble former des petits stocks de dimensions hectométriques, semblables à ceux de la diorite quartzique. Ils sont peu abondants et localisés d'une part au Sud et au Nord de Ploërdut où ils prennent leur extension maximale autour de Langoëlan sur la feuille Pontivy, d'autre part entre le Sud-Est de Rostrenen et le canal de Nantes à Brest.

Le granite fin passe fréquemment à un granite à grain moyen à petits feldspaths automorphes. À Restmenguy on l'observe aussi dans un faciès de brèche magmatique où il emboîte des fragments de granite porphyroïde et des enclaves surmicacées.

La texture du granite de Restmenguy est grenue hétérogranulaire ou microgrenue porphyroïde. Elle se caractérise par un assemblage quartzofeldspathique de plagioclase (oligoclase) zoné ou non, parfois en lattes, de feldspath potassique localement perthitique, dominant ou non, et de quartz interstitiel ou granulaire. La biotite est abondante en paillettes ou en grandes lames. La muscovite est rare, mais toujours présente sous forme blastique tardive. La composition est celle d'un granite potassique banal.

γ_b^3 . **Granite isogranulaire, à biotite seule.** Ce granite a aussi été identifié à Restmenguy ($x = 181,2$; $y = 70,2$) au Nord de Mellionnec, où il apparaît comme un terme intermédiaire entre différents types pétrographiques. Sa couleur beige claire, due à l'oxydation et à la relative pauvreté en biotite lui donne une apparence leucocrate, mais la biotite seule est présente. Il est fréquemment hétérogranulaire, à grain de l'ordre du millimètre.

Ce faciès, très peu individualisé cartographiquement, se trouve associé soit à des granites fins riches en biotite, soit au granite porphyroïde (entre Cornec et Hacadour au Nord-Est de Mellionnec). Au Nord de Plouray, il présente un faciès caractéristique à petits plagioclases centimétriques automorphes, feldspath potassique assez rare et ne comporte pas de muscovite. Sa composition est monzogranitique à granodioritique. Globalement, il appartient à la famille des granites potassiques.

γ_h^3 . **Granite isogranulaire, à biotite et hornblende.** Ce granite n'est connu que sur le flanc sud de la butte de Cornec ($x = 183,6$; $y = 69,5$), au Nord-Est de Mellionnec où il affleure en blocs très sains, de plusieurs mètres cubes, dont quelques-uns ont été exploités.

La roche très compacte, gris clair, à grain millimétrique, sans auréole d'oxydation, est homogène, à part quelques enclaves surmicacées centimétriques. La biotite en fines lames est abondante.

Le microscope montre une texture hétérogranulaire à tendance pœcilitique, le microcline incluant le plagioclase prismatique, zoné (andésine-oligoclase), souvent séricitisé, et la biotite sombre, plus ou moins chloritisée. D'abondants petits cristaux d'une hornblende primaire caractérisent cette roche. Les minéraux accessoires comprennent du sphène en grandes plages et de l'apatite aciculaire.

Ce faciès apparaît comme celui d'un monzogranite tardif, d'après ses relations avec son encaissant, totalement différent de tous les autres granites de la feuille.

γ^3 . Granite porphyroïde du Croisty, à deux micas et cordiérite claire-mée. Les affleurements types de ce granite peuvent être pris à Plohair ($x = 175,8$; $y = 57,3$) et Goashuen ($x = 176,6$; $y = 57,4$) au Nord du Croisty pour le faciès homogène, dans un chemin creux à Botcoët ($x = 184$; $y = 57$) au Sud-Est de Ploërdut, pour le faciès en mélange avec du leucogranite à contacts francs au Nivinéno ($x = 176,6$; $y = 59,5$) au Sud-Ouest de Saint-Tugdual, pour un mélange à contacts flous.

Le granite homogène comporte des phénocristaux de feldspath en tablette ne dépassant pas 2 à 3 cm, de densité variable, dans un fond grenu à grain moyen-grossier à biotite en petites lames éparses et muscovite parfois visible à l'œil nu. Il est toujours oxydé et n'a été observé sain que lors des travaux de la D 110. Sa texture est presque toujours orientée, parfois foliée.

Dans les zones de mélange, l'aspect du granite porphyroïde est inchangé mais il s'y trouve associé étroitement à du leucogranite à grain moyen, ou plus souvent fin. À Botcoët, les contacts sont francs, rectilignes ou sinueux, parfois soulignés par un liseré micacé dans le leucogranite qui semble recouper le granite porphyroïde.

Au Nivinéno, le granite porphyroïde s'appauvrit en phénocristaux de feldspath, se charge en muscovite et passe localement à un leucogranite à grain moyen. L'ensemble comporte des enclaves de micaschistes, et est recoupé par des veines tardives.

Le faciès homogène (γ^3_{111}) est développé en limite sud de la feuille, entre les micaschistes de Ploërdut et le leucogranite de Langonnet. Il n'a été identifié ailleurs qu'en de rares points en bordure des cornéennes de l'arc Ellé-Doré. Le faciès mélangé à des leucogranites (γ^3_{121}) constitue une vaste auréole enveloppant de manière irrégulière et discontinue le massif de leucogranite de Langonnet. Au cœur de ce dispositif, au Nord du leucogranite de Langonnet entre Plouray et Meillionec, un secteur est cartographié comme un mélange, indissociable à l'affleurement, de granites et

de cornéennes (γ^3). Localement enfin, au Nord de Cornec, est figuré un faciès de mélange des granites à biotite, porphyroïdes et isogranulaires.

La texture du granite porphyroïde est grenue, à caractère pœcilitique, les phénocristaux de microcline, largement dominant, englobant quartz et plagioclase prismatique (oligoclase). La biotite est toujours abondante, la muscovite subordonnée. Le granite du Croisty a une composition de granite potassique à tendance alumineuse (voir ci-dessous faciès à cordiérite).

Dans la zone sud, secteur du Croisty, la texture du granite est souvent plane, résultat probable d'une cristallisation syntectonique. Ainsi à Plohair la foliation, encore fruste, est soulignée par l'orientation des biotites et des muscovites ; à Botcoët des lits micacés sinueux soulignent une structure mylonitique déjà bien marquée. Dans la zone nord, secteur de Plouray, le granite ne présente pas cette structure plane.

L'absence apparente d'enclaves au sein du lobe granitique homogène du Croisty est à noter. Ce n'est qu'à ses bordures que de rares enclaves, métriques à décimétriques, de micaschistes et de quartzites sont localement reconnues : Kersallic et Kerminizy au Nord-Ouest de Saint-Tugdual, Coët-Milin au Nord-Ouest du Croisty.

Au Nord de Cornec, quelques blocs de granite porphyroïde type Croisty montrent de la cordiérite, en cristaux à section centimétrique, assez abondante. Ce faciès ne se différencie du granite type Rostrenen à cordiérite qui affleure 800 m au Nord que par la taille des mégacristaux de feldspath potassique.

$\rho\gamma^3$. **Granite porphyroïde de Rostrenen, à cristaux géants de feldspath potassique et cordiérite disséminée.** Le complexe granitique de Rostrenen se subdivise en deux unités principales :

- le lobe granitique nord, circonscrit, homogène, à cristaux géants de feldspaths, le plus typique (ou granite de Rostrenen *s.s.*) ;
- une couronne de granite en mélange avec des leucogranites, en auréole autour du complexe des leucogranites, principalement au contact des cornéennes de l'arc Ellé-Doré.

Le granite du lobe nord (granite de Rostrenen *s.s.*) dont le faciès type peut être pris entre Magourou et Banellou ($x = 178,4$; $y = 74$) au Sud-Ouest de Rostrenen, est caractérisé par la présence de feldspaths atteignant 10 à 12 cm, voire 15 cm de long et 2 à 3 cm de section, avec un habitus aplati et le plus souvent maclé, ou trapu à section carrée. Ils sont gris nacré dans la roche saine, elle-même gris clair à gris-bleu foncé suivant la proportion de biotite. Le grain est grossier et les quartz souvent groupés en amas plus ou moins globuleux de 0,5 à 1 cm.

Le réseau de diaclases peu dense donne naissance dans les zones non arénisées, à des masses monolithiques et à un débit en boules de plusieurs mètres cubes, typique de ce granite.

Le granite des zones de mélange, toujours très arénisé, montre un aspect variable, de très à peu porphyroïde. Il est recoupé par des veines décimétriques à métriques de leucogranite fin, accompagnées localement de pegmatite à muscovite, parfois à tourmaline. Un seul affleurement permet d'observer en place le granite en mélange avec des leucogranites, à Restmenguy ($x = 181,2$; $y = 70,2$) et plusieurs blocs à Quénéfu au Nord-Ouest de Mellionec.

Le contact du lobe granitique nord avec les formations paléozoïques est tranché et l'auréole de métamorphisme de contact est étroite sur la feuille Carhaix. Elle s'élargit dans les Montagnes-Noires, mais le granite n'y développe aucune digitation visible.

Le contact avec les formations métamorphiques enclavées est au contraire très complexe et de nombreux pointements de granite les recourent. Si le lobe nord de Rostrenen ne comporte pas d'enclave de ces formations, la couronne sud en est au contraire très riche.

Dans cette même couronne sud, les relations avec le cortège des leucogranites apparaissent identiques à celles décrites pour le granite du Croisty ; à savoir : veines de granite à grain fin, d'aplite et de pegmatite lardant le granite de Rostrenen avec des contacts tranchés, ou masses plus homogènes individualisées cartographiquement.

Diverses études pétrographiques réalisées depuis C. Barrois (1885) notamment celle de J. Cotten (1975) ont caractérisé les mégafeldspaths, ceux-ci pour 80 à 90 % allongés et maclés Carlsbad, 10 à 20 % ayant une section carrée et pas de macle. Ils constituent en moyenne 10 à 25 % de la roche, mais peuvent disparaître ou constituer des cumulats dans des veines ou des poches. Dans les zones où ils sont denses, leur orientation est fréquente avec une texture fluidale ou planaire.

Ils sont formés principalement de microcline « intermédiaire » (moyennement à faiblement triclinique), pouvant passer à de l'orthose au cœur des cristaux. Les perthites y sont très développées. Ils sont très poëcilitiques avec des inclusions, plus abondantes au cœur, de plagioclase (andésine frangé d'albite) avec des belles figures de syneusis, ainsi que de biotite, quartz, muscovite secondaire, apatite.

La mésostase comporte quartz, oligoclase zoné (18 à 27 % d'anorthite) en prismes trapus, rare feldspath potassique, biotite en lames abondantes et rare muscovite primaire, apatite accessoire.

Les analyses modales de J. Didier et A. Giret (1972), classent ce granite dans la catégorie monzonitique.

Les enclaves de roches magmatiques dans le granite porphyroïde de Rostrenen sont relativement rares et de petites tailles, si l'on excepte celles de diorite quartzique déjà décrites et cartographiables. De dimensions centimétriques, exceptionnellement métriques, ce sont des roches microgrenues sombres (composition quartz-dioritique probable).

Faciès à cordiérite. Le pétrotype peut être pris dans une très belle masse saine dominant l'écluse de Coatnatous ($x = 184,4$; $y = 70,4$) sur le canal de Nantes à Brest, en limite orientale de la feuille. Le granite montre de grands prismes centimétriques, plus ou moins abondants, de cordiérite vert sombre, des phénocristaux de feldspath de taille réduite et de densité faible et de la muscovite toujours présente.

Ce faciès s'observe, de façon ponctuelle, dans des masses de granite porphyroïde homogène entre Coatnatous et Cornec ainsi qu'à Stang-Rouzic, en bordure du canal, à Saint-Délec (Est de Plouray), et dans des zones de mélanges à Kerybet et à Kermarec (entre Plouray et Mellionnec).

Au microscope, la cordiérite montre une altération caractéristique en pinite, muscovite, biotite. E. Marcoux (1980) a décrit des grains d'andalousite damouritisée dans les fissures, associés, à la cordiérite ou aux plagioclases.

Ce faciès particulier met en évidence la composition aluminopotassique du granite de Rostrenen.

Leucogranites de Pontivy

$\rho\gamma^2$. **Granite porphyroïde à deux micas, faciès « Pontivy » s.s.** Ce faciès de leucogranite particulièrement développé sur la feuille Pontivy, notamment de part et d'autre de l'isthme de Guéméné-sur-Scorff, est limité à deux secteurs très réduits en bordure orientale de la feuille Rostrenen au Nord-Est de Ploërdut. On n'y observe pas d'affleurement franc, mais des blocs ou pierres volantes et un talus arénisé. Ils montrent un granite à gros grain à deux micas, avec ou sans phénocristaux centimétriques, localement orientés.

Ce granite est associé à des faciès à grain moyen à fin, à biotite et muscovite en proportion variable, à des aplites et pegmatites ainsi qu'à des enclaves métamorphiques.

$\sigma\gamma^3$. **Granite à grain grossier, à deux micas (biotite > muscovite).** Ce granite a son aspect typique à l'Ouest de Bourg-Kerrac'h et à Penfavé ($x = 181$; $y = 67,2$) au Sud-Ouest de Mellionnec. Le grain a une taille

comprise entre 2 et 6 à 8 mm, les feldspaths à tendance automorphe pouvant atteindre 10 mm. De couleur claire, beige à ocre, il n'a jamais été observé autrement qu'oxydé. Il a un aspect piqueté caractéristique, dû à une dissémination régulière de la biotite en fines paillettes. Le quartz est en grains ou en amas polycristallins, gris à gris-jaune, et la muscovite abondante en lames plus grandes que la biotite.

Ce faciès, intermédiaire entre le type porphyroïde et le type à grain moyen n'est homogène que dans trois secteurs d'extension réduite entre Mellionnec et l'extrémité nord-est du granite de Langonnet. Ailleurs, il est en mélange avec granite fin, aplite et pegmatite. Son domaine d'extension global enveloppe le lobe nord-est du granite de Langonnet, en imbrication étroite avec pratiquement tous les autres types de granite.

Au microscope, la texture, isogranulaire à grain grossier, est assez confuse, avec des associations quartzo-feldspathiques complexes : petits plagioclases (oligoclase à bordure albitique) à tendance prismatique, souvent englobés par des phénocristaux de feldspath potassique (microcline légèrement perthitique) et quartz à tendance globulaire. La biotite rouge-brun, en lames éparses, contient zircon et apatite. La muscovite très développée, en grandes lames pœcilitiques ou petites lamelles au cœur des feldspaths, a toujours un aspect hystérogène. À Bourg-Kerrac'h, elle semble contenir des aiguilles de sillimanite.

γ^2 . **Granite à grain moyen, à deux micas (biotite > muscovite)**. Le faciès type de ce granite peut être pris sur la butte 258 de Kermarec ($x = 177$; $y = 68$) entre Mellionnec et Plouray (faciès sain), ou dans la petite carrière de Grellec ($x = 184,1$; $y = 58,5$) en limite sud-est de la feuille (faciès oxydé). Le grain régulier, de un à quelques millimètres, et sans orientation décelable, donne un aspect très homogène à ce granite. Les feldspaths cristallisent en petites lattes. La biotite en plage de même taille que les autres minéraux, plus ou moins dense, est répartie régulièrement. La muscovite paraît moins abondante mais constitue des lames parfois plus grandes. Ce faciès est moins fréquemment altéré que les autres.

Ce granite peut passer de manière insensible au faciès à grain fin ou se présenter en mélange avec d'autres faciès, bien identifiables en pierre volante. Les enveloppes cartographiées ont été sélectionnées de façon restrictive en individualisant les zones où la roche a son aspect le plus franc.

Cette unité affleure principalement au Sud-Est du complexe granitique, en bordure de la feuille Pontivy où elle dessine une enveloppe autour du lobe de Langonnet et des granites situés dans l'axe de ce lobe. Ce granite y constitue notamment des lames étroites, subméridiennes, armant des reliefs

(bois de Kerservant, bois de Coët-Codu). Sur la bordure nord du complexe granitique, il forme, à Kermarec, une autre lame d'extension plus réduite, à orientation NE-SW concordante avec les directions structurales de l'arc Ellé-Doré, ainsi que la butte de Tarhoët (Ouest de Mellionec). Le granite à grain moyen, seul ou associé à d'autres faciès, est également présent dans les cornéennes briovériennes.

La texture microscopique de ces granites est souvent proche de celle des granites grossiers, avec des associations quartzo-feldspathiques complexes, des quartz globulaires et des muscovites hystérogènes. Elle peut aussi être grenue, à tendance monzonitique, avec des petites lattes d'oligoclase incluses dans le feldspath potassique et de la muscovite primaire associée à la biotite, en plus de la muscovite tardive.

γ^2 . **Granite à grain fin, à deux micas (muscovite > biotite)**. Cette unité regroupe des granites dont l'aspect varie en fonction de la taille du grain et des proportions relatives de biotite et de muscovite. Les affleurements types peuvent en être pris dans une ancienne petite carrière à Kerbailler ($x = 181,3$; $y = 62,5$: Nord de Ploërdut) ou dans la carrière de Keramour ($x = 182,3$; $y = 67,7$: Est de Mellionec) pour les granites à biotite et muscovite en proportions équivalentes, et à Runasquer ($x = 182,5$; $y = 61,9$: Nord de Ploërdut), pour les granites aplitiques. Dans l'ensemble, ce sont des granites beige-jaune, plus clairs que ceux à grain moyen, la biotite étant plus fine ou plus rare. Ils n'ont jamais été observés qu'à l'état oxydé.

Le grain du faciès courant est millimétrique, le plus souvent homogène. Mais il peut localement devenir moins régulier par développement préférentiel de l'un ou l'autre des constituants : feldspath automorphe ou quartz globuleux pouvant atteindre 0,5 cm. L'aspect devient alors proche du faciès hétérogène associé au leucogranite porphyroïde de Pontivy dans le lobe nord de ce massif (feuille Pontivy).

Les faciès les plus fins, à tendance aplitique, souvent compacts et plus sains, donnent des blocs massifs qui affleurent mieux que les autres. Dans ces faciès se développent :

- exceptionnellement de grandes lames ou amas de fines paillettes de biotite ;
- très fréquemment des grandes plages de 2 à 10 mm de muscovite pécilitique tardive.

Cette unité, peu développée sous sa forme homogène sur la feuille Pontivy, prend une extension importante dans le centre du complexe granitique sur la feuille Rostrenen. Elle entoure le lobe de Langonnet et se prolonge sur son flanc nord, jusque dans l'encaissant formé par les micas-

chistes briovériens du Saint. À sa périphérie nord-est, elle dessine une double enveloppe, plus ou moins imbriquée entre les granites à grain moyen et les granites grossiers au Sud, et qui se prolongent dans les granites porphyroïdes au Nord.

Par ailleurs, les granites fins, souvent sous leur faciès aplitique et associés à des pegmatites, constituent des mélanges avec les autres granites : porphyroïdes ou leucocrates moyens à grossiers. Sous leurs deux formes, homogènes ou en mélange, ils apparaissent alors comme quasiment ubiquistes dans le cœur du complexe granitique ainsi que dans les enclaves métamorphiques, ou les autres types de granites, non lardés de granites fins, apparaissent comme des îlots isolés. Seuls les lobes nord du granite de Rostrenen et sud de celui du Croisty en restent dépourvus.

Au microscope, les granites fins sont très semblables, à la taille du grain près, aux granites à grain moyen : texture confuse granoblastique xénomorphe ; assemblage isogranulaire de feldspath potassique et plagioclase (oligoclase) en proportions semblables, quartz, biotite peu abondante et muscovite primaire associée. Des phénomènes d'hydrolyse importants sur les feldspaths et des grandes lames de muscovite hystérogène sont caractéristiques de ces granites.

γ_m^3 . **Granite à grain fin, à muscovite seule.** Le type de ce granite s'observe dans une ancienne carrière située à l'Ouest de la route, allant de Caleshouarn à Locuon ($x = 180,6$; $y = 67,1$) au Sud de Mellionnec. Il se différencie des précédents par l'absence de biotite et sa couleur unie blanche à jaune très pâle. La muscovite, plus ou moins abondante, forme souvent des grandes lames atteignant le centimètre.

Un essaim de petits pointements granitiques se situe dans l'axe du lobe de Langonnet, au milieu des leucogranites fins ou grossiers. Ils y constituent des petits stocks de roche hololeucocrate, souvent associés à des pegmatites.

Microscopiquement, ils ne se différencient des autres granites à grain fin que par l'absence de biotite.

Leucogranite de Langonnet

γ^2L . **Granite porphyroïde, albitique, à deux micas.** Le leucogranite de Langonnet constitue une unité bien circonscrite, en forme de poire allongée WSW-ENE de 20 km de long, de 8,5 km de large dans la partie renflée qui déborde sur la feuille Plouay au Sud, et de 1,5 km dans la plus étroite. Sa pointe, enfoncée au cœur du complexe des leucogranites, est comparti-

mentée par une fracturation tardive décrochante. À l'Est de Langonnet, la « cuvette » de Plouray–Langonnet dessine une échancrure dans la bordure du granite de Langonnet, avec un substratum de granite indifférencié. Dans son prolongement se développe une zone d'hétérogénéité importante au cœur de cette unité.

Le leucogranite de Langonnet affleure remarquablement bien sur les flancs du relief qu'il constitue, en masses relativement peu diaclasées et non altérées. Son aspect habituel est à gros grain centimétrique, à tendance porphyroïde marquée, à plagioclase prismatique dominant et quelques mégacristaux atteignant 2 à 3 cm de feldspath potassique. Une pigmentation rosâtre colore localement les feldspaths qui sont le plus souvent blancs à crème du fait de l'altération. Du quartz globulaire, de grandes lames de muscovite et de biotite plus ou moins abondantes composent le reste de la roche.

Un faciès sans biotite, à grain moyen de 2 à 5 mm, est souvent très pauvre aussi en muscovite, avec un aspect uniforme, de teinte blanche, beige à rosée. Il comporte un pôle aplitique à grain millimétrique, entièrement blanc, qui a été exploité à Kerrouzic.

Enfin, un granite à tendance microgrenue se caractérise par une pâte à grain fin à moyen où la biotite est plus abondante en fines paillettes ou petites lames aux côtés de la muscovite blastique. Des quartz ronds et des feldspaths subautomorphes d'un demi-centimètre peuvent s'y développer. Ce granite montre une convergence d'aspect avec les leucogranites hétérogranulaires du groupe de Pontivy.

L'affleurement type du faciès courant est pris à Lopriac à l'Est de Langonnet, de part et d'autre de l'Ellé ($x = 169,7$; $y = 60,5$). Le faciès sans biotite est exposé à Parc-er-Hoët, au Sud de Cohignac, en bordure du massif ($x = 173,7$; $y = 63,5$), le granite à tendance aplitique pouvant être observé dans la carrière de Kerrouzic ($x = 173,5$; $y = 61,5$) au centre du massif. Le faciès microgrenu affleure dans la carrière de Miniou-Braz ($x = 167,4$; $y = 57,8$) ou en face de la chapelle Saint-Sébastien, en bordure de l'Ellé au Sud de Langonnet.

Ce massif, homogène malgré quelques variations de faciès, recoupe avec des limites franches la presque totalité des formations traversées. Seule une imbrication avec les leucogranites existe dans la terminaison nord-est.

Si cartographiquement, le granite de Langonnet paraît recouper la plupart des autres granites, l'observation du contact est exceptionnelle. Avec le granite porphyroïde de Rostrenen, elle est possible en deux points au Sud de Plouray : dans la carrière de Guidfosse où des blocs montrent les

deux granites en contact, et à l'Est de Cohignac où un panneau d'une dizaine de mètres carrés de granite porphyroïde, fortement cataclaté, est enclavé dans du granite de Langonnet.

Les relations avec les autres granites sont soulignées par une série de phénomènes hydrothermaux et pneumatolytiques à la périphérie du massif : pegmatites abondantes à Branduec et muscovitisation très développée dans les granites de Révelen (terminaison périclinale nord-est), greisenification dans le granite du Croisty (Carmès) ou les leucogranites de la terminaison nord-est (le Launay).

À l'échelle de l'affleurement, le granite de Langonnet est dépourvu de toute enclave.

Au microscope, le granite standard montre une texture grenue, à tendance porphyroïde, à phénocristaux de microcline perthitique. Le plagioclase prismatique, prédominant sur le feldspath potassique, est de l'albite (An 5 à 10), traduisant probablement une tendance alcaline du granite. Le quartz est abondant en petites lames primaires et en grandes plages blastiques. L'apatite est un minéral accessoire omniprésent.

Le faciès sans biotite se différencie également par une texture à aspect diablastique dû aux lattes de plagioclase ; le feldspath potassique présente des auréoles de croissance d'albite.

Dans les faciès microgrenus, on retrouve une prédominance du feldspath potassique, de l'oligoclase comme plagioclase et une présence de la biotite plus marquée.

Au sein du massif de Langonnet semble s'individualiser une zone de bordure discontinue et de largeur variable où domine le faciès sans biotite, non porphyroïde, à grain moyen. Le lobe isolé du Launay au Nord-Est de cette unité et la zone de Kerrouzic montrent un développement important d'une muscovite deutérique, accompagnée localement de quartz à lépidolite. Dans sa partie ouest, le secteur hétérogène situé au Sud de Langonnet comporte un assemblage de leucogranite de Langonnet porphyroïde et de leucogranites hétérogranulaires plutôt de type Pontivy.

L'importance des épandages de greisen qui leur sont associés et les évidences de greisenification observées dans le faciès de Langonnet à Kerscao (Sud de Langonnet) attestent d'une grande activité hydrothermale de la zone apicale ; les faciès hétérogranulaires pourraient constituer les reliques d'un panneau de leucogranites de Pontivy situé au toit de l'intrusion.

Les seules marques de déformations observées dans le granite de Langonnet sont des cataclasites liées aux fractures tardives ; celles-ci

s'accompagnent par ailleurs d'une intense altération du granite avec une kaolinisation aux épontes de filons de quartz et de brèche silicifiée.

Granites indifférenciés

γ. Granite intensément arénisé. Deux régions déprimées, la vallée de l'Aër et la cuvette dite de Plouray–Langonnet, comportent une altération importante des roches et, pour la seconde, des formations superficielles étendues. La nature granitique du substratum se différencie de celle des formations métamorphiques, mais l'identification des faciès granitiques est pour une large part impossible. Ces zones sont cartographiées en granites indifférenciés.

Relations mutuelles entre les différents types de granitoïdes

Ces relations ne sont pas toujours observables en affleurement et sont pour partie interprétées à partir des données cartographiques.

Sur la feuille Rostrenen, la diorite quartzite de Plélauff apparaît le plus souvent encaissée dans le granite de Rostrenen, homogène ou en mélange avec des leucogranites, alors que sur la feuille Pontivy, le massif principal recoupe les formations paléozoïques ou métamorphiques. À son contact, le granite en contient des enclaves, et des veines ou des poches riches en phénocristaux de feldspath potassique jointifs et orientés, recourent la diorite.

Réciproquement, la diorite contient des enclaves de granite de Rostrenen et J. Didier et A. Giret (1972) ont décrit au contact des deux, dans une carrière de Plélauff, un faciès fin sans amphibole, interprété comme une bordure figée de la diorite qui attesterait de son intrusion dans le granite de Rostrenen. Cependant, de nombreuses lames minces de la diorite quartzique, aussi bien dans le massif principal que dans les stocks épars, montrent une texture de recuit de la roche, une rétro-morphose du pyroxène en amphibole, celle-ci paraissant presque toujours secondaire.

Ces observations incitent donc à considérer la mise en place de la diorite de Plélauff comme globalement contemporaine de celle du granite de Rostrenen, certains stocks ayant pu être entraînés et transformés par l'intrusion granitique. On peut remarquer enfin que leur domaine d'extension est presque identique.

Les granites porphyroïdes homogènes de Rostrenen et du Croisty ont des localisations bien distinctes l'une de l'autre, le premier au Nord du complexe, le second au Sud. Au centre, ils sont par contre cartographiquement étroitement associés et mélangés à d'autres faciès.

Ce domaine est en effet celui de l'imbrication des leucogranites avec les granites à biotite, soit par juxtaposition de bouffées homogènes, soit par mélange intime. Celui-ci est visible sur deux affleurements qui montrent des alternances de bancs métriques ou de feuillets décimétriques, à contours rectilignes ou sinueux, de granite à biotite et de leucogranite, associés à de nombreuses pegmatites. Par ailleurs, des enclaves plurimétriques de granite de Rostrenen existent dans des leucogranites homogènes.

Les observations ne permettent pas de considérer qu'il existe un ordre de succession défini, mais bien une simultanéité de mise en place partout où les faciès sont associés.

Seul, le leucogranite de Langonnet apparaît cartographiquement comme nettement intrusif et tardif dans l'ensemble de toutes les formations métamorphiques ou magmatiques, bien que les contacts ne soient pratiquement pas observables.

Ce granite présente une différenciation de bordure discontinue, avec un faciès fin, parfois hololeucocrate. Par ailleurs, il développe une activité hydrothermale et pneumatolytique qui se manifeste à la fois à son contact immédiat et dans la couronne de leucogranites de l'apex nord-est : développement généralisé de muscovite deutérique dans ce dernier, pegmatites et stocksheiders, abondance locale des greisens, épisyéénitisation des granites encaissants. Le secteur hétérogène situé au centre de ce granite semble être un panneau du toit des leucogranites encaissants.

L'individualité de ce granite a depuis longtemps été mise en évidence (Phan, 1965) par le cortège des minéralisations en Sn, W, Li, Be qui lui sont associées et ont été décelées au cours de prospections alluvionnaires.

Le leucogranite de Scaër, situé dans son prolongement sud-ouest, non différencié cartographiquement jusqu'à présent au milieu des leucogranites enracinés dans la zone broyée sud-armoricaine, présente de nombreux points communs avec lui, par sa composition et par les phénomènes hydrothermaux associés (Chauris et Lulzac, 1973 ; Marcoux, 1982).

Ces deux massifs de Langonnet et de Scaër appartiennent à une même intrusion magmatique dont le caractère tardif ne fait aucun doute.

Roches hydrothermales et pneumatolytiques

P. Pegmatites. Pegmatites et aplites sont fréquemment associées aux leucogranites dans les zones de mélange, mais une seule lentille de pegmatite importante a été observée en place, à Branduec ($x = 179,8$; $y = 62,8$) dans une petite falaise de 6 m de haut. Elle est encaissée dans un leucogranite grossier qui borde le granite de Langonnet et est orientée parallèlement aux directions des grandes fractures tardives. D'une puissance de 3 m, elle

comporte des blocs géants de feldspath rosé, perthitique, monocristallin, atteignant 55 cm sur 110 cm ; ils sont associés à des éléments également pluridécimétriques de quartz laiteux et de muscovite en gerbes.

S. Stocksheidiers. À l'Est du Saint, le granite de Langonnet est frangé d'une bande de 800 m de long, remarquable par son hétérogénéité. On y observe l'association désordonnée :

- de leucogranite à grain moyen à biotites fines, grandes muscovites et quartz globuleux ;
- de granite surmicacé à biotite seule avec des feldspaths à section carrée de 1 à 2 cm.

Des éléments décimétriques du granite de Langonnet à gros grain sont emballés dans ces faciès à la manière d'enclaves, à contact franc souligné par un liséré ferrugineux. Chacun de ces faciès peut contenir des veines ou des poches décimétriques à métriques de pegmatite à très grands cristaux, parfois uniquement feldspathique ou quartzique.

Une analogie existe entre les associations lithologiques de ce secteur et celles qui ont été décrites dans les stocksheidiers de la bordure du granite de Scaër par L. Chauris et Y. Lulzac (1973), mais aucun zonage régulier n'a été observé ici.

Selon l'étymologie, un stocksheider est un « corps » (Stock) qui sépare (Scheiden) deux roches différentes. Selon les auteurs précités, ceux de Scaër sont considérés comme l'aurole marginale, de caractère aplito-pegmatitique, développée au-dessus d'intrusions magmatiques riches en éléments volatils.

εσ. Épisyénites. Ce faciès hydrothermal particulier a été rencontré au travers d'une dizaine d'échantillons décimétriques isolés, dont les plus caractéristiques ont été recueillis à Bourg-Kerrac'h ($x = 179,9$; $y = 67,7$: Sud-Ouest de Mellionec) et Cospérec ($x = 167,2$ à $167,3$; $y = 58,2$ à $59,1$: Sud-Ouest de Langonnet).

La roche, à grain fin, blanche, criblée de trous, a l'aspect d'un granite « déquartzifié ». Elle est constituée uniquement de feldspaths à tendance automorphe (quelques tablettes atteignant 1 à 2 cm), accompagnés essentiellement de muscovite. D'autres échantillons, peu ou pas vacuolaires, ont été regroupés avec les épisyénites à cause de leur faciès rubéfié proche. Ces échantillons sont localisés dans les leucogranites situés au Nord-Est de la terminaison du lobe de Langonnet, dans la zone des greisens du cœur de ce granite.

Le caractère vacuolaire des épi-sénites résulte d'une dissolution du quartz au cours de processus d'altération hydrothermale. Celle-ci s'accompagne d'une intense hydrolyse des feldspaths parfois remplacés par des agrégats de minéraux non identifiables et d'un développement de grandes muscovites deutériques. Les roches non vacuolaires montrent une moindre altération des feldspaths qui demeurent identifiables. La présence de muscovite lithinifère et de cassitérite a été notée. L'altération hydrothermale se termine par une hématisation responsable de la rubéfaction.

G. Greisens. Ces roches n'ont jamais été observées en place. Le faciès type en a été pris entre l'Ellé et Minédilis (de $x = 168,8$; $y = 59,3$ à $x = 169,2$; $y = 59,2$) au Sud-Est de Langonnet, où de très nombreuses pierres volantes sont éparses dans les champs, avec quelques blocs atteignant un quart de mètre cube.

Ces roches sont très compactes quand elles sont saines, de couleur grise à ocre, à grain grossier de un à quelques millimètres. Elles sont constituées d'un assemblage de grains de quartz gris, jointifs ou cimentés par de la silice plus fine, et de muscovite en grandes lames, avec une pigmentation d'oxydes de fer dans la masse ou en alvéoles. Certains blocs montrent une cataclase importante.

Ces greisens, très résistants à l'altération, sont localisés dans une zone de 2,5 km d'Est en Ouest, et 2,5 à 1 km du Nord au Sud avec une concentration de part et d'autre de l'Ellé entre Minédilis et Pouldero. Ils ont été observés également entre Branduec et Kerdivio, dans la zone de contact du massif de Langonnet et des leucogranites encaissants au Nord-Est du batholite. À Pontigou (Est de Langonnet), dans des tranchées de recherche d'un gîte primaire de cassitérite, les greisens ont été trouvés aux épontes de filons de quartz minéralisé ainsi qu'aux épontes de veines de leucogranite.

Les greisens résultent de la transformation post-magmatique d'un granite par destruction des feldspaths. Au microscope on observe un assemblage granoblastique de quartz, le développement de muscovite deutérique et la présence d'hydroxydes de fer, ainsi que d'apatite, de tourmaline et peut-être de topaze.

Panneaux et enclaves métamorphiques

Une distinction cartographique majeure apparaît dans l'ensemble de ces enclaves métamorphiques, de part et d'autre de l'axe d'allongement du granite de Langonnet : au Nord, elles sont constituées de cornéennes dominantes, alors qu'au Sud ce sont principalement des micaschistes.

Cette différence entre le Nord et le Sud du massif a été observée également sur la feuille Pontivy de part et d'autre du prolongement du même axe.

Briovérien probable

bξ. Micaschistes tachetés à silicates d'alumine. Les affleurements types se trouvent localisés dans le Sud du panneau de Ploërdut où l'altération est moins développée : à l'Ouest ($x = 180,5$; $y = 56,4$) et au Nord ($x = 181,3$; $y = 56,4$) de Moustarlé, entre Picardie et Kermonac'h ($x = 179,7$; $y = 56,4$), à l'Ouest de Coëtven ($x = 182,4$; $y = 56,7$). Les micaschistes y présentent un faciès fin, à biotite, muscovite et sillimanite fréquente, bleu-noir ou ocre. Ils sont injectés de feuillettes quartzo-feldspathiques.

Les épandages de quartz gris à blanc jaunâtre d'exsudation sont caractéristiques de cette formation. Celle-ci ressemble beaucoup aux micaschistes briovériens de l'isthme de Guéméné-sur-Scorff au Sud-Ouest de la feuille Pontivy, auxquels elle se raccorde localement.

À l'intérieur du complexe de Rostrenen, ces micaschistes semblent limités par le granite de Langonnet au Nord, celui du Croisty au Sud et le lobe de granite de Rostrenen de la feuille Pontivy à l'Est. Le cœur de ce périmètre est intrudé par les leucogranites.

Dans le détail, à Moustarlé par exemple, on peut observer, dans les feuillettes de granite lardant les micaschistes, tous les faciès présents dans les granites encaissants du Sud.

Les micaschistes montrent une cristallinité variable, avec un fréquent développement de plages blastiques de muscovite de plusieurs millimètres, obliques par rapport aux foliations. Ils présentent localement un aspect tacheté, notamment dans le panneau du Scorff, perdant leur schistosité et leur foliation du fait de la recristallisation, et passent à des cornéennes franches.

Au microscope, on observe une matrice quartzo-micacée avec une texture litée et foliée, la trame micacée étant composée de biotite dominante parfois chloritisée, et de muscovite en proportion variable ; celle-ci se développe souvent en lames blastiques. Les silicates d'alumine sont très fréquents, sous forme de fantômes non identifiables ou attribuables à de l'andalousite ou de la cordiérite, ou sous forme de feutrage de sillimanite reconnaissable à l'œil nu.

Des textures mylonitiques s'observent en plusieurs points en bordure du Scorff ou de l'axe du panneau de Ploërdut. Notamment, en limite des feuilles Pontivy et Rostrenen, en rive est du Scorff ($x = 361,5$; $y = 61,9$), un micaschiste riche en muscovite, associé à des niveaux graphiteux, montre une première biotite blastique reprise par la foliation mylonitique dans laquelle se développe une seconde biotite litée et de grandes lames blastiques de muscovite.

Ces déformations sont associées aux accidents ductiles qui traversent les panneaux métamorphiques du Scorff et de Ploërdut et se manifestent principalement par des cataclasites tardives et froides et par des filons de quartz.

bK. Cornéennes rubanées à silicates d'alumine. Ces cornéennes ne présentent aucun caractère spécifique les différenciant des cornéennes probablement paléozoïques. Elles sont de plus, pour leur plus grande partie, intensément altérées. Leur attribution stratigraphique tient à la présence de lentilles de poudingue caractéristique du Briovérien de la région de Gourin ; ces lentilles sont relativement abondantes, dans la partie nord-ouest de l'enclave métamorphique Ellé-Doré, au Nord d'une ligne allant du Merdy à Hillars (Sud-Est de Glomel).

Le poudingue paraît constitué exclusivement de galets de quartz de 0,5 à 5 cm. Ceux-ci sont localement jointifs, étirés en amandes et assez fortement recristallisés jusqu'à ne plus permettre d'en discerner nettement les contours, ou au contraire non déformés et à tendance globuleuse. Un granoclassement est visible sur certains fragments. La proportion de matrice gréseuse micacée est variable mais toujours faible. Quelques niveaux gréseux, très semblables aux quartzites saccharoïdes, sont associés à ces poudingues à l'extrémité de la lentille méridionale de Botcanou, dans l'axe de la lentille de quartzite de la cote 243.

Ce secteur se caractérise également par la densité de filons ou sills amphiboliques cornéifiés dont l'association avec les bancs de poudingue est aussi typique du Briovérien du Sud des Montagnes-Noires.

Poudingues et amphibolites soulignent par leur disposition une direction structurale WSW-ENE à SW-NE qui prolonge celle du Briovérien bordant le domaine granitique. Elle est également concordante avec la direction d'ensemble des niveaux de quartzites ou de cornéennes noires à sillimanite et grenat cartographiés dans les cornéennes d'âge paléozoïque probable.

Paléozoïque probable

K. Cornéennes rubanées à silicates d'alumine. Les affleurements types, observés en 1988, ont été fournis par des travaux sur quelques-uns des rares pointements sans couverture d'altérite : Sud de Pempoul-Daniel ($x = 182,2$; $y = 71,3$) chantier de boisement, Restouarch ($x = 181,1$; $y = 73,3$) talus de chemin rural, le Merdy ($x = 176$; $y = 70,1$), excavation en bord de champ.

Les cornéennes montrent une schistosité fruste, un litage localement apparent, une matrice à grain moyen à fin dans laquelle se développent des taches ou nodules de silicate d'alumine ; des fibres ou gerbes de sillimanite sont souvent visibles à l'œil nu. La trame est soit très micacée (biotite et muscovite), soit à dominante quartzreuse, avec dans ce cas un aspect plus compact et parfois une altération moindre. La couleur varie du gris clair ou verdâtre au noir.

L'extension de ces cornéennes correspond à l'arc Ellé-Doré défini plus haut ; les limites entre granites et cornéennes sont très complexes, les affleurements témoignant d'un mélange aussi bien de pointements granitiques dans les cornéennes que d'enclaves de ces dernières dans les premiers ; les unes comme les autres sont de taille variable.

Les granites à biotite dominant dans les pointements, avec toute la gamme de leurs faciès, le fin semblant fréquent bien que difficile à identifier à l'état d'arène au milieu des altérites de cornéenne. La signature des faciès porphyroïdes est plus nette, les grands cristaux de feldspath résistant bien à l'altération. Les leucogranites sont aussi représentés dans cet ensemble. Pegmatite et aplite peuvent être associées aux uns comme aux autres.

Au microscope, les cornéennes montrent une texture équante, engrenée ou polygonale, attestant d'un recuit plus ou moins total. La matrice en mosaïque est souvent quartzo-feldspathique ou uniquement quartzreuse. Elle contient des minéraux blastiques : silicates d'alumine (andalousite, cordiérite) plus ou moins hydrolisés, feldspaths sous forme de perthites de haute température observés dans un échantillon, biotite et muscovite. La sillimanite, associée ou non à la biotite, est souvent présente et peut cohabiter avec l'andalousite. Une trame phylliteuse résiduelle à biotite-chlorite et pigment ferrugineux pourrait y souligner un ancien litage.

Des niveaux métriques riches en graphite constituent plusieurs petits indices de cette substance.

Des déformations ont été observées très ponctuellement dans ces roches : microplis centimétriques à plan axial perpendiculaire à la foliation (la Garenne : $x = 172$; $y = 63,1$), plis métriques verticaux à plan axial parallèle à la foliation (Kergal : $x = 183,4$; $y = 73$) dans une cornéenne très fine noire, figures de cisaillement avec plans C et S au Nord de Kergal.

Ks. Cornéennes massives à sillimanite et grenat. Les affleurements types peuvent en être pris au Nord de Stang-Rouzic ($x = 181,1$; $y = 71,85$) en Plouguernével et au Nord-Ouest de Kertzamoël ($x = 184,6$; $y = 70,2$) en Plélauff. Le premier est constitué de grandes dalles situées au sommet d'une petite butte, le second de gros blocs grossièrement parallélépipédiques, jalonnant la trace d'un banc.

La roche, compacte, « sonne » sous la masse de manière caractéristique. Le débit suit les plans de la foliation qui reste grossière et qui est soulignée également par la mise en relief d'un litage. De couleur gris-noir, elle a un grain fin et homogène, une texture tachetée de cornéenne typique. L'affleurement de Stang-Rouzic montre à l'œil nu une association de quartz, biotite, sillimanite avec des grenats centimétriques abondants. À Kertzamoël, on n'observe ni grenat ni sillimanite, mais une matrice finement cristalline.

Ce faciès a été rencontré dans toute l'aire d'extension des cornéennes de l'arc Ellé-Doré, depuis la Garenne (Sud de Plouray) en bordure de l'Ellé, jusqu'en limite de la feuille Pontivy sur laquelle elles se poursuivent. Elles apparaissent comme des lentilles de puissance décamétrique d'une à deux centaines de mètres d'extension au maximum.

Les affleurements constitués de gros blocs déplacés ne permettent ni d'observer les relations avec leur encaissant, ni d'obtenir d'indications structurales. Par contre, l'allongement de ces lentilles montre une constance d'orientation assez remarquable qui souligne une structure globale des cornéennes de l'arc Ellé-Doré orientée vers le NNE à l'Ouest de Bonen, puis vers ENE à l'Est de ce bourg. Dans la digitation située à l'Est de Mellionec, ces directions s'infléchissent même vers ESE et se parallélisent au contact du granite.

Les échantillons les plus caractéristiques montrent au microscope une texture blastique à orientation résiduelle. Une matrice quartzeuse très subordonnée, entièrement recristallisée, avec parfois quelques feldspaths potassiques, est envahie par des paquets flexueux de sillimanite remarquablement développée (de 30 à 50 % de la lame) associée à de la biotite abondante et de la muscovite rare ; de gros grenats almandins arrondis ou automorphes y sont présents. Quelques échantillons présentent une foliation résiduelle et une structure rubanée avec alternance de lits quartzeux et

lits de biotite, feutrage dense de sillimanite et fedspath potassique blas-tique.

La richesse en fibres de sillimanite imbriquées confère à ces roches des caractéristiques mécaniques particulières que P. Le Berre (1975) a étudié entre Rosquerriec et la Garenne sur la feuille Pontivy, pour une utilisation éventuelle en granulats routiers à hautes performances. Il y a mesuré un pourcentage pondéral moyen en sillimanite de 31 % et une teneur en Al_2O_3 de l'ordre de 28 %.

L'attribution stratigraphique de ces cornéennes à des formations paléo-zoïques semble légitime compte tenu de leur forte teneur en alumine. Celle-ci apparaît en effet incompatible avec une appartenance à des niveaux briovériens. Cette interprétation a déjà été proposée par J.P. Sagon (1976) pour les cornéennes du Sud de Plélauff sur la feuille Pontivy, sur la base de quelques analyses chimiques et de leur comparaison avec celles des schistes siluro-dévonien. Les uns et les autres se superposent au domaine des « argiles sidérolitiques » dans le diagramme Al_3-K vs Al_3-Na de H. de La Roche (1968).

Kδ. Cornéennes noires massives, amphiboliques. Des affleurements types de ces roches peuvent être pris au Sud-Est à Coëtven ($x = 182,6$; $y = 56,9$) et Kerourin ($x = 180,5$; $y = 55,8$), dans les formations métamorphiques, d'âge briovérien probable, mais elles se trouvent aussi dans les formations probablement paléozoïques (région du Goasquer, Nord-Est de la carte).

La roche est très compacte, généralement massive, parfois légèrement schistosée. Non altérée, elle a une couleur variable suivant la taille du grain, de noir franc pour les plus fines, à gris-noir tacheté par des minéraux clairs pour les plus grossières.

Le plus généralement, un début d'altération des fedspaths leur donne une teinte blanc-jaune faisant ressortir les amphiboles sombres. En différents points, notamment à Coëtven, une texture doléritique marquée par des plagioclases en lattes est observable. Quelques échantillons montrent soit des gerbes rayonnantes centimétriques d'amphibole en baguettes, soit un grain grossier avec des cristaux automorphes d'amphibole noire.

Les occurrences de ces roches, étant donné l'allongement des épandages de pierres volantes, peuvent presque toutes être interprétées comme des filons de puissance métrique à décamétrique et de longueur hectométrique. Ils sont présents aussi bien dans l'arc Ellé-Doré au Nord, que dans les enclaves isolées au milieu des granites, ou dans les panneaux du Scorff et

de Ploërdut. C'est dans ce dernier, où dominent les micaschistes et où le métamorphisme est moins développé, que l'origine doléritique de ces roches est la plus apparente.

La composition la plus fréquente montre une association de plagioclase (andésine à labrador) en lattes et de minéraux ferromagnésiens recristallisés en amphibole (actinote, hornblende verte ou brune), avec des oxydes de Fe et Ti omniprésents, de l'apatite subordonnée et de la biotite rare ou absente. Dans les faciès à texture de recuit plus franche, domine soit une matrice finement granulée de quartz et plagioclase (non maclé) probable, soit une association diablastique de grandes amphiboles, parfois groupées en gerbes. De gros grenats pœcilitiques accompagnent cette paragenèse à Coëtven.

Ces roches sont dans leur ensemble très proches des métadolérites, décrites dans les formations extérieures au massif de granite (cf. *infra* : « Roches filoniennes »), qui constituent des sills ou dykes intrusifs dans les formations sédimentaires briovériennes ou paléozoïques d'âge mal défini mais antérieur à l'histoire tectono-métamorphique hercynienne.

λ. Quartzites lités à silicates d'alumine. Les affleurements types sont observables dans le panneau de Ploërdut, de part et d'autre de la butte 231 m à l'Ouest de cette agglomération ($x = 180,6$; $y = 58,2$) et surtout dans la tranchée de la D110 à l'Ouest de la butte de Mané-Garhélec ($x = 175,7$; $y = 58$), ouverte en 1987 et masquée depuis par la végétation. Cette dernière montrait, sur 150 m environ, un quartzite à grain très fin, rubané par l'alternance de lits millimétriques à centimétriques gris clair à bleu-noir, à biotite et/ou muscovite dominante et sillimanite subordonnée. Quelques niveaux décimétriques de quartzite massif beige y sont intercalés.

Une intense kaolinisation affecte ces quartzites et les affleurements habituels ne montrent que des épandages de matériel recristallisé, en plaquettes ou petits blocs comme au Sud de la butte de Ploërdut.

Les quartzites lités apparaissent comme une variation de faciès soit des micaschistes ou cornéennes, soit des quartzites saccharoïdes auxquels ils paraissent le plus souvent étroitement associés.

Des niveaux limonitiques, à concrétions cavernueuses, leur sont très ponctuellement associées et ont été observés, accompagnés de scories en épandage dans les champs, au Sud de Kerzamoël ($x = 184,9$; $y = 69,4$) et en bordure du Scorff ($x = 184,9$; $y = 63,1$) en limite de la feuille Pontivy, à proximité de l'indice de fer de Pontigo en Langoëlan.

χ. Quartzites saccharoïdes massifs. Deux carrières peuvent être proposées comme affleurement type : celle de Botan en Rostrenen, (x = 182,3 ; y = 72,7) en activité, et une petite excavation, fraîche en 1987, à Lezannué en Ploërdut (x = 179,2 ; y = 57,9).

La roche, de couleur gris clair à beige, très homogène et à rare muscovite, a un grain fin, millimétrique, toujours bien visible, avec un litage discret souligné soit par des niveaux de granulométrie ou de couleur différente, soit par des délits schisteux, micacés ou à sillimanite. Les épandages de surface sont plus souvent formés de blocs de quartzite très recristallisé à gros grains de quartz gris centimétriques.

À l'affleurement, les quartzites présentent un début d'altération que souligne le sertissage des grains de quartz par une matrice vraisemblablement kaolinique, premier stade de la désagrégation.

Cette formation est identifiable dans toutes les enclaves métamorphiques, d'âge paléozoïque ou briovérien. Les quartzites arment, sans jamais affleurer franchement, un ensemble de buttes qui dominent de 15 à 40 m les terrains encaissants. Ils constituent des lentilles qui ne sont révélées en surface que par des épandages de blocailles ou à la faveur de petites carrières.

Les relations avec les terrains encaissants ne sont pas observables. Ces lentilles de quartzite apparaissent fréquemment dans le prolongement de bancs de poudingue de Gourin ou de cornéennes à faciès riche en sillimanite, avec les mêmes directions d'allongement.

Microscopiquement, la texture est quasi isotrope, à quartz essentiel, montrant le grain détritique et son auréole blastique. Quelques feldspaths entièrement hydrolysés et altérés en argile (kaolinite ?), ainsi que de grandes muscovites blastiques, peuvent y être associés.

Ces quartzites montrent localement, dans les petites enclaves, des plis pincés métriques et une intense fracturation.

Métamorphisme de contact

Briovérien

Schistes tachetés à biotite et silicates d'alumine. Les schistes tachetés se caractérisent par l'apparition, dans les formations pas ou peu métamorphiques, de porphyroblastes de biotite néoformée, sécants sur la schistosité et de taches de silicates d'alumine, andalousite et/ou cordiérite, de taille

variable de 300-400 μm jusqu'à plusieurs millimètres, les plus grandes étant souvent damouritisées.

Ce faciès se développe dans les formations lithologiques des schistes satinés et passe au faciès micaschistes ($b\xi$) de manière insensible. La foliation et la paragenèse de ces derniers sont synchrones de la mise en place des granites de type Pontivy (Dadet et coll., 1988) et l'aspect « auréole de contact » y disparaît.

Le métamorphisme associé au granite tardif de Langonnet est difficile à caractériser dans son encaissant micaschisteux ; il se manifeste, semble-t-il, par une rétro-morphose généralisée due aux circulations hydrothermales.

Cornéennes à biotite et silicates d'alumine. Les cornéennes franches, à aspect compact, à structure non foliée, à taches et nodules de silicates d'alumine (cordiérite et/ou staurotide, sillimanite), ne constituent que deux petits affleurements au milieu des micaschistes, à l'Ouest de Langonnet, autour du moulin de Kertanguy ($x = 163,5$; $y = 62,5$) et de Minez-Pempen ($x = 162,4$; $y = 63$), dans une zone cernée par les leucogranites et où affleurent de nombreux pointements isolés qui montrent que le massif de granite est très proche de la surface.

Paléozoïque

Les auréoles de métamorphisme recourent l'ensemble des formations lithostratigraphiques paléozoïques. Elles atteignent leur développement maximum dans les formations du Paléozoïque inférieur des Montagnes-Noires avec une largeur de 5 km, alors qu'au Nord et au Sud elles se réduisent à 1 200 m ou 1 500 m, aussi bien dans les schistes carbonifères du bassin de Châteaulin que dans les schistes briovériens de la bordure méridionale.

Ces variations sont probablement dues au plongement de la coupole granitique de Rostrenen dans l'encaissant dinantien alors qu'elle doit s'ennoyer avec une pente plus faible vers l'Ouest ; cependant, il est aussi possible qu'un redoublement tectonique existe dans le compartiment compris entre le relief du Minez-Du et l'étang du Coronc.

Schistes tachetés à biotite et andalousite. Les schistes tachetés occupent la plus grande partie des auréoles de métamorphisme de contact. Ils se développent dans les différentes formations schisteuses du Paléozoïque inférieur, à savoir :

– les schistes gris-vert de l'Arénig de la charnière anticlinale de la Montagne, qui contiennent localement du chloritoïde ;

- les schistes ardoisiers gris-noir du Llanvirn–Ashgill de la structure précédente et de celle des Montagnes-Noires ;
- les schistes du Pridoli de la structure synclinale de Tréogan–Berlivet ;
- les schistes à chloritoïde du Praguien–Emsien du contrefort nord des Montagnes-Noires.

Ces schistes tachetés se caractérisent d'une manière générale par l'apparition de biotite et/ou d'andalousite, ainsi que par une pigmentation opaque ferrotitanée abondante même dans les niveaux de quartzite.

Cornéennes à biotite et andalousite. Les cornéennes constituent une étroite auréole de quelques centaines de mètres de large au contact du lobe nord du granite de Rostrenen. Elles ne prennent une extension plus importante qu'au Sud de l'étang du Coronc, dans le prolongement du granite en raison d'un ennoisement à faible pente ou d'un redoublement tectonique.

Ces cornéennes montrent une disparition de la schistosité, une recristallisation plus poussée, avec développement d'andalousite en baguettes millimétriques à centimétriques, à faciès chiastolite, dans une matrice à quartz, biotite, muscovite.

Le faciès « guerphalite » de ces cornéennes comportent deux populations d'andalousite :

- une population automorphe, en variété chiastolite, qui se présente sous la forme de prismes blancs au cœur rose ; les dimensions de ces cristaux sont importantes, 1 à 5 mm pour la section et plusieurs centimètres pour la longueur ; ils constituent jusqu'à 20 % du volume de la roche ;
- une population xénomorphe en taches d'échelle millimétrique.

Les grands cristaux sont exploités comme réfractaire dans cette roche qui forme donc un minerai. L'exploitation du gisement a mis en évidence :

- l'existence d'une déformation hétérogène postérieure à la cristallisation des andalousites automorphes ; elle se traduit par une réorientation des cristaux dans le plan de déformation principal qui s'accompagne d'un tronçonnement de ces baguettes, avec recristallisation de quartz (et parfois de sillimanite fibreuse) dans les plans de fracturation ;
- le développement d'une rétro-morphose en faciès schistes verts qui se matérialise par une pseudomorphose de l'andalousite par des micas blancs microcristallins et par une déstabilisation des biotites en chlorite ; ces réactions sont attribuées à des circulations hydrothermales contemporaines de la mise en place du cortège filonien qui scelle l'intrusion du massif granitique de Rostrenen.

La présence sporadique de trilobites et de brachiopodes dans le minerai permet de rattacher les faciès exploités à la partie inférieure des schistes du

Llanvirn-Ashgill, c'est-à-dire l'équivalent de la Formation de Postolonnec définie en rade de Brest.

Cet ensemble schisteux, d'une puissance évaluée à 300 m sur la feuille Gourin, a une composition chimique très alumineuse (Al_2O_3 compris entre 17 % et 36 %), qui explique l'importance et l'intérêt du volume minéralisé.

D'un point de vue sédimentologique, cette formation peut être interprétée comme un dépôt d'argile marine, probablement riche en kaolinite, accumulée dans un contexte de plate-forme stable.

ROCHES FILONIENNES

Maß. **Métadolérites.** Ces roches s'observent dans toutes les formations sédimentaires antérieures au Carbonifère mais sont plus abondantes dans le domaine briovérien. Elles affleurent sous forme d'essaims de petits blocs qui couronnent des bosses de terrain ou de courtes crêtes en échelons décalés. Des affleurements types peuvent être pris à Kerjean ($x = 159,10$; $y = 57,26$) en Guisriff.

Cartographiquement, dans le domaine briovérien, ces roches constituent des corps dont la puissance atteint 20 m et la longueur 700 m, qui sont globalement concordants avec les directions structurales soulignées par les bancs de poudingue de Gourin. De nombreuses observations montrent cependant que les épontes des corps basiques recoupent les stratifications de l'encaissant, mais que la schistosité est pénétrative et affecte de manière identique l'encaissant et les intrusions.

Deux types de roches sont présents :

- un type à grain fin, à schistosité bien marquée, à faciès de schiste vert dans les métasédiments ou d'amphibolite massive ou rubanée dans les micaschistes ;
- un type grenu à grain plus grossier, d'aspect massif, doléritique moucheté, présentant une altération en boules, sans schistosité visible.

Au microscope, les faciès grenus massifs montrent une texture doléritique à ophitique ; ils sont constitués de plagioclase en lattes, souvent albitisé, et de grands cristaux d'amphibole (actinote-hornblende). La biotite et/ou chlorite sont fréquentes, associées à des oxydes de Fe-Ti (leucoxène) ; apatite et épidote sont omniprésentes.

Les faciès à grain fin montrent une texture orientée généralement schistosée ; ils sont constitués de baguettes de plagioclase allongées dans une matrice riche en chlorite, actinote et oxydes ; ces faciès forment souvent les épontes des faciès grenus.

Dans le domaine paléozoïque des Montagnes-Noires, de nombreux petits corps basiques sont intrusifs dans les différentes formations, concordants ou discordants sur les structures régionales. Ce sont des roches sombres, d'aspect assez varié, souvent massives. Généralement doléritique (microgabbro à microdiorite), leur paragenèse primaire est toujours plus ou moins rétrotransformée (chlorite, épidote, actinote, leucoxène). Ces roches sont peu déformées mais paraissent cependant affectées par la structuration cisailante régionale.

Les observations précédentes suggèrent que les intrusions doléritiques se sont mises en place au cours d'au moins deux épisodes : l'un post-briovérien, l'autre anté-carbonifère, deux périodes d'extension crustale dans le domaine centre armoricain.

$\mu\gamma^3$. **Microgranites à biotite.** Les filons de microgranite sont observables dans deux types de formation :

- les schistes cornéifiés par le granite de Rostrenen à proximité de la grande carrière de Glomel ;
- les micaschistes et les leucogranites de Ploërdut, au Sud-Est de la feuille.

Au premier type appartient un filon d'extension hectométrique, orienté NNE-SSW, parallèle à la direction des grands accidents de bordure des formations paléozoïques et du massif granitique.

Au second appartient un filon principal rectiligne, continu sur 3,7 km et quelques filons hectométriques qui le prolongent de façon discontinue sur encore 4 km. L'ensemble jalonne une fracture tardive de direction N150°E qui recoupe toutes les formations métamorphiques et granitiques de la pointe du batholite de Langonnet.

Le filon principal, observable dans un chemin creux à l'Ouest de Botcoët ($x = 183,7$; $y = 56,8$) a une puissance d'une trentaine de mètres.

La roche blanc-jaune à beige rosé est caractérisée par des feldspaths automorphes de 2 à 5 mm, parfois jointifs, des grains de quartz globuleux, et des micas dispersés dans une matrice finement cristalline. Au microscope, cette matrice a une texture aplitique. Les phénocristaux sont du microcline dominant et des petites lattes d'albite (An 0-5) ; biotite et muscovite sont présentes.

$\mu\gamma^4$. **Granophyre à amphibole.** Un petit stock de granite, intrusif au sein du Briovérien peu ou pas métamorphique (lieu-dit Kerdoupin), présente des caractères suffisamment particuliers pour être différencié.

C'est une roche à grain assez fin, à composition probablement grano-dioritique et à texture granophyrique : les feldspaths y sont couronnés par

des associations symplectiques de quartz et feldspaths, connectées à du quartz vermiculaire interstitiel. La roche est riche en minéraux opaques (sulfures pour l'essentiel) et contient comme minéral ferromagnésien une hornblende altérée en actinote qui se présente en gerbes radiées associées à quelques épidotes. L'apatite en baguettes est abondante.

Cette roche est caractéristique d'une mise en place à un niveau structural élevé dans un bâti déjà froid. Elle évoque les petits stocks situés plus à l'Ouest, comme celui du Menez Gouaillou bien connu pour ses minéralisations associées (sulfures métalliques + béryl).

Q. Quartz et brèches siliceuses. Il n'en existe pas d'affleurement franc, mais seulement de gros blocs souvent déplacés ou des épandages de cailloux, résultats du démantèlement de structures filoniennes, parfois soulignées par des bandes de quelques mètres de large d'argile kaolinique bien visible dans le sol.

Des sites types peuvent être pris à Manémair ($x = 181,8$; $y = 62,3$) et à Kerbailier ($x = 181,8$; $y = 61$) ou à l'Est de Ploërdut. On y observe une association de quartz blanc à beige, massif ou rubané, de quartz cristallisé en peigne, de brèches entièrement siliceuses ou hétérogènes.

Les filons sont inégalement répartis dans deux domaines. Quelques-uns, orientés WSW-ENE, concordant avec les structures locales, se trouvent encaissés dans les micaschistes au Sud du Saint. La grande majorité des autres filons se situent dans le massif granitique, où ils recoupent indifféremment la totalité des formations magmatiques ou métamorphiques. Ils jalonnent par segments hectométriques à kilométriques la trace de grands accidents, sur des distances qui peuvent atteindre 9 km. Les plus fréquents, dans la partie centrale du massif, sont orientés $N140^\circ$ à $150^\circ E$. En bordure ouest, quelques-uns sont parallèles aux directions $N30$ à $35^\circ E$ des cisaillements qui encadrent la cuvette de Plouray. D'autres enfin, jalonnent le grand accident Le Croisty-Ploërdut de direction $N60$ à $80^\circ E$.

Dans les épandages de blocs résultant du démantèlement de filons, on trouve étroitement associés les divers faciès suivants :

- brèche entièrement siliceuse, à petits éléments de quartz anguleux gris, de même nature que le ciment, dans lequel ils ne sont décelables que sur une surface patinée ; certains échantillons ont un aspect de silex ;
- brèche hétérogène à éléments plus ou moins abondants de quartz gris ou blanc ou de roches diverses altérées (kaolinisées), dans un ciment finement cristallin, gris à beige blanchâtre, parfois rougeâtre ;
- quartz en peigne, caractérisé par la juxtaposition de cristaux prismatiques perpendiculaires à leur support, de dimensions variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres ;

- quartz cristallin, saccharoïde, de grain variable, souvent fin, gris à beige blanchâtre ;
- quartz blanc, parfois massif, homogène, le plus souvent déformé avec faisceau de fines fractures et développement de « lanières » ;
- quartz carié, caverneux ou à remplissage ferrugineux.

Statistiquement, les faciès bréchiques paraissent dominer. Mais seuls des travaux miniers permettent de définir une typologie comme celle dressée par E. Marcoux (1980), dans le district de Pontivy. Il décrit deux types dominants :

- des « associations d'ouverture » avec quartz calcédonieux, quartz saccharoïde et quartz en peigne, ce dernier attestant d'épisodes de distension ;
- des « brèches tectoniques hypersilicifiées » (B.T.H.) résultant d'épisodes de déformation mécanique alliés à des venues hydrothermales successives.

Deux autres catégories de moindre importance existent :

- des quartz pneumatolytiques en bordure d'intrusions granitiques ;
- des quartz d'exsudation dans les micaschistes et les zones tectoniques.

Le filon de Tregornan reconnu sur 82 m et jusqu'au niveau - 36 m, pour sa minéralisation en Pb, présente toutes les caractéristiques d'une « association d'ouverture » à quartz en peigne, caverneux et saccharoïde. Sa puissance est de quelques mètres.

Les « brèches tectoniques hypersilicifiées » auxquelles peut sans doute être rattachée une grande partie des filons de la feuille Rostrenen, constituent la structure minéralisée en Pb de Plélauff, dans le massif de diorite quartzique du même nom (feuille Pontivy) au Nord-Est du massif granitique, ainsi que des structures minéralisées en U et Pb à Guern (Quistiave) et Melrand (Saint-Fiacre) (feuille Plouay) (Marcoux, 1980).

FORMATIONS SUPERFICIELLES CÉNOZOÏQUES

Au cours de sa longue histoire continentale, le Massif armoricain, émergé depuis la fin du Paléozoïque, a subi l'action de climats agressifs qui ont développé une altération très profonde de la surface pénéplanée. Les altérites engendrées, non remaniées, subsistent encore avec une épaisseur importante, malgré la dégradation des anciennes surfaces d'érosion.

Cette érosion par un réseau hydrographique qui paraît fréquemment guidé par de grands accidents hercyniens tardifs, a vraisemblablement été accentuée par des phénomènes tectoniques ; aucune analyse spécifique n'en a été tentée dans cette région.

La présence de sédiments plio-pléistocènes constituant le remplissage d'une cuvette profonde dans la région de Plouray-Langonnet n'a pas été

confirmée. Les matériaux alluvionnés ou colluvionnés y recouvrent, avec une épaisseur réduite dans l'ensemble, un substratum d'altérites de roches diverses où une kaolinisation enracinée semble être guidée par des zones de fractures profondes et de venues hydrothermales probables, telles que le filon de quartz de Trégornan.

Formations d'altération

L'ensemble des formations est généralement très altéré sur des épaisseurs variant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Dans le domaine briovérien et dans la « cuvette » de Plouray–Langonnet, l'altération est généralisée et considérable (voir annexe 1), la roche saine étant l'exception (affleurements dans les vallées de la région du Saint). Dans le domaine paléozoïque des Montagnes-Noires les formations superficielles sont trop disséquées pour être représentées mais elles sont omniprésentes, à l'exception de quelques crêtes quartzitiques, colluvionnées sur les pentes ou accumulées dans les bas-fonds. Dans le domaine granitique (et dans les panneaux et enclaves métamorphiques associés), des zones affleurantes peu ou pas altérées ont été cartographiées, figurées par des teintes vives opposées aux teintes plus pâles des altérites dominantes.

Altérites des formations briovériennes et paléozoïques. Les altérites ont une couleur généralement grise, mais peuvent localement présenter des teintes lie-de-vin, jaune, rouge, blanc. Elles ont une composition argilo-silteuse et une granulométrie variant avec leur niveau dans le profil d'altération.

Les analyses granulométriques réalisées par L. Le Calvez (1979) dans les altérites du Briovérien de l'Est du massif de Rostrenen (feuille Pontivy) montrent :

- pour les faciès évolués (allotérites), moins de 5 % de fragments de schiste, souvent plus de 50 % des grains inférieurs à 20 μm avec une courbe granulométrique hyperbolique et un grain moyen de 10 à 15 μm ;
- pour les faciès peu évolués (isaltérites), de nombreux fragments de schiste de taille variable, dans une matrice sableuse fine avec une courbe granulométrique rectiligne ou sigmoïde, convexe pour la fraction inférieure à 100 μm , concave pour la fraction 100-200 μm .

Des études sur des altérites de la région de Guiscriff (feuille Gourin), à l'Ouest, ont mis en évidence la formation de kaolinite et d'halloysite directement à partir de biotite et de muscovite (Estéoule-Choux et Blanchet, 1987) aussi bien dans les micaschistes que dans les leucogranites.

Les altérites de formations briovériennes présentent leur maximum d'extension et d'épaisseur entre les Montagnes-Noires et les collines armées de granites intrusifs dans les micaschistes au Nord-Ouest de Langonnet. Les lentilles de poudingue de Gourin, interstratifiées dans les formations schisteuses, s'altèrent en donnant un cailloutis meuble, grisâtre, seul visible à l'affleurement.

La tranchée de la déviation de la RN 169, à l'Est de Gourin ($x = 160,04$; $y = 65,0$) permet d'observer une épaisseur de 20 à 25 m d'altérite évoluée, les structures du substrat n'apparaissant qu'à la base du profil. Cette zone, qui s'étend à l'Est jusqu'à Plouray en bordure du massif granitique et se prolonge à l'Ouest sur la feuille Gourin, semble correspondre aux restes d'une ancienne surface d'érosion située vers 190-200 m d'altitude. Pour de nombreux auteurs (Giot, 1944 ; Hallégouët, 1972 ; Milon, 1932) cette surface serait d'âge éocène et serait le témoin d'une altération latéritique (Estéoule-Choux, 1983).

Le long des principaux cours d'eau, au Sud de Gourin, ces altérites semblent avoir été découpées, leur épaisseur diminuant vers le Sud pour ne plus subsister qu'au sommet des interfluves avec une épaisseur de 0,5 à 2 m.

Altérites des granites et des panneaux et enclaves dans les granites.

Ces altérites sont des arènes argilo-silteuses, de couleur grise, beige, jaune ou ocre. Leur granulométrie est en rapport avec celle de la roche-mère. Quarante sondages à la tarière effectués dans les zones d'altération granitique du haut plateau Pourlet, pour identifier la nature du substrat, ont montré qu'à moins de 5 m de profondeur l'identification du faciès de la roche-mère granitique était souvent possible. Les sondages poussés jusqu'au refus dans les arènes granitiques ont atteint la profondeur de 12 m (sondages 3-72, Quinquis et 3-71, Restelberz).

Dans les zones de relief, le passage des altérites à structures conservées, aux altérites remaniées par fauchage puis litage des arènes sur des versants, n'est pas toujours très apparent mais la tranche remaniée semble toujours très réduite, de l'ordre du mètre. Par contre, dans les dépressions (Plouray-Langonnet et vallée de l'Aër), les épaisseurs d'altérites sont beaucoup plus importantes et n'ont, le plus souvent, pas pu être mesurées.

La « cuvette » de Plouray-Langonnet représente l'extension, sur la bordure occidentale du massif de granite, de l'ancienne surface d'érosion éocène de 190-200 m décrite plus haut dans les altérites briovériennes. Le substratum y est à dominante granitique avec de nombreuses enclaves métamorphiques. L'épaisseur des altérites, sous un recouvrement de col-

luvions, atteint 31 m dans les landes de Kervoalic, les granites pouvant être arénisés jusqu'à - 49 m (sondage 6-54, voir annexe 1).

Par ailleurs, le gisement de kaolin de Ker-Saint-Anne, à l'Ouest de Plouray, qui semble guidé par un réseau de failles NNE-SSW et probablement aussi NW-SE, comprend des épaisseurs d'altérites kaoliniques assez hétérogènes (argileuse à sableuse) allant de 35 à 54 m (sondages 7-40 et 7-45), et des arènes granitiques pouvant descendre jusqu'à - 60 m (7-42).

Formations résiduelles et dépôts de pente

§. **Paléosol périglaciaire** (indication ponctuelle). Un paléosol périglaciaire a été observé à Saint-Symphorien en Paule dans le chantier de fouille archéologique du camp de l'âge du fer. Il s'agit d'un sol strié et festonné sur substrat de schistes arénigiens.

Le dégagement en 1991-1992 des fossés du camp a fait apparaître une succession remarquable de festons de cryoturbation, descendant jusqu'à plus de 1 m sous la surface actuelle. Les crêtes des festons, orientées selon la pente naturelle du terrain, sont marquées par des alignements de fragments de schistes.

Les travaux de rectification de la D 3 effaceront ces vestiges.

Des festons de cryoturbation ont également été observés sous les formations résiduelles de relief de quartzite d'âge indéterminé qui recouvrent la butte de Mané-Garhénec, au Nord du Croisty.

SX. Dépôts de pente des reliefs quartzitiques. Ont été réunis sous cette notation tous les matériaux coiffant des reliefs ou s'étalant sur le flanc de buttes isolées et composées de blocaille centimétrique à décimétrique, de quartzite saccharoïde ou à grain fin, d'âge indéterminé, emballé dans une matrice argilo-silto-sableuse.

Ils résultent du démantèlement *in situ* de bancs de quartzite massif qui ne sont observables qu'à la faveur de talus de route, de chemins creux ou d'anciennes petites carrières. Ce sont des formations de pentes issues du résidu d'altération des quartzites (leur mise en place s'apparente vraisemblablement aux heads décrits au Nord de la Bretagne).

Les deux reliefs de Mané-Garhénec et du bois de Lochrist dans le panneau-enclave de Ploërdut sont particulièrement caractéristiques. La tranchée de la D 110, rectifiée au pied ouest de la butte de Mané-Garhénec,

a permis d'observer les épandages de quartzite massif recouvrant des niveaux d'altérites de micaschistes plus ou moins quartzitiques, fauchés et affectés de poches de cryoturbation. Sur le sommet de la colline, les mêmes blocs sont présents en abondance dans les terres de surface.

So2b. Dépôt de pente du Grès armoricain. Ces dépôts de pente sont alimentés par les altérites blanches, sableuses, assez fines et riches en blocs de grès qui couvrent les crêtes de Grès armoricain ; ils s'étalent sur le versant sud des Montagnes-Noires où ils masquent totalement le substratum.

Quelques talus montrent des épaisseurs supérieures à 3 m. Le matériel est généralement fin, sableux, plus ou moins argileux, emballant des cailloux anguleux ou émoussés de toute taille (jusqu'à 15 cm). Les éléments les plus gros se retrouvent éparpillés sur les pentes, souvent à plusieurs centaines de mètres, voire un kilomètre de leur source.

S7. Dépôts de pente des reliefs granitiques. Sur les flancs et au pied de certaines crêtes à pente raide de granite non arénisé, se sont accumulés des blocs de taille décimétrique, dans une matrice peu abondante d'arène limoneuse. Ces dépôts de faible extension ne sont formés qu'aux dépens de leucogranite.

Sur le flanc nord de la terminaison orientale du granite de Langonnet, ils n'ont pas toujours été représentés pour ne pas masquer le contact connu avec précision, entre ce granite et son encaissant.

RG, RQ. Formations résiduelles de greisen et de quartz. Dans la zone altérée du massif du Langonnet, située au Sud-Est de ce village, le granite, à caractère hétérogène est recouvert de formations résiduelles de greisen et de quartz, sous forme de gros blocs épars. Ces roches sont décrites dans le chapitre « Roches hydrothermales et pneumatolytiques ».

Alluvions et colluvions

C, CF. Colluvions de fond de vallons et complexe de piémonts et de dépressions. Les matériaux issus des altérites ou des dépôts de pente, entraînés par ruissellement ou même par solifluxion, tapissent les fonds de vallons ; vers l'aval de ceux-ci, ils se mélangent progressivement aux alluvions (CF). Ils forment des dépôts dans toutes les dépressions à fond plat qui ont pris naissance en amont de cluses, telle celle de Langonnet, ou au pied des reliefs, notamment ceux du Grès armoricain des Montagnes-Noires. Ils contiennent des niveaux tourbeux (CFT).

Ces colluvions-alluvions sont constituées d'argile jaune à grise, emballant des cailloux émoussés de quartz souvent jauni et des blocs de grès centimétriques à décimétriques. À la loupe, on observe une forte proportion de micas et des grains de quartz anguleux millimétriques, probablement d'origine granitique.

L'épaisseur de cette formation semble comprise entre 0,20 m et 1,50 m à 1,80 m maximum. Les coupes des sondages de reconnaissance effectués dans la « cuvette » de Plouray–Langonnet ne permettent généralement pas une distinction franche de cette formation d'avec soit les alluvions récentes qui la remanient, soit les altérites sur lesquelles elle repose.

Fy. Alluvions anciennes. Il existe quelques lambeaux de terrasses dans les vallées de l'Ellé et de l'Inam, en particulier autour du moulin de Pont-Blanc ($x = 158,5$; $y = 58,5$). Ces terrasses dominent le flat de quelques mètres et se trouvent respectivement à des altitudes de 125 et 85 m.

Leur épaisseur dépasse le mètre. Elles sont composées de gros galets de quartz de 3 à 15 cm et de lentilles de graviers dans lesquels sont noyés des blocs de granite (Vogt, 1961).

Des blocs très émoussés, de 3 à 15 cm, de quartz beige, ocre ou rubéfié, avec des traces locales de dissolution et peut être de déformation, se trouvent dispersés sur quelques replats en bordure du Doré au Sud de Plouguernevel, en bordure du canal de Nantes à Brest au Nord de Bonen, à Kerourin en limite sud-est de la carte. Ils se trouvent respectivement à des altitudes de 155, 170 et 130 m et peuvent être considérés comme des reliques d'alluvions anciennes (RF).

Fz. Alluvions récentes. Les alluvions récentes limoneuses sont généralement peu développées étant donné l'étroitesse des vallées. Par contre, elles prennent une grande extension dans les bassins de réception qui sont souvent très ouverts. Elles se présentent alors sous forme de silts tourbeux noirs ou même de tourbes franches (FzT) qui forment de vastes surfaces plus ou moins marécageuses.

Leur développement est particulièrement important dans la dépression de Plouray–Langonnet où elles occupent les zones basses et plates associées aux puissantes formations d'altérite. Ces formations se rencontrent également le long du canal de Nantes à Brest, qui emprunte le cours de plusieurs affluents du Blavet. Les rares points d'observation montrent des épaisseurs de 0,40 à 0,60 m, mais localement elles peuvent atteindre de 1,50 m à 2,0 m.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais de carrières.** Ces dépôts sont constitués d'une part par les déblais de la carrière de granulats ouverte dans le Grès armoricain du bois de Conveau, d'autre part par les stériles et rejets de l'usine de matériaux réfractaires exploitant les cornéennes alumineuses de Glomel.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LA SÉDIMENTATION PROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE.

Comme en Bretagne centrale à laquelle le domaine des Montagnes-Noires se rattache directement, la sédimentation d'âge protérozoïque terminal à paléozoïque est marquée par deux discontinuités majeures : l'une entre le Briovérien et l'Arénig, accompagnée par une lacune correspondant probablement à une grande partie du Cambrien (Bonjour, 1988) ; l'autre à la limite Dévonien/Carbonifère, associée à des lacunes partielles et locales au Dévonien supérieur et au Dinantien inférieur (Rolet *et al.*, 1986).

Ces deux discontinuités étaient, jusqu'à ces dernières années, considérées comme la manifestation d'événements orogéniques d'âge respectivement cadomien tardif (Le Corre, 1977) et varisque précoce (la phase bretonne qui sera discutée plus loin). Elles sont aujourd'hui interprétées comme l'empreinte de deux épisodes d'extension crustale :

– l'une correspondant à l'ouverture d'un bassin océanique ou marginal dans le domaine sud-armoricain et à la transgression arénigienne dans le reste du massif ; une géométrie en blocs basculés dans les formations briovériennes et le dépôt des séries rouges initiales, contrôlé par la tectonique et associé à des volcanites, rendent compte des caractéristiques de cette discontinuité (Brun *et al.*, 1991) ;

– l'autre correspondant à l'ouverture en pull-apart du bassin carbonifère central, provoquant le long de sa bordure méridionale instable des mouvements décrochants, normaux et dextres (Rolet *et al.*, 1986) ; cette instabilité entraîne une succession de lacunes et de discordances à la limite dévono-carbonifère et intradinantiennes (Le Gall *et al.*, 1992).

La sédimentation briovérienne en Bretagne centrale est une sédimentation de type molassique post-orogénique (Le Corre, 1977), alimentée par l'abrasion de la chaîne cadomienne du domaine nord-armoricain. Elle est dominée par des turbidites et montre, malgré de nombreuses variations latérales, une évolution globale de maturité de la base au sommet (Chantraine *et al.*, 1982). Dans le secteur de Gourin, le sommet semble marqué par des sédiments plus homogènes (argilo-siltites ardoisières) asso-

ciés à des intercalations conglomératiques (poudingue de Gourin) à caractère fluvio-deltaïque, qui annoncent le comblement du bassin. La première discontinuité se marque par le dépôt syntectonique et discontinu des séries rouges initiales (schistes et grès à passées volcano-sédimentaires dans le secteur de Gourin) qui précèdent la transgression du Grès armoricain.

Cette transgression correspond à l'installation progressive, du Sud au Nord, de la plate-forme du Paléozoïque inférieur (Guillocheau et Rolet, 1982) ; elle est le siège d'une succession de dépôts essentiellement détritiques silico-argileux, localement carbonatés (dans la partie haute de la série) mais ces faciès n'ont pas été repérés dans le secteur de Gourin.

Bien que cette succession contienne, déjà dans sa partie basse, des épisodes volcaniques (dans l'extrémité occidentale de la Bretagne), ce n'est qu'à partir du Givétien que l'instabilité de la plate-forme s'intensifie, entraînant des variations latérales de sédimentation entre des petits bassins plus ou moins isolés ; les épisodes volcaniques, associés à l'ouverture du bassin central, se multiplient à la limite Dévonien/Carbonifère mais aucun témoin de cette activité n'affleure dans le secteur de Gourin.

La sédimentation carbonifère est remarquable par son caractère syntectonique (Guillocheau et Rolet, 1982) et par l'importance du volcanisme, tout de moins dans sa partie basale (Tournaisien à Viséen inférieur), qui manifeste l'instabilité du bassin à cette époque. Le Viséen supérieur marque le stade de maturité du bassin où se dépose une épaisse séquence de turbidites ; la présence de lentilles carbonatées est généralement interprétée comme des olistolites, fragments reliques d'une plate-forme inconnue à l'affleurement. Le bassin se comble au Namurien.

LE MAGMATISME GRANITIQUE

Caractéristiques géochimiques

Un grand nombre d'analyses (de l'ordre de 300) réalisées sur le batholite granitique composite de Pontivy-Rostrenen sont disponibles dans la littérature ; dispersées dans des travaux de diverses thèses, effectuées selon des méthodes différentes, ces analyses sont difficiles à exploiter, d'autant plus que l'attribution des anciennes analyses aux divers faciès aujourd'hui différenciés est souvent hasardeuse. C'est pourquoi, dans le cadre de ses campagnes de recherche minière, la Compagnie générale des matières nucléaires a effectué 150 nouvelles analyses pour les éléments majeurs (voir annexe 2), et 75 pour les éléments traces. Ces échantillons se répartissent sur les cartes à 1/50 000 Rostrenen, Pontivy, Bubry, Plouay et Carhaix et intéressent l'ensemble du batholite.

Famille géochimique	Mz dq	R1			R2	P		L1		L2		L3	
N° échantillon	F12	G1	M13	M14	M21	F4	F10	F16	F34	F39	F38	K13	M56
Localisation	Kemo	Carrière Rosquelvez	Porspine	Moulin le Coronc	Écluse de Coat-Natous	Carrière le Pont-Rouge	Coët-Milin	Carrière Grellec	Coët-Melec	Carrière St-Aunoy	Carrière Penfavé	Lopriac	Kerguézisen
x :	179,8	478,1	178,8	175,55	184,4	173,7	174,6	184,1	181,8	182,0	180,1	169,6	169,7
y :	56,8	75,3	73,5	73,9	70,5	56,6	58,0	58,5	60,6	67,1	67,1	60,6	57,0
Type pétrographique	η	$\rho\gamma^3$			$\rho\gamma^3$ (faciès à cordiérite)	γ^3		γ^2		$g\gamma^2$		γ^2L	
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	54,53	67,30	66,00	66,50	70,77	70,77	71,41	71,13	72,53	71,74	72,51	73,59	74,60
Al ₂ O ₃	17,46	16,02	16,56	16,49	15,39	15,39	15,42	15,44	15,02	15,39	15,15	14,60	14,30
Fe ₂ O ₃	0,77	3,71	3,67	3,87	2,50	0,41	0,31	0,44	0,45	0,51	0,28	0,52	0,60
FeO	6,17	ND	ND	ND	ND	1,13	1,15	1,06	0,58	0,70	0,64	0,34	ND
MgO	4,29	1,32	1,50	0,83	0,83	0,43	0,49	0,41	0,19	0,23	0,19	0,10	0,05
MnO	0,14	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02
CaO	6,51	1,96	2,38	1,30	1,30	1,12	1,11	0,59	0,52	0,47	0,47	0,53	0,44
Na ₂ O	3,11	3,59	3,65	3,61	3,61	3,43	3,83	3,37	3,50	3,47	3,21	4,00	3,78
K ₂ O	2,76	4,27	4,14	4,24	4,24	4,84	4,61	5,07	5,00	4,95	4,57	4,12	4,26
TiO ₂	1,39	0,68	0,74	0,35	0,35	0,34	0,35	0,30	0,18	0,35	0,20	0,12	0,06
P ₂ O ₅	0,16	ND	0,20	0,20	0,20	0,24	0,22	0,18	0,14	0,10	0,19	0,38	0,35
H ₂ O	0,12	1,05	0,55	0,71	0,71	0,19	0,13	0,22	0,17	0,16	0,44	0,30	0,89
Perte feu	1,62	0,17	0,11	0,21	0,21	1,31	1,20	1,44	1,19	1,26	1,79	1,04	0,28
TOTAL	99,03	100,11	99,54	99,65	99,65	99,63	100,26	99,66	99,49	99,35	99,66	99,69	99,63
A/CNK	0,88	1,12	1,12	1,18	1,18	1,19	1,16	1,27	1,25	1,29	1,36	1,21	1,21

ND : élément non dosé

Tableau 1 – Échantillons représentatifs des familles géochimiques définies dans le complexe granitique de Pontivy–Rostrenen par COGÉMA

Remarquons tout d'abord dans le tableau d'analyses des échantillons représentatifs (tabl. 1) que tous les granites du massif appartiennent aux associations peralumineuses (index de Shand : $1,12 \leq A/CNK \leq 1,36$), la diorite quartzique se situant à part, avec les associations métalumineuses.

À l'aide de différents traitements inspirés de F. Debon et P. Lefort (1983) et H. de La Roche (1978, 1986) huit familles géochimiques principales ont été définies :

- d'une part à l'aide de diagrammes de nomenclature dont le diagramme Q-P (La Roche, 1978) présenté en figure 3 ;
- d'autre part à l'aide de diagrammes d'évolution chimique, tel le diagramme Q, B, F (fig. 4) (Debon et Le Fort, 1983) préféré aux autres parce que bien adapté aux associations magmatiques alumineuses.

Enfin, des traitements statistiques ont aussi été mis en œuvre. Les huit familles ainsi définies sont les suivantes (tabl. 2) :

Mzdq. Elle regroupe la diorite quartzique de Plélauff et les enclaves dioritiques dispersées dans les granites de Rostrenen, de Pontivy et du Croisty. Elle se place dans le champ des monzodiorites. Deux sous-familles correspondent à des stocks plus petits liés à la diorite quartzique : E1 regroupe des faciès plus clairs, peut-être contaminés par leur encaissant ; E2 correspond à des enclaves à caractère porphyroïde, proches par leur faciès du granite de Rostrenen.

R1. Elle correspond strictement au granite porphyroïde de Rostrenen (*s.s.* : lobe nord). La distribution intermédiaire, entre Mzdq et R1, du groupe E2 suggère l'existence de mélange entre la diorite quartzique et le granite de Rostrenen.

R2. Elle correspond au granite porphyroïde de Rostrenen, partie sud. Les familles R1 et R2 sont situées toutes les deux dans le champ des granites peu évolués (« monzonitiques ») mais les deux nuages de points sont nettement distincts dans les diagrammes, malgré des différences lithologiques très restreintes ; cette distinction pourrait refléter une différenciation significative entre un granite (Rostrenen nord), davantage lié aux monzodiorites (à affinité calco-alkaline), avec lesquelles il montre des faciès de mélange et un autre (Rostrenen sud) qui pourrait être la souche du processus d'évolution menant aux différents leucogranites (à caractère aluminopotassique).

P1 et P2. Elles constituent un ensemble (**P**) composite, regroupant les faciès à deux micas hétérogènes, disséminés dans tout le complexe granitique, les leucogranites homogènes de Malguenac et Séglien (Pontivy *s.l.*) ainsi que le granite à biotite du Croisty. Bien que plus enraciné dans le champ des granites précédents (Rostrenen *s.s.*) cet ensemble se distingue

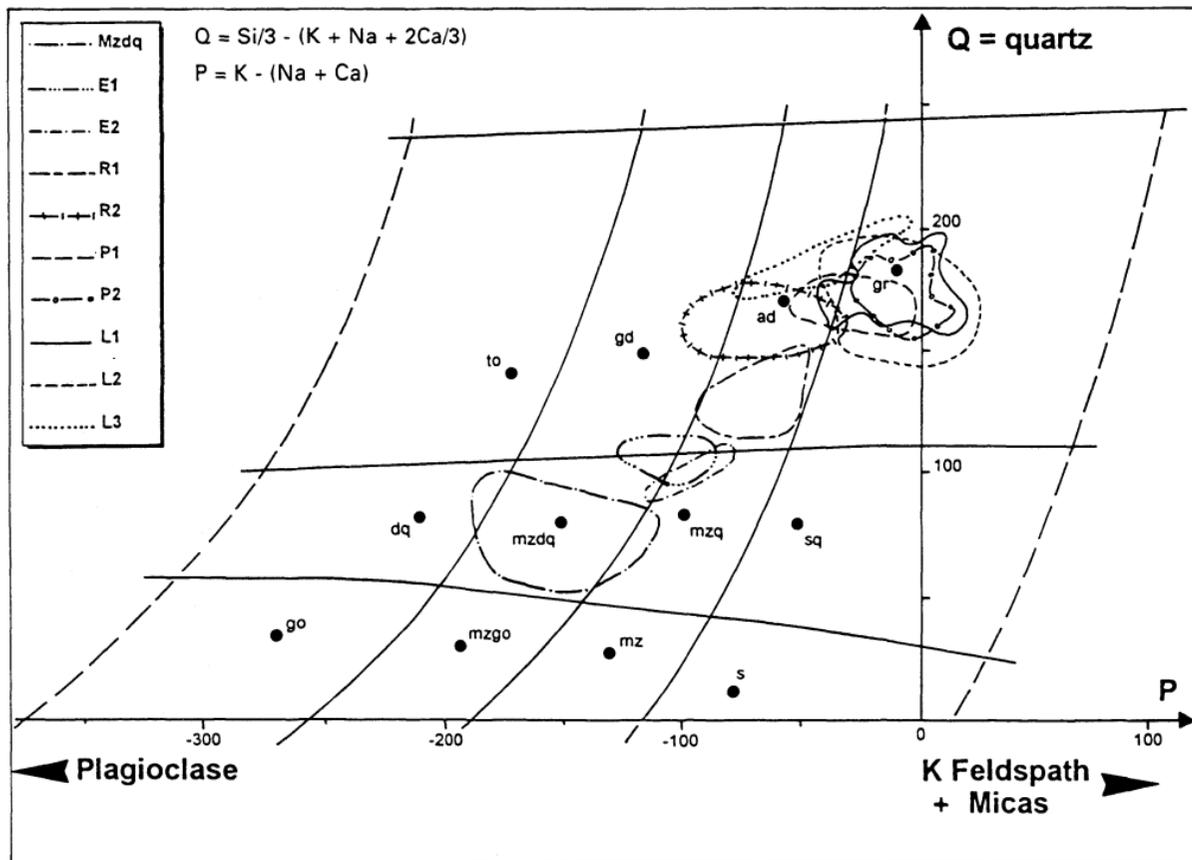


Fig. 3 - Distribution des échantillons du complexe granitique de Pontivy - Rostrenen dans le diagramme Q-P (La Roche, 1978)

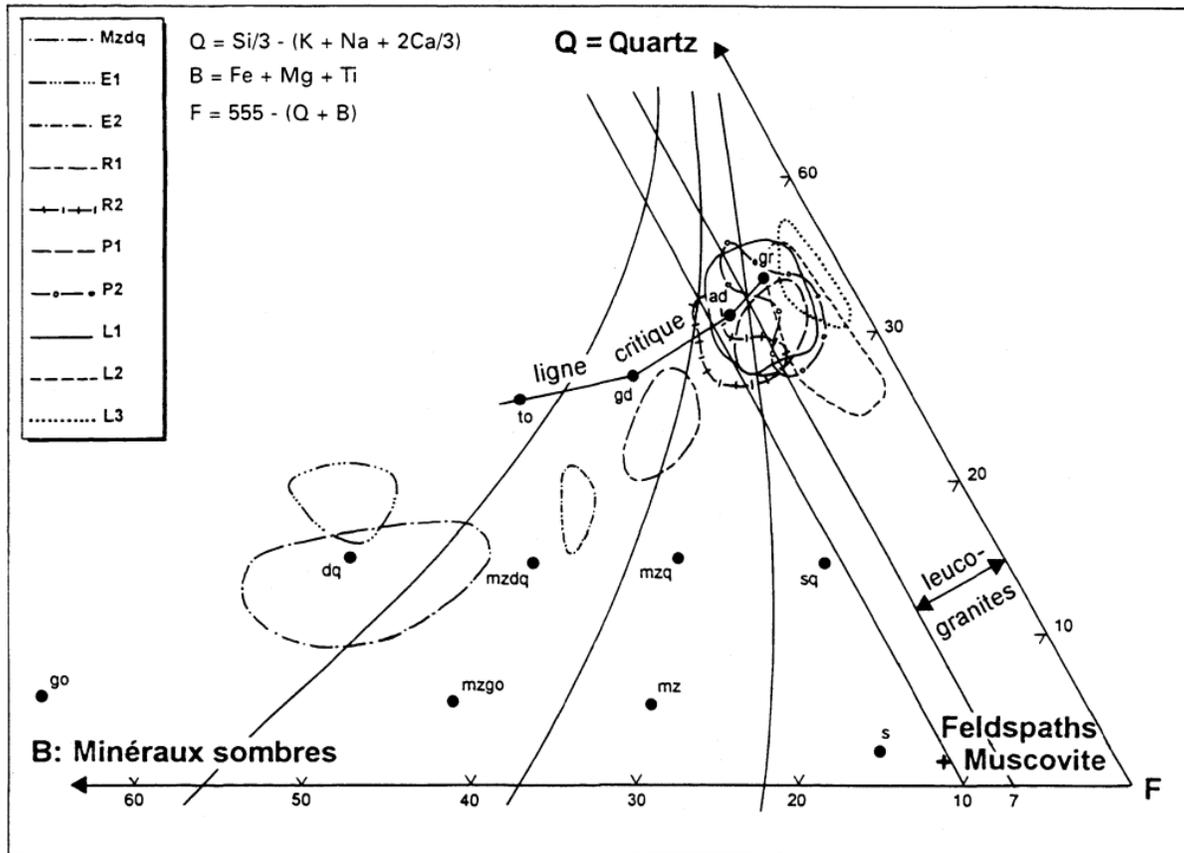


Fig. 4 - Distribution des échantillons du complexe granitique de Pontivy - Rostrenen dans le diagramme Q-B-F (Debon et Lefort, 1983)

Types pétrographiques distingués pour la sélection des échantillons (COGÉMA)	Familles géochimiques définies à partir des diagrammes (COGÉMA)	Formations cartographiées sur la feuille Rostrenen (BRGM)
Granodiorite de Plélauff	Mzdq : monzodiorite quartzique E1 : monzodiorite quartzique à faciès clair E2 : enclaves porphyroïdes hétérogènes	η : diorite et microdiorite quartzique de Plélauff
Granite fin à biotite de Langoëlan	éclaté entre plusieurs familles	non individualisé
Granite porphyroïde de Rostrenen	R1 : granite de Rostrenen nord R2 : granite de Rostrenen sud ou Gouarec	$\rho\gamma^3$: granite porphyroïde de Rostrenen $\rho\gamma^3$: granite porphyroïde et leucogranite mélangés $\rho\gamma^3$: faciès à cordiérite abondante
Granite porphyroïde à biotite \pm muscovite de Séglien-Croisty Granite porphyroïde à deux micas de Malguénac	P1 : granite de Séglien-Croisty-Malguénac P2 : évolution interne à l'ensemble P	γ^3 : granite porphyroïde à biotite du Croisty $\rho\gamma^2$: granite porphyroïde à deux micas de Pontivy s.s.
Granite fin à deux micas de Locmalo	L1 : granite fin de Locmalo	γ^2 : granite à grain fin, à 2 micas (bt > mus)
Granite intermédiaire de Locmaria Granite grossier à deux micas de Locuon Granite grossier à deux micas de Bubry	L2 : ensemble hétérogène de Pontivy-Bubry	γ^2 : granite à deux micas à grain moyen, homogène ou mélangé $g\gamma^3$: granite à deux micas grossier, homogène ou mélangé
Granite de Langonnet à deux micas	L3 : granite de Langonnet	γ^2L : leucogranite de Langonnet

Tableau 2 – Correspondance entre les faciès pétrographiques du complexe granitique de Pontivy-Rostrenen et les familles géochimiques définies par COGÉMA

difficilement des deux familles suivantes et essentiellement par leur faciès plus calcique.

L1 et L2. Elles définissent deux familles séparées dans l'espace : la première groupant les faciès fins homogènes à deux micas présents aussi bien au sein du massif de Rostrenen que du massif de Pontivy, sous des aspects plutôt tardifs ; la seconde correspondant aux leucogranites de la bordure méridionale du complexe granitique (granite de Bubry), où elle est associée avec la famille précédente et affectée par les déformations de la zone broyée sud-armoricaine. Ces deux familles montrent déjà un caractère sodi-potassique plus évolué.

L3. Enfin, représente l'ensemble bien spécifique du leucogranite de Langonnet dont le caractère siliceux, albitique (albitisé ?), à mica blanc dominant, se manifeste dans tous les diagrammes examinés. Ce type de granite très évolué est bien connu dans toute la chaîne varisque.

Ces résultats montrent une excellente adéquation, à quelques nuances près, entre les familles pétrologiques et les familles géochimiques ; cette adéquation est d'autant meilleure qu'elle concerne des familles homogènes (fig. 5).

Typologie et genèse des granites

Cette typologie a été réalisée, dans le cadre de la seule feuille Rostrenen, sur la base de la composition chimique des biotites des différentes familles de granite. Cette composition reflète en effet la paragenèse des granites et donc leur affinité géochimique globale. Les analyses (effectuées à la microsonde électronique) sont reportées dans le diagramme discriminant de H. Nachit *et al.* (1985) qui s'avère particulièrement efficace ; il oppose les variations de Mg et Al dans la formule structurale des biotites à la condition que celles-ci soient fraîches (conditions normalisées par les auteurs et respectées dans cette étude).

Ce diagramme (fig. 6) distribue les échantillons en trois groupes très bien définis et identifiés :

- un groupe correspondant strictement aux échantillons de la diorite de Plélauff, en massif ou en enclave. Il appartient typiquement aux associations calco-calcalines ;
- un groupe très dense, composite, comprenant la majorité des granites du massif de Rostrenen-Pontivy : granites de Rostrenen (massifs nord et sud), granite du Croisty et les différents leucogranites de Pontivy. Ce groupe se situe dans le champ des associations alumino-potassiques mésocrates (type Guéret à biotite et cordiérite). Cependant, se distinguant légèrement de cet ensemble, les leucogranites à grain fin, souvent en petits stocks d'aspect

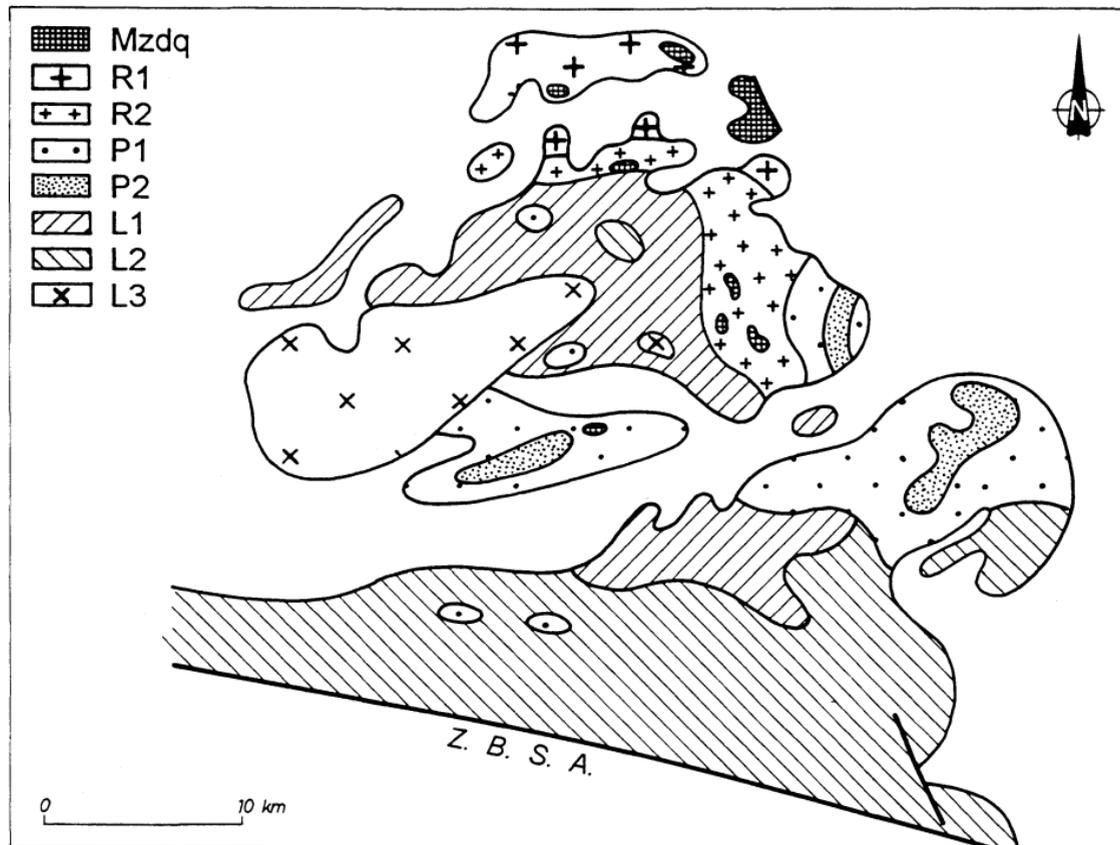


Fig. 5 - Répartition cartographique des familles géochimiques mises en évidence dans le complexe granitique de Pontivy - Rostrenen (document COGEMA inédit)

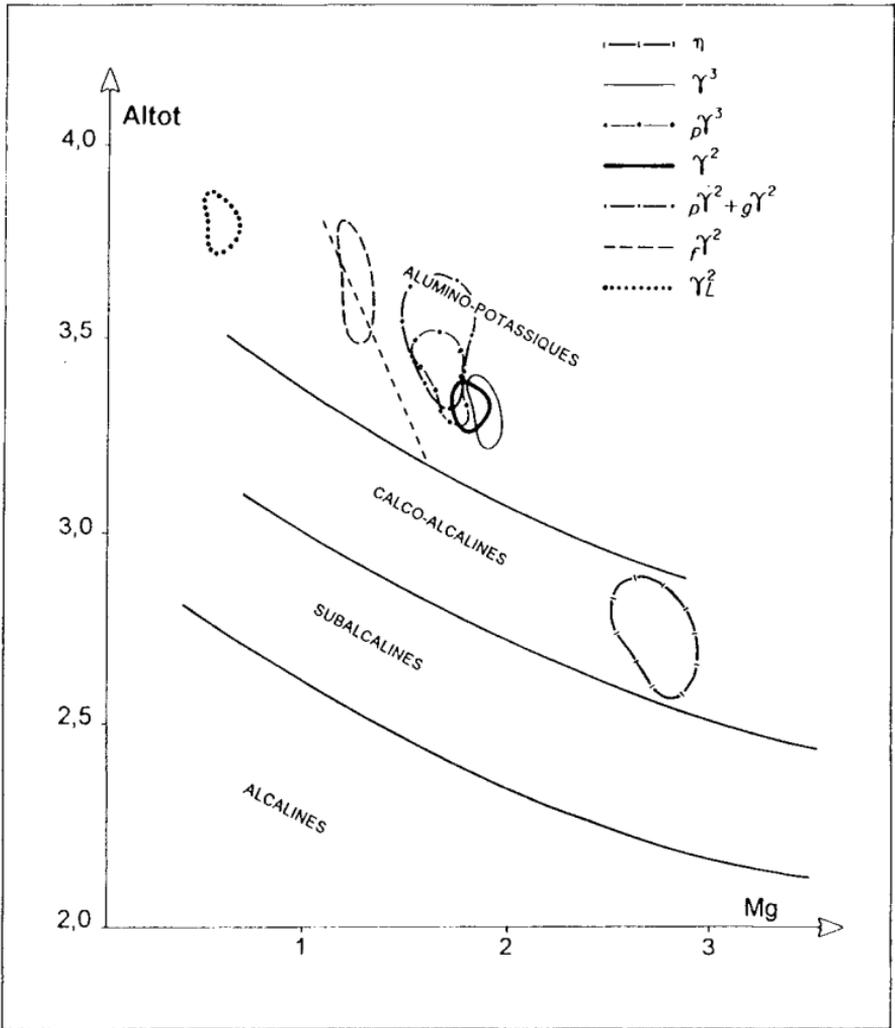


Fig. 6 - Distribution des échantillons (analyses des biotites) du complexe granitique de Pontivy - Rostrenen dans le diagramme Al-Mg (Nachit et al., 1985)

tardif, se disposent à la limite des associations aluminopotassiques méso-crates et leucocrates ;

– un groupe représentant uniquement le leucogranite de Langonnet, nettement séparé de l'ensemble précédent dans le champ des associations aluminées leucocrates.

Ces résultats confirment le caractère peralumineux (associations aluminopotassiques) des granites du massif de Rostrenen–Pontivy, à l'exception des diorites quartziques à affinité calco-alcaline, mais ils remettent en question l'hypothèse d'une succession magmatique continue en mettant en évidence trois groupes distincts dont la parenté n'est pas assurée.

L'existence de zones centrales de mélange (à l'aplomb des voies d'accès des magmas ? voir plus loin) et de lobes plus homogènes en périphérie, suggère cependant une alimentation discontinue par des magmas de plus en plus contaminés à partir d'une même souche d'origine mantellique. Cette souche, dont peut être issue la diorite quartzique, pourrait initier, en base de croûte, l'anatexie nécessaire à la genèse du massif de granite, la composante crustale des magmas hybrides successifs devenant de plus en plus prépondérante (des granites aux leucogranites). Le rapport initial anormalement bas des isotopes du strontium (voir ci-dessous) témoignerait de la rémanence de cette souche juvénile dans l'ensemble du batholite, à l'exception sans doute du leucogranite de Langonnet, nettement distinct et tardif (Euzen, 1993).

Chronologie des granites

L'âge des leucogranites intrusifs dans le Briovérien de Bretagne centrale et associés au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain présente un intérêt tout particulier pour deux raisons :

– d'une part, ces leucogranites sont reconnus syntectoniques de la déformation qui affecte le Briovérien (Hammer et Vignerresse, 1980) et cette déformation est la même que celle qui affecte le Paléozoïque inférieur des synclinaux du Sud de Rennes (Hammer *et al.*, 1982) ;

– d'autre part, cette déformation est un élément essentiel de la discussion sur l'existence d'une « phase bretonne », antérieure à l'ouverture du bassin carbonifère central, et argumentée dans le domaine ouest-breton (Rolet, 1982).

C'est dans ce double objectif que de nouvelles datations ont été entreprises, après qu'une datation, réalisée par J.J. Peucat *et al.* (1979) par la méthode Rb/Sr, ait donné une bonne isochrone à 344 ± 8 Ma sur le leucogranite de Pontivy, avec un rapport initial de 0,705. Cet âge, qui correspond environ à la limite Tournaisien/Viséen, a été interprété comme

l'âge de la mise en place du leucogranite ; cependant le rapport initial de 0,705, anormalement bas pour des magmas d'origine crustale, pose un problème non résolu : caractères spécifiques de la source ayant subi l'anatexie ou mélange avec des magmas juvéniles profonds ?

Les nouvelles datations ont été réalisées sur zircons, d'abord par COGÉMA (méthode U/Pb mise en œuvre par J.R. Lancelot au CNRS Montpellier) puis par le BRGM (méthode Pb/Pb mise en œuvre par J.Y. Calvez et A. Cocherie au BRGM Orléans). Malheureusement, ces deux méthodes n'ont pas permis de dater les leucogranites, les résultats analytiques n'étant pas significatifs, souvent à cause des problèmes d'héritage. C'est le cas en particulier pour le granite de Langonnet où a été mis en évidence un matériel hérité, daté autour de 2 800 Ma ! (annexe 3).

Cependant, les granites à biotite ainsi que la diorite quartzique ont pu être datés par ces méthodes qui donnent les résultats suivants (annexe 3, sauf datations U/Pb inédites) :

– diorite quartzique de Plélauff (U/Pb)	328 ± 12 Ma
– granite de Rostrenen nord (U/Pb)	323 ± 4 Ma
– granite de Rostrenen nord (Pb/Pb)	310 ± 11 Ma et 372 ± 9 Ma
– granite de Rostrenen sud (Pb/Pb)	314 ± 16 Ma
– granite du Croisty (Pb/Pb)	318 ± 23 Ma

Comme souvent dans les matériaux d'origine crustale, ces résultats sont complexes mais indiquent probablement une mise en place relativement récente, autour de 310-320 Ma, pour cette famille de granites ; cet âge qui se situe à peu près à la limite Namurien/Westphalien est en conformité avec le caractère intrusif du granite de Rostrenen dans le bassin central d'âge viséen supérieur à namurien inférieur (Doubinger et Pelhâte, 1976).

En conclusion, les datations isotopiques aujourd'hui disponibles tendraient à confirmer la succession suggérée par J.J. Peucat *et al.* (1979) et E. Marcoux (1982) :

- ensemble leucogranitique précoce (350-340 Ma) ;
- granites à biotite namuro-westphaliens (320-310 Ma) ;
- le caractère terminal du leucogranite de Langonnet ne semblant pas faire de doute, malgré l'absence d'arguments radiométriques.

Cette succession, qui avait déjà fait, auparavant, l'objet de nombreuses discussions après que C. Barrois (1884), eut posé le problème, est aujourd'hui remise en question sur des faits de terrain et sur des arguments géochimiques et géochronologiques :

- d'une part, les associations et les imbrications des granites à biotite et des leucogranites (à l'exception du granite tardif de Langonnet) dans les zones de mélange de faciès (autour de Mellionec en particulier) suggèrent davantage, soit une simultanéité de leurs mises en place, soit une succession continue à l'état encore visqueux ; ces résultats semblant éliminer la possibilité de deux phases distinctes (345 et 315 Ma) d'intrusions granitiques ;
- d'autre part, des travaux récents (Euzen, 1993) montrent que, dans le diagramme Rb/Sr, les points représentatifs des granites à biotite se placent sur l'ancienne isochrone des leucogranites ; bien que ces points soient proches de l'origine, ces résultats tendent à argumenter la liaison génétique entre les différents granites et la continuité de leur succession.

Ces observations contradictoires montrent que la chronologie des granites qui forment le massif composite de Rostrenen–Pontivy n'est pas encore établie de manière claire :

- soit il s'est mis en place au cours de deux phases distinctes, l'une « bretonne » précoce, l'autre carbonifère terminal ; l'écart du temps entre ces deux phases rend alors difficile l'explication des mélanges magmatiques ;
- soit il s'est mis en place au cours d'une évolution continue, qui ne peut être que namuro-westphalienne ; cet âge remet alors en question la signification de l'isochrone et l'existence de la phase bretonne.

Le travail récent de T. Euzen (1993) établit une chronologie relative de la mise en place du complexe de Rostrenen–Pontivy en mettant en évidence trois épisodes d'activité magmatique :

- un premier épisode est lié, au cours du rééquilibrage post-épaississement de la croûte, à une fusion de grande ampleur qui produit un volume important de magmas crustaux de type leucogranitique ;
- un deuxième épisode est associé à l'ascension dans la croûte de magmas juvéniles qui provoquent une fusion localisée et qui produisent des magmas hybrides de type granodioritique (Plélauff–Rostrenen) ;
- un troisième épisode correspond à la mise en place du leucogranite de Langonnet dont la source crustale est très différente de celle des deux épisodes précédents.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ET MISE EN PLACE DES GRANITES

CARACTÉRISTIQUES TECTONO-MÉTAMORPHIQUES DU BRIOVÉRIEN ET DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR

Dans toute la partie ouest de la Bretagne centrale, les formations du Briovérien et du Paléozoïque inférieur sont affectées par une déformation homogène qui montre, à l'échelle régionale, un gradient décroissant d'intensité du Sud vers le Nord, c'est-à-dire de la zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.) vers le bassin carbonifère central.

Au Sud, dans le Briovérien, cette déformation se manifeste par une foliation très redressée, orientée N80°E en moyenne (sauf à l'approche des massifs de granites où elle s'accorde à leurs bordures) ; cette foliation porte une linéation d'étirement, à pendage faible, marquée par les minéraux de métamorphisme, biotite et/ou staurotide.

Vers le Nord, toujours dans le Briovérien, cette foliation, qui transpose totalement les structures sédimentaires originelles, passe à une foliation à biotite seule (\pm muscovite), puis à une schistosité à chlorite et muscovite, plan axial de plis droits et ouverts.

Dans le Paléozoïque des Montagnes-Noires, la déformation présente une croissance localisée d'intensité, associée au cisaillement marquant le contact Briovérien/Paléozoïque. Elle se manifeste par une schistosité pénétrative à chlorite-muscovite, auxquelles s'ajoute dans les niveaux à composition alumineuse, le chloritoïde ; cette paragenèse est ici typique du Paléozoïque inférieur. À cette schistosité sont associés des plis, à tendance isoclinal, dont les axes présentent des plongements dispersés, souvent très redressés ; les linéations d'étirement, de nouveau bien marquées, d'attitude assez constante, ont tendance à se grouper vers un maximum penté vers l'Est. D'après J.R. Darboux et B. Le Gall (1988), l'ensemble de ces structures peut s'intégrer dans un régime de déformation progressive, non coaxiale, compatible avec le fonctionnement d'un cisaillement ductile dextre. Ce dernier s'effectue selon un plan quasi vertical dont la direction N80°E est soulignée par le relief linéamentaire des Montagnes-Noires. À l'échelle de la carte, la structure anticlinale de la Montagne (Sud Plévin), à axe très redressé, peut être considérée comme semblable aux plis décrits ci-dessus, et le boudinage du Grès armoricain sur le flanc sud des Montagnes-Noires peut être mis en relation avec les coulissages transcurrents.

CARACTÈRES DU BASSIN CARBONIFÈRE CENTRAL

Les formations carbonifères sont affectées par une schistosité ardoisière dans les niveaux pélitiques, très redressée et orientée N80°E, qui passe à une schistosité plus fruste dans les niveaux gréseux ; elle est associée à des plis droits plus ou moins ouverts, d'échelle hectométrique à kilométrique, déjetés vers le Nord sur la bordure méridionale du bassin ; la linéation d'intersection S0/S1, correspondant aux axes des plis, est très proche de l'horizontale et aucune linéation d'étirement n'est décelable dans ces formations. Il faut noter cependant que, sur la feuille Rostrenen, n'affleurent que les formations d'âge viséen supérieur à namurien inférieur ; sur la feuille voisine Gourin, B. Le Gall (*in* Le Gall et coll., 1992) observe un étirement bien exprimé dans les formations sous-jacentes d'âge tournaisien supérieur à viséen inférieur, qui disparaît progressivement en s'écartant de la bordure du bassin.

Le problème se pose donc de la cohérence de ces déformations avec celles mises en évidence dans le Briovérien et le Paléozoïque inférieur, deux hypothèses s'affrontant :

- évolution continue du Sud vers le Nord selon une intensité décroissante jusque dans le bassin central, avec gradient local dans les Montagnes-Noires (Le Gall *et al.*, 1992) ;
- discontinuité structurale entre le bassin central et les Montagnes-Noires, accident le long duquel s'affrontent les deux domaines d'âges différents (Rolet *et al.*, 1986).

LE CISAILLEMENT DES MONTAGNES-NOIRES

Le trait structural majeur de la région étudiée est l'accident décrochant des Montagnes-Noires ; cet accident jalonne le contact entre le Briovérien et le Paléozoïque depuis le « bec de Brie » à l'Ouest dans la région de Quimper ; vers l'Est, au niveau de Gourin-Rostrenen, il semble relayé par l'accident situé au contact Dévonien/Carbonifère dans la partie orientale du bassin central.

Ce cisaillement, ductile dextre, se manifeste de manière claire dans les formations paléozoïques inférieures des Montagnes-Noires (voir ci-dessus) ; si son importance est aujourd'hui reconnue, sa signification est controversée car elle est liée au problème régional de la « phase bretonne », c'est-à-dire à l'éventuelle existence d'un épisode de déformation, en contexte compressif, à la limite Dévonien/Carbonifère, avant l'ouverture en pull-apart du bassin central (Darboux *et al.*, 1977).

Le point sur ce problème a été fait il y a une dizaine d'années par J. Rolet (1982). En s'appuyant essentiellement sur les travaux réalisés sur le flanc nord du bassin (région de Huelgoat), cet auteur admet l'existence de cet épisode tectonique (phase bretonne) sur les arguments essentiels suivants :

- la discordance cartographique entre le Carbonifère du bassin central et son encaissant siluro-dévonien ;
- la présence, dans le Siluro-Dévonien d'une structuration polyphasée, absente dans les formations carbonifères ;
- la datation à 335 ± 15 Ma (Rb/Sr) du granite de Huelgoat (Peucat *et al.*, 1979), intrusif dans les formations siluro-dévonienne. Les études reprises sur le flanc sud du bassin par B. Le Gall, dans le cadre du levé de la feuille voisine, vont à l'encontre de ces conclusions. Cet auteur ne met en évidence aucune structuration propre au Siluro-Dévonien et considère que les caractères observés résultent d'une déformation progressive à caractère décrochevauchant d'âge carbonifère terminal (Darboux et Le Gall, 1988).

Sans que l'étude du secteur Gourin-Rostrenen n'apporte d'arguments nouveaux, on peut remarquer cependant que sur le flanc sud du bassin central, l'empreinte du cisaillement rend difficile la distinction entre discordance structurale et gradient élevé de déformation (voir ci-dessus le problème des linéations d'étirement).

Il semble donc que le flanc nord du bassin central, où est intrusif en outre le granite de Huelgoat, soit plus favorable aux discussions concernant le problème de la phase bretonne dans le domaine ouest-breton, qui à notre avis n'est pas encore résolu.

ARCHITECTURE DU MASSIF DE GRANITE

Le massif de Rostrenen (*sensu lato*) constitue un complexe associant différents granites allant de diorites quartziques (Plélauff) à des leucogranites albitiques (Langonnet). La cartographie de ces divers types expose l'architecture bien spécifique de ce massif, dont les traits majeurs sont :

- d'une part un dispositif structural plus ou moins zoné avec un cœur confus, où s'imbriquent les divers types granitiques entre eux et avec l'encaissant métamorphique (région de Mellionec), et un domaine périphérique où se localisent les ensembles homogènes :

- le granite de Rostrenen (*s.s.*) au Nord,
- le granite du Croisty au Sud,
- le leucogranite de Malguenac à l'Est,
- le leucogranite de Langonnet, à l'Ouest ;

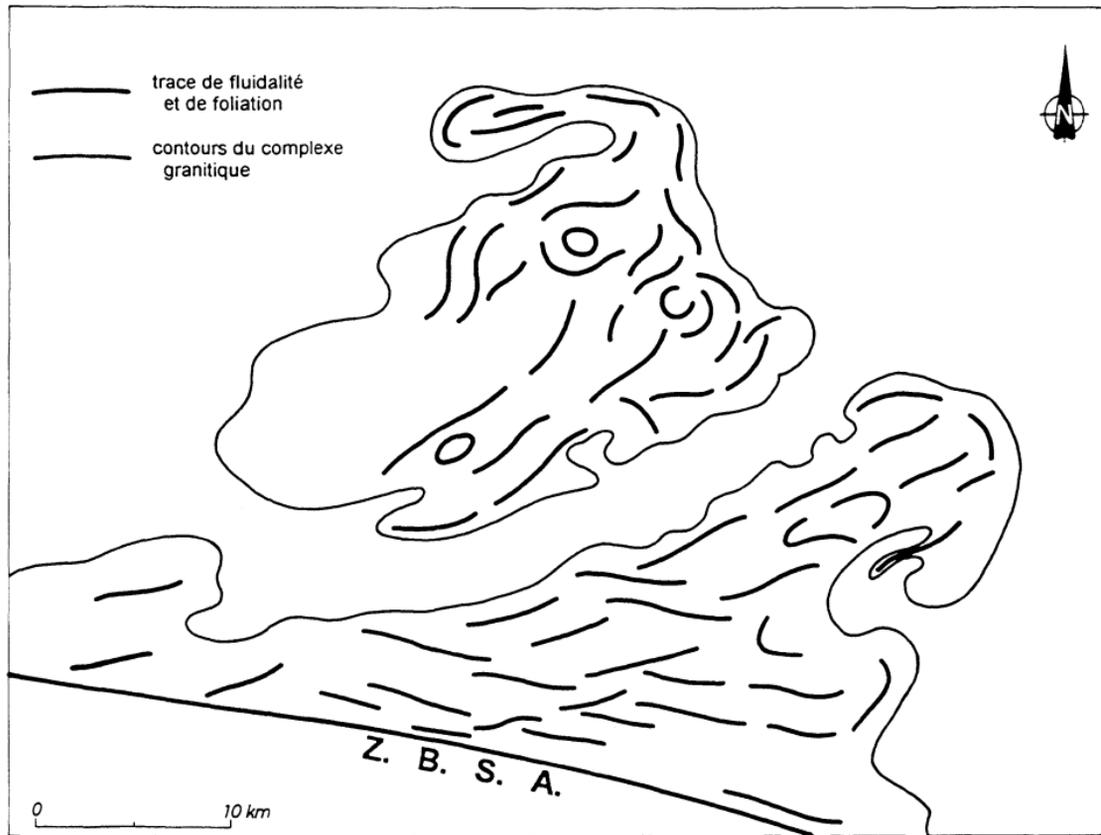


Fig. 7 - Carte des fluidalités magmatiques et des foliations tectoniques dans le complexe granitique de Pontivy - Rostrenen d'après F. Lemeille (inédit), modifié dans le massif de Rostrenen

– d'autre part une disposition plus ou moins radiale des orientations structurales de ces ensembles, variant de NNW-SSE à l'Est (Malguenac), ENE-WSW à l'Ouest (Croisty, Langonnet) et E-W au Nord (Rostrenen *s.s.*).

La carte des traces de fluidalités magmatiques (fig. 7) a été établie à l'échelle de l'ensemble Rostrenen–Pontivy par COGÉMA, essentiellement à partir de l'orientation des phénocristaux et à l'exception du massif tardif de Langonnet où elles sont très peu apparentes. Cette carte concorde généralement avec nos données, plus rares, mais confond localement fluidalité et foliation ; ainsi, par exemple, les structures planaires présentes dans le granite du Croisty sont typiquement mylonitiques. Etant donné le caractère progressif de cette transition fluidalité-foliation (Gapais, 1989) cette carte demeure significative. Elle permet de tracer des trajectoires de toutes ces structures planaires intragranitiques qui confirment et précisent la structure du massif.

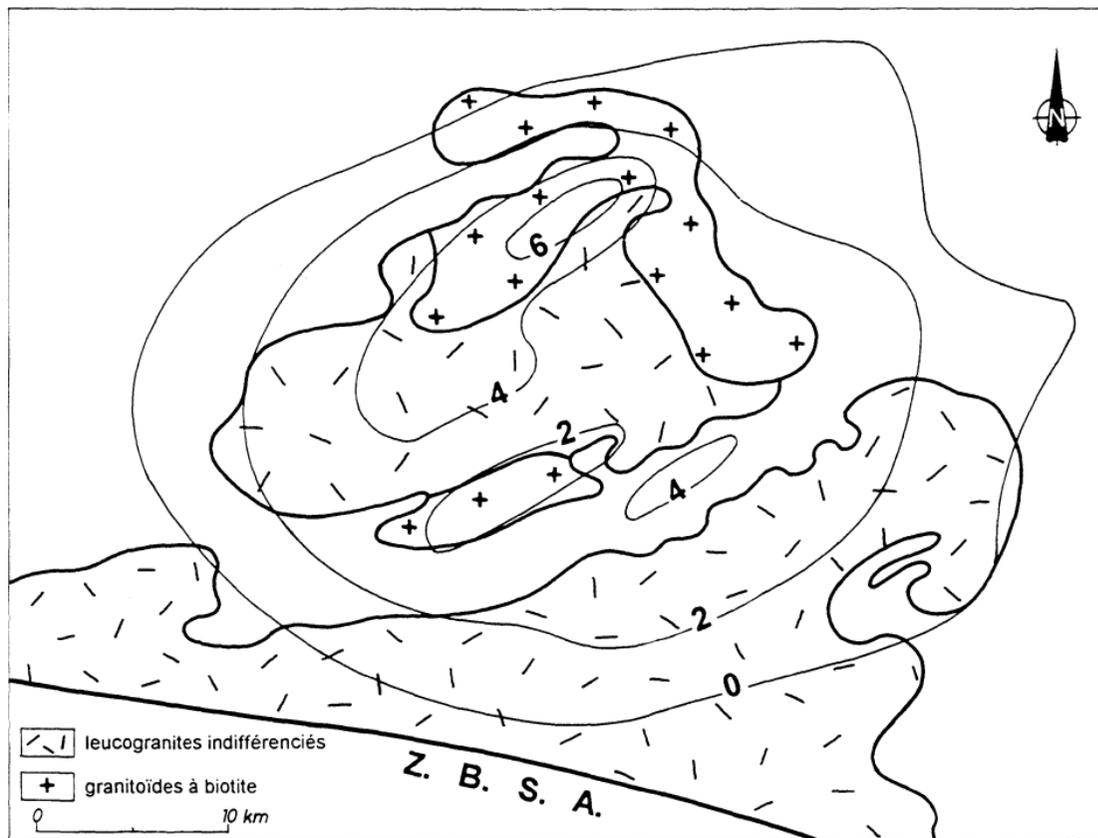
On observe la disposition grossièrement concentrique des trajectoires, parallèles aux bordures, à la périphérie du massif de Rostrenen (*s.l.*), sans qu'aucune discordance structurale notable ne puisse être mise en évidence, même autour du leucogranite de Langonnet où les trajectoires s'accordent aux bordures du massif.

On observe également, au cœur du massif de Rostrenen (*s.l.*) deux zones où les trajectoires s'enroulent en structures circulaires : l'une est centrée sur Mellionec (feuille Rostrenen), l'autre est située au Sud de Langoëlan (feuille Pontivy). Cartographiquement, ces deux zones sont remarquables par l'imbrication complexe de types granitiques variés qu'elles comportent. Une troisième zone de même aspect semble se trouver dans la partie nord du leucogranite de Pontivy. On peut remarquer que ces trois zones sont alignées selon une orientation approximative NW-SE.

Enfin, dans la partie sud du leucogranite de Pontivy, on observe qu'à l'approche de la zone broyée sud-armoricaine, les structures planaires intragranitiques se parallélisent à l'accident orienté N110°E, en même temps que leur nature évolue, d'une fluidalité magmatique à une foliation tectonique, selon le modèle de D. Gapais (1989) : déformation progressive et décroissance thermique.

MODÉLISATION GRAVIMÉTRIQUE

L'interprétation gravimétrique a été effectuée par J.L. Vignerresse dans le cadre de sa thèse. Le traitement des données disponible permettent une assez bonne approximation de la géométrie des batholites et de leurs



**Fig. 8 - Enracinement du complexe granitique de Pontivy - Rostrenen d'après les données gravimétriques (Vignerresse, 1983).
 Contours de la profondeur estimée (en km) du plancher du batholite**

profondeurs d'enracinement. Les résultats doivent cependant être considérés de manière relative, car l'erreur sur les profondeurs peut être de l'ordre du kilomètre ; elle est due essentiellement à l'incertitude sur les contrastes de densité, choisis pour le calcul, entre les batholites et leur encaissant.

La carte des massifs de Rostrenen et de Pontivy (fig. 8) schématise les résultats : elle globalise l'ensemble du batholite, suggérant que le couloir qui sépare les deux massifs en surface (couloir de Guéméné) n'a pas d'extension en profondeur, bien qu'il corresponde probablement à un accident important, orienté N60°E, senestre et conjugué du cisaillement sud-armoricain (Vignerresse, 1983).

La carte montre en outre que le batholite de Pontivy-Rostrenen, dans sa globalité, n'est pas enraciné, contrairement aux hypothèses antérieures, dans la zone broyée sud-armoricaine et que sa profondeur d'enracinement est relativement faible (< 10 km) comme celle des autres massifs jalonnant cette zone broyée (Vignerresse, 1983). Les racines probables du batholite se trouvent plus au Nord, la plus claire (- 6 km) située au-dessous de la région de Mellionnec, une autre moins nette (- 4 km) étant à l'aplomb du couloir de Guéméné. Remarquons enfin que la zone d'enracinement maximum correspond, assez bien, à la principale structure circulaire mise en évidence au sein du massif, associée à un mélange complexe des divers types de granite (voir ci-dessus).

MISE EN PLACE DES MASSIFS DE GRANITE

Le caractère syntectonique de la mise en place des granites de Bretagne centrale jalonnant la zone broyée sud armoricaine est reconnue depuis une dizaine d'années (Hammer et Vignerresse, 1980 ; Hammer *et al.*, 1982 ; Vignerresse et Brun, 1983). Ces massifs sont interprétés comme des diapirs dont l'intrusion est associée à la déformation régionale, elle-même étant contrôlée par le cisaillement, ductile et dextre, sud-armoricain, orienté N110°E (Choukroune *et al.*, 1983).

Les observations, effectuées autour du massif composite de Pontivy-Rostrenen, permettent de compléter cette interprétation. Les structures des formations briovériennes encaissantes, orientées généralement N80°E, s'accordent aux bordures du massif orientées N40°E et N60°E environ. Ainsi, au Nord-Ouest, les formations briovériennes de la région de Gourin sont rebroussées jusque dans la région de Rostrenen en prenant en biais l'extrémité orientale des Montagnes-Noires, le contact se faisant par un accident senestre orienté N40°E. Sur la feuille Pontivy voisine (Dadet et coll., 1988), le couloir de Guéméné, qui constitue la bordure sud-est du massif, est décrit comme un cisaillement ductile senestre, orienté N60°E.

De part et d'autre du massif de granite, des observations similaires peuvent être faites : les paragenèses à staurotide sont souvent blindées dans des paragenèses à biotite et sillimanite ou andalousite suivant la proximité du granite, et montrent des critères décrochants senestres dans les structures polyphasées, ces dernières, de type C-S, pouvant être générées au cours d'une déformation progressive.

Ainsi, si l'on retient l'hypothèse d'une intrusion diapirique du pluton, associée au jeu de la zone broyée sud-armoricaine (selon le modèle gonflement-cisaillement de J.P. Brun, 1981), on constate qu'il est en outre bordé de part et d'autre par des cisaillements ductiles senestres, conjugués des cisaillements dextres principaux. Cette disposition des accidents suggère alors une mise en place diapirique en pull-apart ; compte tenu des orientations respectives des deux familles de fractures (N80 à 110°E et N40 à 60°E), la direction de la contrainte principale devait se situer autour de N140-150°E (Vignerresse, 1983) ; à cette direction, qui est celle des ouvertures en extension dans ce système de contraintes, correspond l'alignement, souligné ci-dessus, des structures intragranitiques circulaires, (comme la zone de Mellionec) qui pourraient alors être les traces en surface des racines profondes du pluton.

LE MÉTAMORPHISME AU CONTACT DU MASSIF DE GRANITE

Les observations décrites ci-dessus dans les structures polyphasées de l'encaissant métamorphique briovérien (paragenèses à sillimanite ou andalousite surimposées aux paragenèses à staurotide) sont liées à l'auréole thermique du massif de granite lors de son intrusion dans un encaissant déjà mésozonal. Les paragenèses précoces sont semblables à celles du domaine briovérien méridional, les paragenèses tardives étant dues à l'effet thermique des intrusions ; ces faciès résultent d'une évolution métamorphique polyphasée associée à une déformation cisailante progressive dans les structures ductiles bordant le batholite. Dans les zones plus périphériques de l'encaissant, les effets thermiques « de contact » sont plus évidents : les schistes tachetés à andalousite se développent largement, en particulier dans la zone à chlorite-muscovite des Montagnes-Noires. Dans les vastes enclaves ou lambeaux de toit de la partie centrale du massif, le recuit métamorphique est particulièrement intense (peut être à cause de la proximité du granite de Rostrenen) ; les faciès y sont assez variés suivant la nature originelle des roches mais dominés par des cornéennes à andalousite ou sillimanite et souvent grenat ou cordiérite, les roches basiques étant transformées en cornéennes à hornblende et pyroxène. L'attribution de ces terrains à telle ou telle formation briovérienne ou paléozoïque, qui a parfois été tentée, apparaît très hasardeuse, à l'exception de la bande orientée SW-NE qui prolonge les formations briovériennes de Gourin vers

Rostrenen et qui contient des intercalations conglomératiques caractéristiques, de type poudingue de Gourin.

Dans ces faciès, internes au massif de granite, des paragenèses relicuelles méso- à catazonales (avec parfois début de fusion partielle) ont pu être considérées comme les témoins d'une histoire ancienne (Giret, 1975) ; elles sont aujourd'hui interprétées comme celles décrites dans les structures ductiles bordières du batholite.

LA FRACTURATION DANS LE MASSIF DE GRANITE

Le massif de granite est affecté par une importante fracturation, postérieure à sa mise en place dont le dernier épisode est l'intrusion de Langonnet.

Parallèlement à l'orientation de ce dernier massif, N60°E, la faille de Ploërdut (coin sud-est de la carte) pourrait être relativement précoce ; elle s'inscrit au sein de mylonites chaudes affectant le granite du Croisty (alors que les lames de leucogranites situées plus à l'Est ne sont pas déformées) et provoque la formation de brèches silicifiées, hydrothermalites et filons de quartz.

Les cataclasites, développées le long de la bordure nord-ouest du granite entre Glomel et Langonnet, se surimposent au cisaillement ductile précoce de l'encaissant briovérien ; des déformations importantes sont également reconnues dans les formations paléozoïques (carrières de Guerphales, voir « Substances utiles, carrières »). À l'intérieur du massif, le couloir allant de Langonnet à Rostrenen, orienté N40°E, est très probablement jalonné par plusieurs failles ; elles sont difficiles à détecter sur le terrain mais sont mises en évidence localement : dans le petit gîte de Ker-Sainte-Anne (Ouest de Plouray) par exemple, l'altération hydrothermale kaolinique atteint jusqu'à 60 m de profondeur. La reprise tardive de ces failles est probablement responsable de la dépression connue sous le nom du bassin de Plouray-Langonnet, soit en favorisant une altération pénétrative importante (supérieure à 30 m localement), soit en occasionnant un affaissement, permettant de préserver l'ancienne surface d'érosion. Quoiqu'il en soit, il est très probable que ces failles ont eu des rejeux récents.

Enfin, le granite est traversé par un faisceau de fractures, orientées N150°E environ et jalonnées par des brèches silicifiées et des filons de quartz ; ces fractures, nombreuses dans la partie centrale du massif, appartiennent à une famille reconnue dans tout le Massif armoricain et, plus particulièrement ici, à un faisceau qui le traverse depuis la baie de Morlaix au Nord jusqu'à la presqu'île de Quiberon au Sud. Ces fractures sont pos-

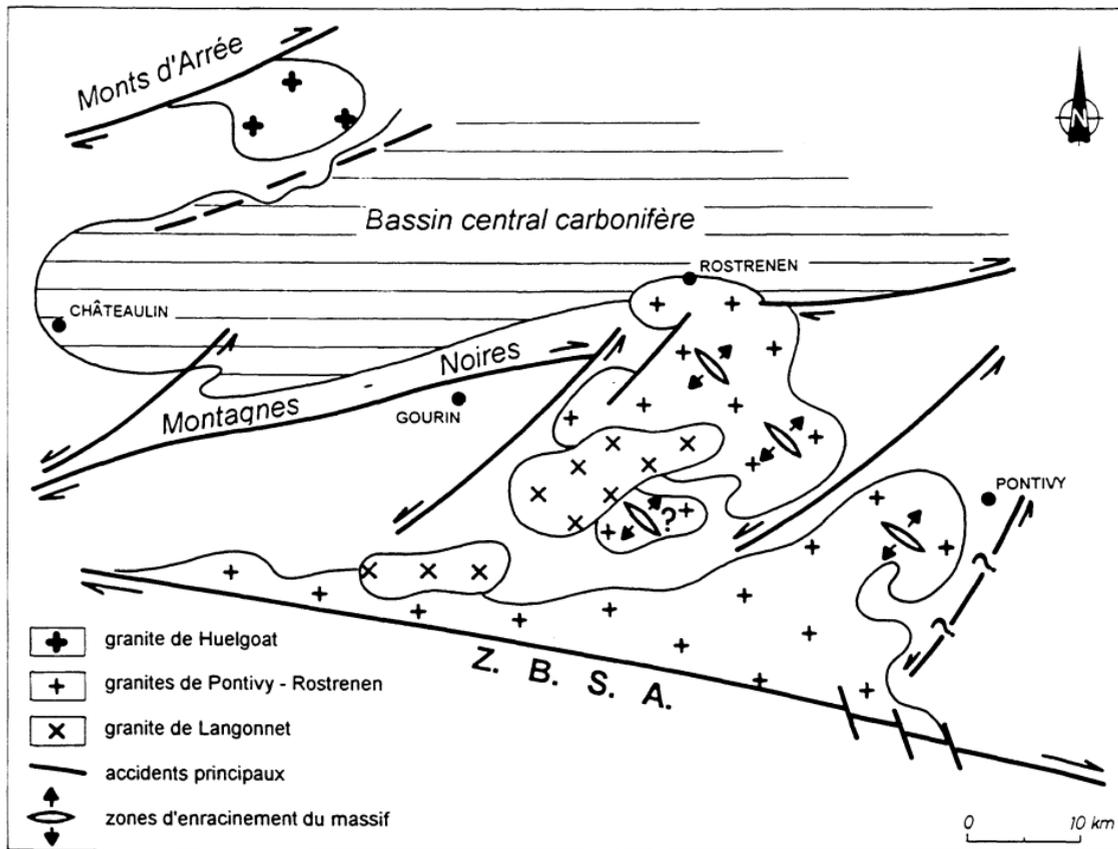


Fig. 9 - Schéma du contexte structural de la mise en place du complexe granitique de Pontivy - Rostrenen

térieures à la zone broyée sud-armoricaine qu'elles affectent et ont un jeu en faille normale et composante dextre. E. Marcoux (1980) a démontré leur importance dans la mise en place des minéralisations plombo-zincifères régionales et on sait par ailleurs qu'elles ont pu avoir des rejeux récents notables.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'histoire géologique de la partie ouest de la Bretagne centrale n'est connue qu'à partir de la limite Protérozoïque/Paléozoïque, époque à laquelle une croûte est déjà formée, dont on ne connaît ni la nature, ni l'âge. Cette croûte constitue l'avant-pays continental de la chaîne cadomienne nord-armoricaine (Chantraine *et al.*, 1988) ; elle est alors soumise à un régime extensif, associé à l'évolution post-orogénique cadomienne, qui contrôle la sédimentation briovérienne alimentée par l'abrasion de la chaîne.

La Bretagne centrale demeure ensuite un domaine en distension pendant tout le Paléozoïque inférieur, en bordure du domaine océanique ou marginal varisque sud-armoricain. L'épisode extensif majeur contrôle la transgression arénigienne (Brun *et al.*, 1991) et l'installation d'une plate-forme d'abord relativement stable (Guillocheau et Rolet, 1982) ; les seules perturbations qui affectent cette plate-forme sont des manifestations volcaniques épisodiques associées à une tectonique de type marge passive et la mise en place de plutons issus de la fusion crustale sous fort flux géothermique.

L'instabilité de ce domaine se manifeste surtout à partir du Givétien et essentiellement en Bretagne occidentale où se développe une intense activité tectonique et magmatique au Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur ; ces manifestations correspondent à la « phase bretonne » dont la signification est aujourd'hui controversée : important raccourcissement tectonique associé à la mise en place des granites, donc épisode compressif avant l'ouverture du bassin central en pull-apart en contexte transcurrent dextre (Rolet *et al.*, 1986) ; ou processus extensif continu, en contexte transcurrent dextre, comportant un épisode culminant, responsable de l'ouverture du bassin central en pull-apart (Le Gall *et al.*, 1992).

Dans cette controverse, qui est due à des interprétations contradictoires de deux secteurs différents, les flancs nord et sud du bassin, l'argument décisif est à notre avis le granite de Huelgoat : d'une part parce que ce type de magma, d'origine crustale, ne peut pas être généré en domaine continental aminci ; d'autre part parce que l'intrusion de ce granite est associée à une déformation de son encaissant ordovico-dévonien. Donc, le contrôle de la datation du granite de Huelgoat et l'analyse des relations entre la

déformation associée à l'intrusion et celle affectant les formations carbonifères, seront déterminants (Castaing *et al.*, 1987).

L'accord se fait par contre sur l'évolution en « pull-apart » du bassin central à partir du Viséen supérieur et jusqu'au Namurien inférieur : contrôlée par des accidents transcurrents, de sens dextre, la sédimentation carbonifère est de type turbiditique. La discussion sur le caractère progressif ou polyphasé de la mise en place du granite de Pontivy-Rostrenen est liée au problème de la phase bretonne. Cependant, l'analyse globale des relations intrusions/déformation suggère une relative constance des contraintes tectoniques au cours de la mise en place du massif, selon un modèle de type diapir, contrôlée par la tectonique transcurrente. Ce modèle est schématisé dans la figure 9. Ce schéma prend en compte les résultats de l'analyse structurale et les données gravimétriques locales pour situer les zones d'enracinement du batholite. Il est clair cependant que de nouvelles contraintes chronologiques et structurales seraient nécessaires pour argumenter ce modèle qui demeure hypothétique.

Pour finir avec l'évolution géodynamique varisque en Bretagne occidentale et pour tenir compte des deux interprétations contradictoires, il est possible d'envisager une autre hypothèse en suggérant que l'évolution structurale régionale pourrait être différente d'un bord à l'autre du bassin central : contrôlé sur son flanc nord par l'intrusion de Huelgoat, associée aux déformations « bretonnes » précoces, dont il serait séparé au Carbonifère par un détachement tectonique ; contrôlé sur son flanc sud par le décrochement des Montagnes-Noires qui fonctionnerait de manière plus ou moins continue jusqu'à la structuration intracarbonifère terminale.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

La feuille de Rostrenen couvre essentiellement des terrains constitués d'une part de formations sédimentaires paléozoïques et protérozoïques, d'autre part de massifs granitiques hercyniens. La mise en place de ces derniers est accompagnée d'un métamorphisme de l'encaissant développant des micaschistes et des cornéennes.

Dans ce type de formation de socle, les réservoirs aquifères sont de type fissuré. Les roches indurées, fracturées sous l'effet des nombreuses contraintes qui les ont affectées soit en extension, soit en compression, ont développé tout un réseau de fractures plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par des fissures à différentes échelles. Elles sont souvent accompagnées de niveaux supérieurs altérés jouant un rôle capacitif. Ces

Commune	Département	Lieu-dit	Profondeur puits	Volume annuel prélevé (moyenne)	Teneurs en nitrate
			(m)	(m ³)	(mg/l)
Mellionnec	22	La Villeneuve	7,5	26 000	30
Paule	22	St-Symphorien	3	36 000	39
Plévin	22	Poulloudu	3	41 000	38
Plouguernével	22	Le Quinquis-Gestin	8,3	79 000	42
Rostrenen	22	Coadernault	12	123 000	30
Motreff	29	Kerret		avec les forages	2
		St-Leuffroy (2 forages)		81 600	9
Gourin	56	Conveau	P1 : 10 P2 : 5,2 P3 : 4,4 P4 : 3,6 P5 : 3,8	184 200	5
Langonnet	56	Minez-Du	P1 : 12,2 P2 : 2,9 P3 : 2,85 P5 : 7,9	avec un forage 135 300	26
Priziac	56	Kervreihen	P1 : 4,85 P2 : 6,10 Drains : 22,4	132 200	16
Ploërdut	56	Coëtven	Puits : 7,5 + drains	92 000	18
Plouray	56	Tourlaouen	P1 : 7,35 P2 : 38,2 P3 : 7 + 2 forages	avec les forages	32

Tableau 3 – Captages traditionnels localisés sur la feuille Rostrenen

		Nbre de forages recensés	Débit moyen (m ³ /h)	Débites extrêmes (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)	Profondeurs extrêmes (m)
Roches sédimentaires et métamorphiques	Briovérien s./.	6	23,3	2,5 et 50	61	36 et 94
	Micaschistes et cornéennes	26	6,6	1 et 25	49	28 et 70
	Schistes et grès paléozoïques	24	7,1	0 et 27	46	21 et 70
Roches plutoniques	Granites hercyniens	53	6,7	0,5 et 30	44	14 et 89

Tableau 4 – Relations entre débits, profondeurs et formations géologiques

réservoirs ont toujours une extension limitée au volume de roches atteint par la fracturation.

Les dispositifs de captage traditionnels utilisés dans ce type de terrains sont des puits de quelques mètres de profondeur, coiffant des émergences de sources ou traversant sur une faible hauteur le toit de la nappe. Ce type de captage est très répandu sur la feuille Rostrenen où presque chaque commune possède son captage traditionnel (tabl. 3).

Depuis l'apparition, en 1974, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (marteau fond-de-trou), il y a eu multiplication des réalisations de forages « profonds » (de 20 à 120 m) dans le socle, principalement par les particuliers, agriculteurs ou industriels. Les résultats obtenus sont souvent modestes (quelques mètres cubes à l'heure) en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais sont suffisants pour répondre aux besoins.

Forages de socle : résultats connus

Cent vingt-cinq forages sont inventoriés sur le territoire de la feuille et pour 109 d'entre eux, sont connus la localisation, la profondeur et le débit obtenu en fin de foration ou « débit instantané ». Celui-ci est représentatif de la perméabilité proche du forage ; il n'indique pas ce qu'un ouvrage peut fournir en exploitation pérenne, c'est-à-dire le *débit exploitable* qui est fonction, très notablement, de l'extension du système aquifère et des possibilités de renouvellement par les précipitations du stock d'eau extrait par les pompes.

L'étude statistique des résultats des forages (Carn, 1988, 1990, 1992) montrent une équivalence des résultats (débit et profondeur) pour les granites, les roches métamorphiques (micaschistes et cornéennes), les schistes et grès paléozoïques. Les débits de ces formations seraient peut-être meilleurs pour des ouvrages en moyenne plus profonds. Les données du Briovérien sont à prendre avec précaution, compte tenu du faible effectif concerné (tabl. 4).

En règle générale, les eaux profondes sont plus minéralisées, douces, acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Une activité extractive importante s'est développée dans le quart nord-ouest de la feuille dans les formations paléozoïques. Elle comprend :

- les ardoisières de l'extrémité orientale de la bordure sud du bassin de Châteaulin, dans les schistes carbonifères dont quatre ou cinq exploitations par des artisans isolés subsistent ;
- la très grande carrière de granulat de concassage du bois de Conveau à Gourin, dans la Formation du Grès armoricain ;
- l'exploitation industrielle du gisement d'andalousite (silicate d'alumine réfractaire) de Guerphalès à Glomel, formation résultant du métamorphisme des schistes ordoviciens par le granite de Rostrenen.

Sur le reste de la feuille ont été exploitées, pour les besoins locaux en matériaux d'empierrement ou de construction traditionnelle, de multiples petites carrières, le plus souvent envahies par la végétation actuellement. Quelques-unes font encore l'objet d'une exploitation intermittente ou sont utilisées comme décharge à proximité des bourgs.

Granulats

• **Matériaux tout-venant.** Il s'agit de matériaux obtenus directement à l'état granulaire, sable ou blocaille, lors de l'extraction, dans des carrières ne dépassant pas 6 à 8 m de profondeur. Les divers types de granite du massif de Rostrenen, altérés et souvent arénisés sur une épaisseur de un à plusieurs mètres, en constituent la source principale.

Plusieurs sablières ont ainsi été ouvertes dans le granite porphyroïde de Rostrenen, près de Rostrenen et Glomel (épaisseur d'arène ≥ 8 à 10 m) ou dans les faciès de mélange près de Plouray ; deux carrières à activité intermittente subsistent au Nord de cette commune (1989).

Le leucogranite de Langonnet, bien que moins arénisé, a été exploité sur les communes de Langonnet et Priziac dans le couloir d'altération N-S. Une carrière reste active (1989) à Miniou-Braz en bordure de l'Ellé. Les autres leucogranites altérés ont été également utilisés en quelques points, notamment au Cosquer-Boulo à l'Est de Mellionec.

Les quartzites qui forment des pointements dans les enclaves métamorphiques du domaine granitique, donnent un matériau très fragmenté en même temps que résistant, d'où le grand nombre de petites carrières qui y ont été ouvertes.

Le poudingue de Gourin, à galets de quartz centimétriques emballés dans une matrice rendue argileuse par une intense altération, fournit un gravier de plus ou moins bonne qualité. De petites carrières ont été ouvertes dans quelques-uns des bancs situés au Nord de la route Gourin-Plouray et il est encore exploité sporadiquement à Saint-Hervé au Sud du bois de Conveau.

Les schistes à chloritoïde dévoniens, massifs, du contrefort nord des Montagnes-Noires ont aussi été exploités dans quelques carrières, probablement comme matériau d'empierrement.

• **Granulats de concassage.** Le Grès armoricain constitue une des formations de Bretagne donnant les meilleurs granulats de concassage. Le quartzite a en effet une des résistances à l'usure les plus fortes (coefficient Micro-Deval sous eau, M.D.E. < 10) et une bonne résistance aux chocs (coefficient Los Angeles pouvant descendre jusqu'à 15). Il a par contre une forte abrasivité.

Ce matériau a été exploité dans de nombreuses carrières de taille moyenne, dont celle du Minez-Guilguéric au Sud de Plévin, encore active.

Deux grandes carrières sont ouvertes dans la crête sud des Montagnes-Noires : celle de Minez-Cluon au Nord de Gourin de part et d'autre de la limite de la feuille, arrêtée en 1988, et celle du bois de Conveau. Cette dernière dispose des plus importantes réserves de matériau de toute la Bretagne. Sa production est limitée par sa position excentrée par rapport aux zones de consommation.

Le gisement formé par la ligne de crête, s'étend sur plus de 6 km avec une largeur moyenne de 200 m selon l'exploitant. Il est limité à l'Ouest par un accident décrochant SW-NE et à l'Est par un faisceau de cassures sub-méridiennes et un étranglement de la bande de Grès armoricain. L'exploitation, qui se développe sur 1 200 m de long, montre un découpage du gisement par des failles transversales NW-SE qui délimitent une succession de panneaux ou lentilles étroits. Une faille longitudinale, marquée par une zone argileuse et des grès ferrugineux altérés, était observable au Sud du front de taille dans les premiers temps de l'activité. Ces accidents témoignent de la déformation cisailante des Montagnes-Noires qui affecte toute la bande de Grès armoricain sur la feuille Gourin et provoque sa lenticulation.

Les quartzites sont stratifiés dans la carrière, en bancs de puissance métrique avec de rares interlits schisteux, à pendages subverticaux.

À l'extrémité orientale de la bande de Grès armoricain, l'ancienne carrière située sur le flanc sud du Minez-Du permettait d'observer des veines de granite arénisé sécantes ou concordantes par rapport à la stratification.

Granite

Beaucoup d'anciennes petites carrières ont été ouvertes dans les granites, pour les besoins en moellons et pierre de taille des habitants. Elles sont réparties, pour la majeure partie, dans les zones dépourvues d'altérites des divers faciès de leucogranites. Seule la tranche superficielle oxydée en est utilisée.

Au centre du massif de Langonnet, dans le faciès fin sans biotite, la carrière de Kerouzig (Est de l'abbaye de Langonnet) a exploité jusque vers 1980 une pierre à grain très fin et entièrement blanche, sur 5 à 6 m d'épaisseur et environ 1 ha, pour la production de moellons et de dalles. Elle était localement dénommée « granite de Plouray ». L'arénisation limitait la zone exploitable.

Dans les leucogranites dits de Pontivy, faciès à grain moyen, une petite carrière à activité épisodique existe à Grellec (Est de Ploërdut) pour dalles et moellons. Des tentatives d'exploitation de blocs de surface ont laissé des traces au sommet de plusieurs buttes : bois de Coët-Codu (Lescouët-Gouarec), Kermarec (Glomel, au Nord-Est de Plouray), Kerlagadec (Ouest de Ploërdut). Des boules de granite gris, atteignant 4 m par 2 à 3 m et 2 m de haut ont été débitées par un marbrier local vers 1983 dans le bois de Tarhoët (Ouest de Mellionec).

Les faciès fins à deux micas, souvent plus sains, comportent la plus grande densité de petites excavations. La carrière de Keramour (Sud-Est de Mellionec) a été exploitée par un artisan jusque vers la fin des années 70.

Un essaim de petites carrières jalonne par ailleurs l'appendice de granite fin encaissé dans les micaschistes briovériens au Nord du Saint. Deux carrières y sont encore en activité : Ty-Huil près de Minez-Glaz et Guernambigot près de Cavarno. Celle-ci présente un front de taille d'une quinzaine de mètres de haut et a produit des blocs jusqu'en 2 m par 1 m et 0,50 m d'épaisseur. D'après l'exploitant, le granite de couleur ocre-jaune soutenu, de grain et de texture très réguliers, se taillant bien et durcissant à l'air après extraction, est apprécié pour la taille et la sculpture.

Dans le granite porphyroïde de Rostrenen, les petites excavations anciennes sont rares alors qu'on retrouve ce matériau dans des constructions de la ville. Il est possible qu'aient été exploitées préférentiellement les boules de surface dont on voit des traces anciennes de débitage sur la butte de Guernévian à l'Ouest de Rostrenen.

Ardoise

• **Ardoisières de la bordure sud du bassin de Châteaulin.** Les schistes de la Formation de Pont-de-Buis (Carbonifère) ont constitué le principal gisement d'ardoise de Bretagne, le long de la bordure sud du bassin de Châteaulin, entre cette ville à l'Ouest et Paule (Côtes-d'Armor) à l'Est, sur une soixantaine de kilomètres.

La feuille Rostrenen n'en couvre qu'une faible partie, à peine le quart. Mais le secteur Saint-Hernin (Finistère)–Plévin (Côtes-d'Armor) a été un des plus actifs avec ceux de Châteaulin–Lothey et de Pleyben–Gouézec

-  Grès armoricain
-  Roches métamorphiques
-  "Cuvette" de Langonnet

Carrières

- ▲ Ardoise (numéro: cf. annexe 4)
- Granulat de concassage:
Grès armoricain
- Granulat "tout-venant", arène,
schiste, etc.
- + Granite
- T Tourbe
- Carrière de Guerphales

0 5 km

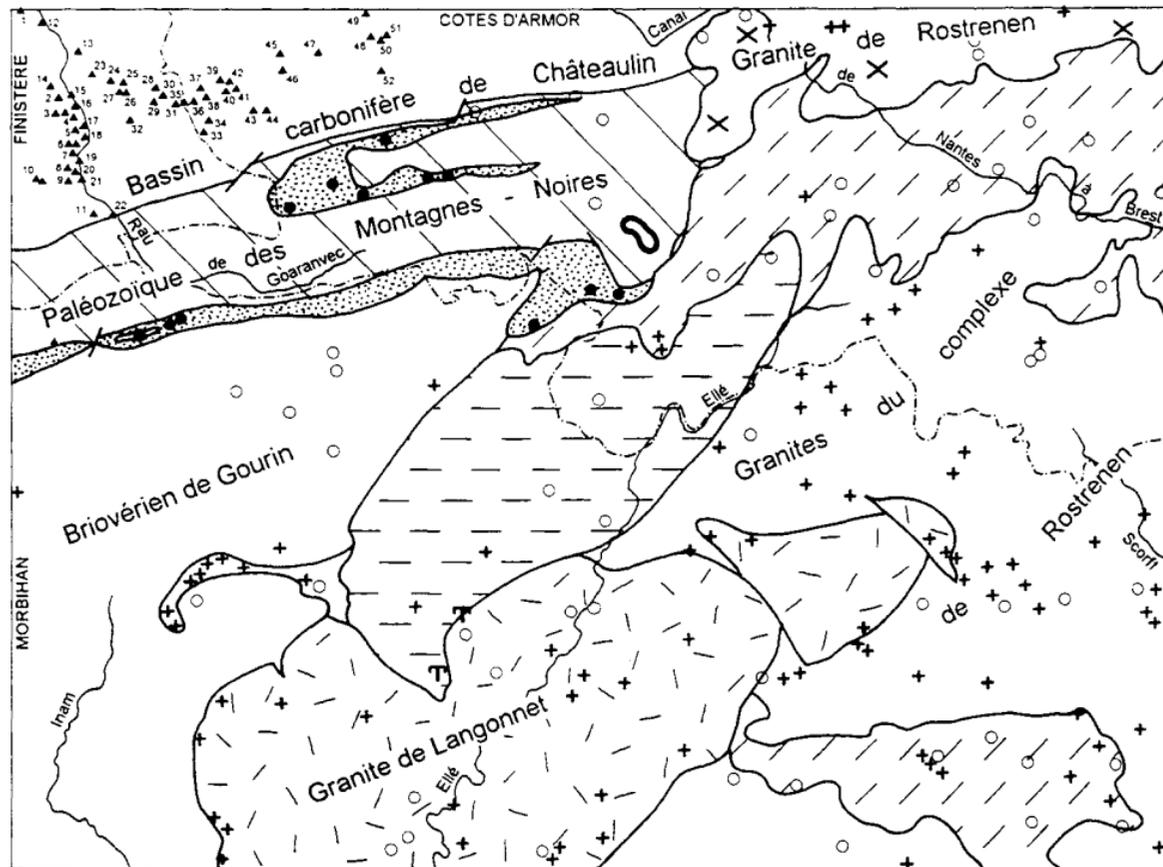


Fig. 10 - Carte de localisation des principales carrières

(feuille Châteaulin) : c'est un total de 52 sites d'extraction qui y ont été recensés, dont 10 repérés sur le terrain ne comportent pas de dossiers en archives (fig. 10 et annexe 4).

Les veines dans lesquelles la fissilité du schiste permet son clivage sont formées de niveaux à grain très fin. Leur valeur ardoisière dépend de plusieurs facteurs. Les petits lits gréseux subsistant ou « kailhs »* doivent avoir une épaisseur maximale de 1 cm et être espacés de l'ordre du mètre au moins. Pyrite et calcite doivent y être rares. La schistosité ne doit pas avoir subi de déformations postérieures : crénulation, feuilletis. Enfin, la densité de la fracturation affectant la veine doit être la plus faible possible, qu'il s'agisse de fractures transverses ou directionnelles.

La bordure méridionale du bassin de Châteaulin présente des structures décamétriques à hectométriques constituées de plis isoclinaux de type « semblable », à plan axial subhorizontal, dans lesquelles schistosité et stratification sont pratiquement confondues et où la fracturation est moyennement développée, autant de facteurs favorables à l'exploitation. Par contre, l'alternance de bancs schisteux ou gréseux est la règle et les veines ont une puissance limitée de 10 à 15 m, à l'exception des zones de bourrage des charnières de pli où l'épaisseur atteint 30 à 40 m. Cependant, ces charnières, particulièrement recherchées, ont souvent posé des problèmes aux exploitants en compliquant la géométrie globale des gisements et le suivi des veines dans les mines.

Les études des principales exploitations souterraines de Kermanac'h (Saint-Hernin) et Lannezval (Motreff) par J. Chantraine (1973), de Kervoalzé et Tohou (Plévin) par Y. Herrouin (1972) ont ainsi montré les structures suivantes :

- à Kermanac'h, un pli anticlinal E-W à plan axial très légèrement penté vers le Nord et un axe de pli plongeant vers l'Ouest ; la charnière recoupée par la surface topographique a été exploitée dans la partie ouest du gisement entre - 30 et - 50 m ;
- à Lannezval, une structure synclinale à charnière très étroite et peu visible dont le fond se situe vers 60 m de profondeur ;
- à Kervoalzé, la veine de surface, orientée E-W, passant de 45 m de puissance à la hauteur du puits foncé en 1970 probablement dans une charnière, à 21 m, 100 m à l'Est dans le flanc sud de la structure ;
- à Tohou, une structure isoclinale très pincée et déversée vers le Sud dont seul le flanc inverse a été traversé par puits. La charnière exploitée en surface a une largeur de 33 m, la veine simple ne devant pas dépasser 13 m. L'axe du pli plonge de 10° vers l'Est.

Deux types d'ardoise ont été produites à partir des schistes de Pont-de-Buis :

* Se prononce « caille »

- des ardoises fines bleues traditionnelles d'épaisseur comprise entre 2,5 et 3,5 mm ;
- des ardoises dites rustiques, d'épaisseur comprise entre 6 et 10 mm, de couleurs mélangées : bleu, gris, vert, ocre. Ces dernières résultent de l'oxydation de la tranche superficielle des gisements sur une épaisseur variable qui peut atteindre 30 m. Leur exploitation n'a commencé qu'après 1960, en substitution à celle des ardoises fines bleues quand la mévente de ces dernières a provoqué la fermeture des entreprises.

Pour l'exploitation de l'ardoise bleue dans le bassin de Châteaulin, la mauvaise qualité des affleurements et l'importance de la zone d'altération et d'oxydation ont conduit à ouvrir les carrières à flanc de coteau de vallées pour accéder à ciel ouvert aux veines ardoisières. Malgré cela, la disposition redressée des veines, leur faible largeur, l'absence de maîtrise foncière suffisante ont conduit les exploitants de la plupart d'entre elles à descendre en puits de grande section, puis à ouvrir des chambres souterraines, parfois à creuser des galeries en direction dans les veines à flanc de vallée, ou à foncer des puits d'accès en petite section. L'abattage dans les chambres s'est fait suivant les deux techniques « en descendant » ou « en remontant », cette dernière prévalant souvent.

Les profondeurs atteintes par les travaux souterrains autres que de simples recherches sont comprises entre 30 m et 145 m. Les ardoisières les plus étendues sont celles de Kermanac'h, Moulin-Neuf et Lannezval de part et d'autre de la route Gourin-Carhaix, le long de la vallée du ruisseau de Goaranvec. À Kermanac'h, on dénombre 19 chambres ouvertes à partir de 3 niveaux, 13 à Moulin-Neuf sur 3 niveaux également et 4 à Lannezval sur une longueur totale de 110 m.

Les carrières d'ardoise rustique, à l'inverse des précédentes, sont superficielles pour rester dans la zone d'oxydation où le schiste est coloré.

L'industrie ardoisière du bassin de Châteaulin est très ancienne puisqu'elle a commencé autour de cette ville dès le xv^e siècle (Chaumeil, 1938). Elle s'est développée vers l'Est du bassin avec l'évolution des moyens de transport : canalisation de l'Aulne, puis développement des routes. Les ardoisières de la région de Pleyben à l'Ouest ont été actives à partir de 1840. Toutes celles situées sur la feuille Gourin ont fonctionné dès la seconde moitié du xix^e siècle. Sur la feuille Rostrenen, quelques-unes seulement ont été actives à la fin du xix^e à Saint-Hernin et Motreff. Celles situées sur les communes de Plévin et Paule n'ont été ouvertes que dans les années 1910-1920.

Après 1950, seules se sont maintenues les exploitations souterraines de Kermanac'h, Cosquer, Tohou, Kervoalzé qui ont fermé respectivement en 1970, 1963, 1972 et 1980. Par contre, de nombreuses petites carrières à ciel ouvert ont été créées après 1960, généralement près d'anciennes exploitations pour la production d'ardoises rustiques par d'anciens ouvriers

ardoisiers. Quatre petites entreprises artisanales subsistent à l'heure actuelle.

L'ardoise bretonne, malgré les assez bons rendements des carrières souterraines, a été asphyxiée par la concurrence des produits espagnols, par le monopole sur le marché français des entreprises ardoisières de l'Anjou et par son propre manque d'organisation professionnelle régionale. L'ardoisière du moulin de la Lande à Maël-Carhaix (feuille Carhaix) a cependant réouvert en 1989.

• **Ardoisières de Gourin.** Les schistes ordoviciens (o3-6), équivalents des Schistes d'Angers de l'Est du Massif armoricain, ont fait l'objet d'anciennes exploitations dans les Montagnes-Noires sur la commune de Gourin. Les sièges d'extraction souterraine se trouvent sur la carte voisine à l'Ouest, sauf un à Ty-Oulin, dit ardoisière de Goarem-Vors ou de Roc'h-an-Vran. Des tas de déblais importants attestent de son activité dont la trace n'a pas été retrouvée dans les archives. De petites carrières à ciel ouvert les entourent.

Une autre ardoisière, qui aurait comporté un puits de 60 m de profondeur, était signalée, à l'époque de l'ouverture de la carrière de Grès armoricain du bois de Conveau, à l'Est de l'ancien tracé de la D 169 à Pont-Saint-Hervé.

Tourbe

La tourbe a fait l'objet d'une prospection systématique entre 1942 et 1945 dont les résultats sont publiés par la Direction des mines (1949).

De nombreux petits gîtes ont été recensés dont la plupart ont moins de 1,5 ha de superficie et de 1 m d'épaisseur. Quelques-uns atteignaient 6 ou 7 ha et 1 à 2 m. Ils contiennent une tourbe mousseuse noire, localement terreuse, exceptionnellement compacte. Ils constituent des poches ou des niveaux plus étendus sous des landes, reposant sur des fonds sableux

Pendant la guerre, plusieurs particuliers ont exploité cette tourbe, notamment sur la commune de Langonnet à Guern'hir, Penkergoff, Cleuziou, Pontigout (exploité par la Société des chemins de fer du Morbihan avec une épaisseur atteignant 2,50 m), Ninijou (exploité par la Société des tourbières de l'Ouest) et sur celle de Plouray : landes de Saint-Noay.

Deux gisements subsisteraient :

– la Villeneuve (Saint-Tugdual), en limite de Plouray et Langonnet (x = 172,5 ; y = 60) avec une épaisseur atteignant 2,80 à 3 m sur 2 ha, prospecté en 1943 avec 17 sondages ;

- Minez-Guernazou (Saint-Hernin) dans les Montagnes-Noires ($x = 159,7$; $y = 71,2$) avec une épaisseur moyenne de 1,30 m et maximale de 2 m, sur 3 à 4 ha, reconnu par une centaine de sondages et qui faisait l'objet d'un projet d'exploitation pour terreau en 1983.

Kaolin

Différents indices de kaolin ont été recensés et ont fait l'objet de travaux d'importance variable. Il s'agit souvent d'arène granitique kaolinique : Guernourien (Sud Glomel), Kerguellec et Botquelvez (Nord de Langonnet). À Saint-Avé (Plouray), la kaolinisation est associée à un filon de quartz encaissé dans le granite de Langonnet.

À Kerguzul et Lan-er-Hoguic (Plouray), l'argile kaolinique blanche atteint ponctuellement 9 à 10 m, sur le tracé d'un filon de quartz, jalonnant un accident majeur, au sein des granites.

Dans le bois de Lochrist, un sondage a recoupé 11 m de kaolin associé à une arène de granite à gros grain. Les quartzites à l'affleurement le long de la route montrent aussi une intense kaolinisation. D'autres quartzites sont également kaolinisés sur le flanc ouest de la butte de Mané-Garhénec, ainsi que le long de la route à l'Ouest de Ploërdut.

Enfin, un gisement a été reconnu en 1975 à Ker-Sainte-Anne en bordure de l'Ellé, à l'Ouest de Plouray. Un sondage (312-7-42) y a traversé plus de 60 m de formations kaoliniques au cœur d'une cuvette allongée SSW-NNE et remplie de 20 à 60 m de formations argilo-sableuses, voire graveleuses, où le kaolin blanc utilisable en céramique est imbriqué avec des niveaux de kaolin coloré ou sableux. La forme de ce gîte de kaolin suggère l'existence d'une fracture NNE-SSW appartenant au couloir de fracturation de la vallée de l'Ellé. Le cœur où l'épaisseur de kaolinisation atteint 60 m pourrait être lié à l'intersection de cette faille avec une autre de direction NW-SE prolongeant celles du Rozmillet au Nord et celle qui recoupe le granite de Langonnet au Sud.

Feldspath

Le granite porphyroïde de Rostrenen présente une arénisation intense dans de nombreux secteurs, notamment à l'Ouest et au Sud de Rostrenen, mais aussi dans les zones hétérogènes, à l'Ouest de Mellionec. Ces arènes sont une source de feldspath.

L'épaisseur d'arène mesurée en sondage dépasse souvent 10 m, atteint 24 m en un point à An-Nivit en Plélauff sur la feuille Pontivy, mais varie entre 0 et 14 m sur l'ensemble du gisement reconnu.

D'une manière générale, à la surface des arènes de granite porphyroïde, on observe un enrichissement en mégacristsaux de feldspath, en raison de leur résistance à la kaolinisation. Ces épandages superficiels s'observent en de nombreux secteurs du domaine d'extension du faciès porphyroïde du granite, qu'il soit homogène ou mélangé.

Les cristaux de taille fréquemment décimétrique peuvent atteindre 15 cm. Il s'agit d'un feldspath potassique de type intermédiaire entre orthose et microcline, contenant de nombreuses inclusions, notamment de biotite, minéral ferrifère.

Un échantillon provenant de la sablière de la station météorologique, au Sud de Rostrenen, présente la composition suivante (en %) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P.F.
61,70	20,41	0,56	1,18	1,22	0,07	11,08	2,56	0,76

Les teneurs en fer et titane dépassent les spécifications requises pour les emplois en céramique ou verrerie qui sont de Fe₂O₃ < 0,2 %, TiO₂ < 0,3 %.

Des essais de valorisation sur le site d'An-Nivit (Plélauff) ont montré la possibilité d'épurer ces matériaux. Mais le coût du traitement, l'insuffisance des réserves vérifiées et l'éloignement des zones d'utilisation ont fait obstacle à leur valorisation.

Andalousite

Sur le territoire de la commune de Glomel, à Guerphalès, un gisement d'andalousite unique en Europe, est exploité par le groupe « Denain-Anzin minéraux, réfractaires et céramique » (DAMREC). Chaque année, plusieurs dizaines de milliers de tonnes de minerai sont extraites de la carrière (65 000 en 1991).

Ce silicate d'alumine est très recherché par les fabricants de produits réfractaires pour la confection de briques aux propriétés physiques remarquables (densité élevée, forte capacité calorifique, porosité réduite, bonne résistance mécanique, faible dilatation). Elles équipent des garnissages de hauts fourneaux, des récupérateurs de chaleur, des poches d'aciérie ou encore des chambres de combustion des fours de cimenterie.

C'est à C. Barrois (1884) que l'on doit la première description de ce gisement d'andalousite. Mais il faut attendre 1960, à la faveur de travaux de

voirie, pour qu'en soit perçue l'importance. Suite à une campagne de sondages puis à des tests de faisabilité industrielle, la société Denain-Anzin en démarra l'exploitation en 1969.

La roche exploitée est décrite au paragraphe « Cornéennes » des formations paléozoïques métamorphisées au contact des granites.

Le produit commercialisé (kerphalite) est un sable grossier presque exclusivement constitué de grains d'andalousite. Pour arriver à ce résultat, il est nécessaire de libérer les andalousites de la gangue schisteuse qui les emprisonne. Cette opération, réalisée dans trois usines, fait appel à une succession de procédés minéralurgiques. Chaque étape, visant à isoler l'andalousite, joue sur les différences de propriétés physiques des différents constituants du minerai (dureté, susceptibilité magnétique, densité).

Les principaux procédés minéralurgiques mis en jeu sont les suivants :

- broyage autogène à sec ou en phase humide ;
- séparation magnétique haute intensité ;
- séparation gravimétrique par cyclonage en liqueur dense.

Pour augmenter la pureté du concentré final, des traitements annexes sont parfois nécessaires : attrition, séparation magnétique sommaire, séparation électrostatique.

L'ensemble de ces procédés conduit à un rendement poids final de 10 à 14 % suivant la qualité du produit commercial demandé (KA : $Al_2O_3 = 59 \%$, $Fe_2O_3 = 1,1 \%$; KB : $Al_2O_3 = 53 \%$, $Fe_2O_3 = 1,1 \%$).

La qualité exceptionnelle de ce gisement et l'amélioration constante des procédés minéralurgiques utilisés pour purifier le minerai permettent au groupe DAMREC d'être leader sur le marché européen.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les indices découverts, principalement par le BRGM, sur la feuille Rostrenen sont assez nombreux (annexe 5). Toutefois les travaux de prospection n'ont pas permis d'aboutir à la mise en évidence de gisements d'intérêt économique.

Minéralisations pneumatolytiques à W-Sn

Le leucogranite de Langonnet est accompagné par une minéralisation typiquement pneumatolytique à cassitérite-wolfranite, localement associée

à des paragenèses mésothermales à sulfures (chalcopyrite, galène,...) dues à une baisse progressive des températures.

La prospection alluvionnaire du BRGM a découvert :

- dans la région de Langonnet (*Pontigou* : 6-4001 ; *Kercastellou* : 6-4002) des concentrations alluvionnaires de cassitérite, provenant du démantèlement de stockwerks quartzeux, avec présence d'arsénopyrite, sphalérite, marcassite et apatite ;
- dans la région du Saint (*Quinquis-Glueis* : 5-4001 ; *Penfao* : 5-4003), de la wolfranite, de la cassitérite, de l'arsénopyrite et de la sphalérite.

En aval des indices de Langonnet, de petits gisements alluvionnaires de cassitérite (6-4001 et 6-4004) ont fait l'objet d'un début d'exploitation par la COMIREN.

Minéralisations uranifères

Contrairement à celles du district de Bubry, situées plus au Sud, les minéralisations uranifères de la feuille Rostrenen sont de simples indices, sans grand intérêt minier, ayant fait l'objet d'un début d'exploitation artisanale à Trégarantec (Mellionnec).

Les indices de *Trégarantec* (3-4004, 8-4002, 8-4004), correspondent à de minces filonnets décimétriques de quartz rouge à gummites noires ou jaunes, et à minéraux secondaires d'uranium (autunite, torbernite,...). Encaissés dans le granite de Rostrenen, ils présentent des directions NNW-SSE.

Dans les indices de *Minez-Bloc'h* (6-4003) et de *Kergoff* (3-4001), eux aussi encaissés dans les granites et orientés NNW-SSE, une paragenèse tardive à pyrite-galène et sphalérite se surimpose à la minéralisation uranifère primaire.

Minéralisations hydrothermales : Pb, Zn, Ag

Les travaux de prospection géochimique du BRGM ont permis la découverte de nombreux indices de Pb, Zn, Ag, de type filonien, dans les massifs de granite et les formations briovériennes.

Les indices de *Locoal* (4-4004) et *Trégornan* (3-4003), encaissés dans les granites, ont fait l'objet de travaux souterrains de reconnaissance. Dans les deux cas, la minéralisation est portée par du quartz bréchiq, orienté NNW-SSE, à pendage 70° à 80° W.

Dans la paragenèse, les minéraux de plomb (cérusite, pyromorphite et galène) sont dominants ; il s'y rajoute un peu de sphalérite et exception-

nellement de la chalcopryrite. Quelques fissures à psilomélane ont été observées à Local.

Les travaux ont rapidement été abandonnés en raison des faibles teneurs (inférieures à 1 % Pb).

Les indices de *Saint-Nicolas* (1-4004) correspondent à la partie nord et la mieux minéralisée d'un chapelet d'anomalies géochimiques allant jusqu'à Langonnet (*Moustriziac* : 6-4006). La minéralisation est portée par des zones bréchiques silicifiées à anglésite, cérusite et galène, de puissance décamétrique et d'orientation N-S, encaissées dans les formations briovériennes.

Les teneurs en sondage varient de 0,2 à 2 % en plomb avec épisodiquement un peu de zinc (0,2 à 0,5 %).

À *Kerhuo* (5-4005, 5-4007), la minéralisation encaissée dans des schistes est signalée en surface par une anomalie géochimique en plomb orientée NNW-SSE.

En sondage, la minéralisation, très erratique, a été uniquement intersectée au Sud du prospect dans une zone d'environ 0,5 m de puissance, à galène abondante en gros cristaux et à sphalérite brune, finement cristallisée, dans une gangue sériciteuse pulvérulente (teneurs : 23,79 % Pb ; 10,10 % Zn ; 450 g/t Ag).

Les autres anomalies et indices à Pb-Zn-Ag (5-4002, 6-4006, 4-4012) ont simplement fait l'objet de travaux limités à une prospection de surface, suivie parfois par une reconnaissance par sondages destructifs.

Ferrières

Les indices de fer de la région de Gourin (5-4004, 5-4006, 1-4002, 1-4001) correspondent à de petites concentrations ferrugineuses, dépourvues de métaux de base, provenant de l'altération de corps basiques intercalés dans le Briovérien. Au siècle dernier, ils ont fait l'objet de travaux artisanaux d'exploitation : fosses et puits développés suivant les directions structurales.

Grès à rutile et zircon

Il s'agit de petites concentrations d'origine sédimentaire (*Ty-Filoché* : 3-4011, *Cosquer-Boulou* : 4-4005), à rutile et zircon, situées dans le Grès armoricain dont le type est largement répandu dans l'ensemble du Massif armoricain.

Or alluvionnaire

La prospection alluvionnaire entreprise par le BRGM, a donné peu de résultats sur la feuille de Rostrenen, quelques batées seulement présentant des traces d'or.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Pendant les premiers millénaires du Postglaciaire, comme partout, des bandes de chasseurs-cueilleurs du Mésolithique ont dû faire des incursions dans la région. Au Néolithique moyen et final, ils sont venus chercher la matière première de haches polies dans diverses bandes d'amphibolites, métadolérites et metabasites sises dans et au Sud des Montagnes-Noires, sans atelier précis repéré ; des polissoirs en Grès armoricain ont été réutilisés comme pierres de gué près de Guernhir (Langonnet), et une ébauche a été trouvée à Trégornan (Glomel).

Les monuments mégalithiques ont payé un lourd tribut aux destructions. Il ne subsiste aucune des allées couvertes, à part un fragment à Guidfoss (Plouray) ; il reste plusieurs menhirs, dont celui de Glomel est le plus impressionnant ; les autres se situent à Cornec et Hac'hadour en Mellionec, Kerallain en Plouguernevel, Bodéro en Langonnet ; mais le petit alignement de la forêt de Conveau a été détruit. En tout cas, ces monuments attestent d'une large occupation du sol dès le Néolithique final. Le beau tumulus voisin du Minez-Colobert près de Kermain (Langonnet) est d'âge incertain, mais il est très possible qu'il soit néolithique.

L'occupation à l'âge du bronze est attestée par d'assez nombreux tumulus, en général très arasés par les cultures. Un œil exercé en reconnaîtra quelques-uns, par exemple en bordure de la D 3 lorsqu'elle traverse la commune de Paule. Plusieurs dépôts d'objets en bronze confirment cette occupation, de même que l'étude palynologique par D. Marguerie (1991) de la tourbière de Revelen (Plouray), les actions anthropiques sur le couvert forestier et sur la strate herbacée devenant alors nettes.

À l'âge du fer, en dehors de quelques stèles, peuvent être attribués des camps en éperon barré (Kercastellou et Minez-Lescreac'h, près la Garenne, Langonnet) et surtout l'important camp de hauteur de Saint-Symphorien en Paule, qui vient de faire l'objet de très importantes fouilles depuis que la rectification de la D 3 a dû passer à travers. Des découvertes fortuites de souterrains, et des enclos découverts par prospection aérienne lors des

périodes de sécheresse, sont également à attribuer à cette période qui a connu une large expansion de l'occupation du sol. Un ensemble de tombelles encore conservé (bois de Quenepozen, près de Ploërdut) est à attribuer au début de cette phase, mais certainement beaucoup d'autres ensembles de tombelles ont été détruits.

L'époque gallo-romaine est marquée par de nombreux vestiges, en particulier dans les communes de Langonnet et de Plouray. La D 3 suit à peu près le tracé d'une voie pré-romaine, interne à la tribu des Osismes, de la baie de Saint-Brieuc à Quimper, reprise à l'époque romaine, et coupée par la nouvelle voie de Vannes à Carhaix.

On peut peut-être attribuer à l'époque carolingienne une belle enceinte à Talvern en Saint-Tugdual. Des mottes castrales féodales, avec et sans basses-cours, subsistent à Bodéro (Langonnet), Kerbescont (Rostrenen), Castel-Laouenan (Paule, le plus bel exemple), Kergorlay (Motreff). À noter une petite enceinte près de Kerleau (Plouguernével), et des restes de basses-cours parfois intégrés dans des parcelles de villages. Mais les restes de défenses antérieures aux manoirs ont dû souvent être détruits ou ignorés.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des informations géologiques complémentaires et notamment un itinéraire, dans le **Guide géologique régional : Bretagne** par H. Lardeux (3^e édition, 1996), Paris : Masson ; *itinéraire 9* : le synclinorium de Châteaulin.

On pourra aussi consulter l'**Inventaire minéralogique de la France** :
– *Morbihan* par R. Pierrot, L. Chauris, C. Laforêt (1975), Orléans : BRGM ;
– *Côtes-d'Armor* par R. Pierrot, L. Chauris, C. Laforêt (1975), Orléans : BRGM.

Ainsi que l'ouvrage de vulgarisation **Découverte géologique de la Bretagne** par B. Cabanis (1987), Orléans : BRGM.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM 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 Bretagne, 4bis rue du Bignon 35000 Rennes, soit au BRGM, Maison de la géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) - Relation entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 12, p. 673-731.
- BARROIS C. (1884) - Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. géol. Nord*, XII, p. 1-119.
- BARROIS C. (1885) - Légende de la feuille Châteaulin (1/80 000). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 13, p. 49-65.
- BARROIS C. (1886) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Pontivy, 1^{re} édition.
- BEURRIER M., CASTAING C., HERROUIN Y., ROLET J., THONON P., et coll. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Huelgoat (276). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Castaing (coord.) (1988), 62 p.
- BONJOUR J.L. (1988) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 1651-1654.
- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1988) - U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale. *Chemical Geology*, 72, p. 329-336.
- BROSSÉ R., JANJOU D., ARRONDEAU J.P., ARNAUD A., BLAISE J., GRUET M., HERROUIN Y., LAUGERY J., RIVIÈRE L.M. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Lion-d'Angers (423). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Brossé *et al.* (1988), 48 p.
- BRUN J.P. (1981) - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Thèse État, Rennes, 197 p.
- BRUN J.P., BALLARD J.F., LE CORRE C. (1991) - Identification of ordo- vician block-tilting in the Hercynian fold belt of central Brittany (France): field evidence and computer models. *J. Structural Geology*, 13, p. 419-429.
- CAPDEVILA R., CORRETGE G., FLOOR P. (1973) - Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XV, n° 3-4, p. 209-228.
- CARN A. (1988-1990-1992) - Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche de critères locaux d'implantation des forages d'eau. Cartes de synthèse. 1988 : département du Finistère ; 1990 : département du Morbihan ; 1992 : département des Côtes-d'Armor. Orléans : BRGM.

- CASTAING C., ROLET J., CHÈVREMONT P., CALVEZ J.Y., THONON P. (1987) - La région du Huelgoat (Finistère central) dans le contexte géodynamique armoricain. *Géologie de la France*, n° 1, p. 23-36.
- CHANTRAINE J. (1973) - Ardoisières du Finistère. Rapport BRGM 73 SGN 096 BPL.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, I, p. 3-18.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., COGNÉ J. (1988) - Signification du Briovérien et de son soubassement en Bretagne centrale. Implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, p. 765-770.
- CHAPPEL B.W., WHITE A.J. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p. 173-174.
- CHAUMEIL (1938) - L'industrie ardoisière de basse Bretagne.
- CHAURIS L., LULZAC Y., (1973) - Les aplites à topaze et les stocksheiders du leucogranite de Scaër (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C), V, 1, p. 21-30.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) - Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, p. 657-660.
- COGNÉ J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 387 p.
- COTTEN J. (1975) - Une méthode d'analyse des silicates par absorption atomique et émission de flamme. Étude des mégacristaux du granite de Rostrenen (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Brest, 77 p.
- DADET P. avec la collaboration de BOS P., CHANTRAINE J., LAVILLE P., SAGON J.P. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pontivy (313). Orléans : BRGM, 77 p. Carte géologique par P. Dadet (coord.) (1986).
- DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHÂTE A., ROLET J. (1977) - L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, p. 1151-1154.
- DARBOUX J.R., LE GALL B. (1988) - Les Montagnes-Noires : cisaillement bordier méridional du bassin carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France). *Geodinamica Acta*, 2, p. 121-133.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 73, p. 135-149.

- DIDIER J., GIRET A. (1972) - Origine et rapports mutuels du granite de Rostrenen et de la granodiorite de Plélauff (Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 143-145.
- DIRECTION DES MINES (1949) - Les tourbières françaises. Atlas et mémoires, Paris : Imprimerie nationale.
- DOUBINGER J., PELHÂTE A. (1976) - Nouvelles observations sur l'âge des schistes de Châteaulin (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, p. 467-470.
- DUFRENOY P.A. (1838) - Mémoire sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France. *Ann. des mines*, sér. 3, t. XIV, p. 213-258.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France* (2), n° 4, p. 345-352.
- ESTÉOULE-CHOUX J., BLANCHET C. (1987) - L'altération directe de muscovites et de biotites en halloysite : mise en évidence par microscopie électronique à balayage. *Clay Minerals*, 22, p. 11-20.
- EUZEN T. (1993) - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif armoricain, France). *Géosciences-Rennes*, mém. n° 51, 286 p.
- FOURCY (de) (1844) - Explication de la carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris : impr. Fain et Thunot, 196 p.
- GAPAIS D. (1989) - Les orthogneiss. Structures et mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse doct. univ. Rennes. Mémoires et documents du C.A.E.S.S., n° 28, 366 p.
- GIOT P.R. (1944) - Sur le Briovérien au Sud des Montagnes-Noires. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 179-181.
- GIRET A. (1975) - Les formations métamorphiques de la partie orientale du massif de Rostrenen (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVII, p. 562-569.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système Briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, P. 89-92.
- GUERROT C., CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Âge du Briovérien de Bretagne centrale : contraintes radiométriques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1741-1746.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, p. 45-62.

- HALLÉGOUËT B. (1972) - Le Bas-Léon (Finistère, France). Étude géomorphologique. Thèse, Brest, 245 p.
- HANMER S., VIGNERESSE J.L. (1980) - Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne : exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXII, p. 193-202.
- HANMER S., LE CORRE C., BERTHÉ D. (1982) - The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Palaeozoic rocks of central Brittany. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 85-93.
- HERROUIN Y. (1972) - Ressources du sous-sol des Côtes-du-Nord. 1^{re} partie : ardoises, argiles. Rapport BRGM, 72 SGN 042 BPL.
- JÉRÉMINE E., PRUVOST P. (1955) - Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 243, t. LIII, p. 1-34.
- LA ROCHE H. (DE) (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 267, sér. D, n° 1, p. 39-42.
- LA ROCHE H. (DE) (1978) - La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. *Chemical Geology*, 21, p. 17-35.
- LA ROCHE H. (DE) (1986) - Classification chimique multiélémentaire et nomenclature des roches ignées : un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, II, p. 337-353.
- LE BERRE P. (1975) - Recherche d'une méthodologie de prospection de gisements de granulats naturels routiers à hautes performances. Application au Massif armoricain. Thèse, Paris VI.
- LE CALVEZ L. (1979) - Genèse des formations limoneuses de Bretagne centrale. Thèse, Rennes (INRA, ENSA).
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, I, p. 219-254.
- LE GALL B., GARREAU J. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Le Gall et coll. (1992), 81 p.
- LE GALL B., avec la collaboration de BILLA M., BOS P., GARREAU J., LE GOFFIC M., PARADIS S. (1992) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par B. Le Gall, J. Garreau (1988).

- LE GALL B., LOBOZIAK S., LE HÉRISSE A. (1992) - Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décrochevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, p. 13-26.
- MARCOUX E. (1980) - Le district de Pontivy. Sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain (France). Thèse, Clermont-Ferrand, 252 p.
- MARCOUX E. (1982) - Le massif de Pontivy (Massif armoricain, France) : une association géographique de trois unités leucogranitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 1095-1098.
- MARGUERIE D. (1992) - Évolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques. Travaux lab. anthropologie, univ. Rennes I, n° 40, 250 p.
- MILON Y. (1932) - L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 194, p. 1360-1361.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARON J.P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, p. 813-818.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM*, I, p. 349-356.
- PHAN K.D. (1965) - Distribution des traces d'étain, de lithium et de béryllium dans quelques massifs granitiques du Morbihan. Différences entre granites stannifères et granites stériles. *Bull. BRGM*, n° 5, p. 1-48.
- PRUVOST P., JÉRÉMINÉ E., LE MAÎTRE D., FAURE-MURET A. (1959) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Pontivy, 2^e édit. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- PULLON-BOBLAYE (1827) - Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. *Mém. Muséum hist. nat.*, t. XV, p. 49-116.
- ROLET J. (1982) - La « phase bretonne » en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, p. 63-71.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, II, p. 43-54.
- SAGON J.P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain). Thèse, Paris VI.

- VIDAL P. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes (Mém. Soc. géol. minéral Bretagne, n° 21, 1980, 162 p.).
- VIGNERESSE J.L. (1983) - Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, p. 1-15.
- VIGNERESSE J.L., BRUN J.P. (1983) - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXV, p. 357-366.
- VOGT J. (1961) - Notes de morphologie bretonne. *Noröis*, n° 31.

AUTEURS

Patrice BOS, ingénieur géologue au BRGM, pour le massif de granite (description des terrains et mise en place), les formations métamorphiques, le Tertiaire et Quaternaire, les matériaux de carrière et la coordination de l'ensemble.

Christian CASTAING, ingénieur géologue au BRGM, pour les formations paléozoïques.

Jean-Pierre CLÉMENT, ingénieur géologue au BRGM, pour les formations briovériennes.

Jean CHANTRAINE, ingénieur géologue au BRGM, pour les conditions de formation des entités géologiques, l'évolution tectono-métamorphique et la synthèse géodynamique régionale.

Francis LEMEILLE, ingénieur géologue au Commissariat à l'énergie atomique, pour les caractéristiques géochimiques du magmatisme granitique.

Mario BILLA, ingénieur géologue au BRGM, pour les gîtes et indices métallifères.

Anne CARN, ingénieur hydrogéologue au BRGM, pour les ressources en eau.

Jean-Luc BONJOUR, ingénieur géologue à la société Lithologic (Rennes), pour l'andalousite.

Hervé MORZADEC, étudiant chercheur au laboratoire d'anthropologie, préhistoire et Quaternaire armoricain de l'université Rennes I, pour la préhistoire et l'archéologie.

L'examen pétrographique des roches magmatiques et métamorphiques a été réalisé par J. CHANTRAINE.

Les analyses chimiques des granites ont été effectuées dans les laboratoires de COGÉMA.

Les datations des granites par la méthode Pb/Pb ont été effectuées au BRGM par A. COCHERIE et J.Y. CALVEZ.

Présentation au CCGF : 15 janvier 1993

Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1995

Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : novembre 1997

ANNEXES

*ANNEXE 1 - COUPES DE SONDAGES
DANS LA « CUVETTE » DE PLOURAY-LANGONNET*

N° Sondage Localisation Technique, date Coupe établie par	Profondeur (m)	Lithologie	Interprétation
2-37 Kérihuef-la Trinité (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 13,40 13,40 à 17,00 17,00 à 20,00 20,00 à 29,50	Kaolin sableux Schiste Argile et kaolin sableux Schiste avec traces pyrite	Altérite kaolinique Schiste altéré (2 passées argileuses)
2-38 La Trinité (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 19,50 19,50 à 20,50 20,50 à 43,50	Argile ± sableuse et kaolin de 5 à 9 m Schiste Granite friable avec passées de granulite	Altérite Enclave « schisteuse » Granite altéré (= leucogranite)
3-28 Mine de Penguilly- Castellan (Plouray) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 4,5 450 à 5,80 5,80 à 15,20 15,20 à 16,10	Sable et galets Sable + éclats schistes et roche décomposée Roche décomposée avec blocs, graviers et veines de kaolin Schiste gréseux	Alluvion Altérite de schiste Schiste
3-45 Lestrou-Tregornan (Glomel) Tarière, 1986 Géologue	0 à 5,00	Arènes de leucogranite à grain moyen avec altérite de micaschiste entre 2 et 3 m	Altérite de granite
3-49 Restaufret- Trégornan (Glomel) Tarière, 1986 Géologue	0 à 0,50 0,50 à 3,00 3,00 à 5,00 5,00 à 8,00	Sol Argile blanche sableuse Argile à cailloutis de quartz Altérite de micaschiste feldspathique	Altérite de micaschiste
3-51 Cluzioudon- Trégornan (Glomel) Tarière, 1986 Géologue	0 à 5,00	Arène de quartzite sombre	Altérite de quartzite
6-4 Rau de Roz-Millet- la Trinité (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 2,00 2,00 à 5,60 5,60 à 22,00 22,00 à 33,70 33,70 à 42,80	Argile ou sable graveleux Roche décomposée Schiste « Granulite » Granite	Alluvion Altérite Panneau «schisteux» Leucogranite et granite à biotite

ANNEXE I (suite)

N° Sondage Localisation Technique, date Coupe établie par	Profondeur (m)	Lithologie	Interprétation
6-5 Landes de Kerivoal (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 1,30 1,30 à 2,10 2,10 à 18,60 18,60 à 31,00 31,00 à 34,80 34,80 à 37,20	Graviers, argile Argile micacée, sable, graviers Sable ± fin, avec passées de « gravier argileux », puis argileux à 10,80 Succession d'argile à éclats de schiste, de schiste argileux, de sable argileux Sable et blocs de granite Granite bleu	Alluvion Altérite de schiste Altérite de granite Granite sain
6-6 Kerivoal (Langonnet) Percussion et carottage, 1947 Sondeur	0 à 0,60 0,60 à 1,90 1,90 à 5,00 5,00 à 15,00	Terre et tourbe Graviers et cailloux Sable légèrement argileux et cailloux Granite bleu très dur	Tourbe Alluvion Altérite de granite Granite sain
6-9 Landes de Kerivoal (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 1,20 1,20 à 5,80 5,80 à 13,80 13,80 à 14,30	Terre, argile, graviers Roches décomposées, schiste, graviers Granulite Granite avec niveau de sable de 2,3 m	Alluvion Altérite de schiste Leucogranite et granite
6-10 Kerroc'h-Ellé (Langonnet) Percussion et carottage, 1947 Sondeur	0 à 1,30 1,30 à 8,40 8,40 à 14,80	Terre, sable graveleux Sable argileux fin à grossier Granulite puis granite	Alluvion Altérite de granite ? Leucogranite et granite
6-42 Kéraudréni - landes de Kérivoal (Langonnet) Tarière, 1987 Géologue	0 à 7,00 7,00 à 9,00 9,00 à 27,00 27,00 à 31,50	Arène argileuse grise puis ocre Micaschiste très altéré puis argile kaolinique Alternance d'arène verdâtre très micacée et d'arène granitique à biotite Altérite fine grise très micacée	Altérite de micaschiste et de granite
6-45 et 6-48 Pontinas D1 (Langonnet) Wagon-drill incliné à 60°	0 à 5,00 5,00 à 44,00 épaisseurs verticales)	Zone d'altération météorique Granite à deux micas	Altérite Leucogranite

ANNEXE I (suite)

N° Sondage Localisation Technique, date Coupe établie par	Profondeur (m)	Lithologie	Interprétation
6-49 Calaren D1 (Langonnet) Wagon-drill incliné 60°	0 à 11,00 11,00 à 12,00 (épaisseurs verticales)	Zone d'altération météorique Granite à deux micas	Altérite Leucogranite
6-50 Calaren (Langonnet) Wagon-drill incliné 60°	0 à 3,50 3,50 à 12,00 12,00 à 32,00 32,00 à 44,00 (épaisseurs verticales)	Zone d'altération météorique Granite à deux micas Roche basique bréchiifiée Granite à deux micas	Altérite Leucogranite avec filon-faille ? de roche basique
6-52 Kérivoal (Langonnet) Marteau fond-de trou Géologue	0 à 0,50 0,50 à 5,30 5,30 à 13,80 13,80 à 16,00 16,00 à 18,00 18,00 à 20,00 20,00 à 41,00 41,00 à 46,00	Terre Alluvion grossière argileuse Argile bariolée micacée Sable fin à grossier argileux Argile ± sableuse micacée, rouge à blanc Sable grossier peu argileux Granite fracturé avec éléments de quartz passées de sables, cailloutis et argile Granite dur	Alluvion Altérite probable de micaschiste puis de granite Granite fracturé Granite compact
6-53 Landes de Kérivoal (Langonnet) Marteau fond-de-trou Géologue	0 à 0,50 0,50 à 2,00 2,00 à 14,00 14,00 à 52,00	Tourbe Argile jaune micacée et gravier Arène granitique ± argileuse Granite ± arénisé de grain variable	Tourbe Alluvion Altérite de granite Granite
6-54 Landes de Kérivoal (Langonnet) Marteau fond-de-trou Géologue	0 à 0,50 0,50 à 1,00 1,00 à 14,00 14,00 à 49,00 49,00 à 70,00	Terre Argile jaune sableux Arène granitique grossière Granite altéré Granite gris dur	Altérite de granite Granite altéré Granite compact
7-2 Rau de Roz-Millet -D1 (Langonnet) Percussion, 1947 Sondeur	0 à 13,90 13,90 à 46,80 46,80 à 54,20	Argile bleue puis jaune avec une passée sablo-graveleuse à 9,40 Kaolin sableux avec quelques passées de sable pur « Gneiss »	Altérite Altérite kaolinique Substrat métamorphique ? ou de granite écrasé ?
7-39 Rau-de-Roz-Millet - D1 (Langonnet) Tarière, 1987 Géologue	0 à 1,50 1,30 à 2,70 2,70 à 19,00 19,00 à 21,00	Remblai Sable graveleux Argile grise micacée (biotite) avec passées kaoliniques entre 13,50 m et 15,00 m Argile micacée avec éclats de micaschiste	Remblai Alluvion Altérite de micas- chiste

ANNEXE I (suite)

N° Sondage Localisation Technique, date Coupe établie par	Profondeur (m)	Lithologie	Interprétation
7-40 Ker-Ste Anne (Plouray) Carottage, 1974 Sondeur	0 à 1,30 1,30 à 4,00 4,00 à 24,50 24,50 à 35,50 35,50 à 39,00	Argile grise Sable kaolinique Argile kaolinique gris-blanc Argile compacte non kaolinique et éléments de granite Granite tendre	Alluvion (colluvion) Altérite kaolinique Altérite Granite altéré
7-42 Ker-Ste-Anne (Plouray) Carottage, 1974 Sondeur	0 à 3,70 3,70 à 40,00 40,00 à 54,00 54,00 à 61,00	Terre et sable argileux Kaolin blanc à gris Sable kaolinique Arène avec blocs de granite	Altérite kaolinique avec passages sableux Altérite de granite
7-45 Ker-Ste-Anne (Plouray) Carottage, 1974 Sondeur	0 à 1,50 1,50 à 5,60 5,60 à 37,00 37,00 à 39,00	Tourbe Argile sablo-graveleuse et sablo-argileuse Argile kaolinique Granite	Tourbe Altérite Altérite kaolinique Granite
7-49 Runellou-Ellé (Langonnet) Marteau fond-de-trou Géologue	0 à 0,80 0,80 à 1,50 1,50 à 5,00 5,00 à 19,00	Terre Argile sableuse Granite très altéré Granite à deux micas, fin, tendre à dur	Altérite Granite arénisé Granite ± altéré.

ANNEXE 2 - ANALYSES NOUVELLES D'ÉCHANTILLONS DU COMPLEXE GRANITIQUE
DE PONTIVY-ROSTRENE (COGÉMA, 1986)

Famille pétrographique	Granodiorite de Plélauff					Granite fin à biotite de Langoëlan								
Famille géochimique	Mzdq					(éclaté entre plusieurs familles)								
N° échantillon	F5	F12	F28	F42	F90	F80	F29	F32	F85	F71	F72	F79	B201	
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Diorite quartzique de Plélauff					Non individualisé								
Composition en % d'oxydes														
SiO ₂	52,83	54,53	64,08	58,33	60,22	56,55	70,71	67,26	66,06	72,32	72,28	68,74	71,30	
Al ₂ O ₃	17,06	17,46	16,67	14,31	17,50	16,93	15,20	16,31	15,42	15,68	15,70	15,71	15,18	
Fe ₂ O ₃	1,77	0,77	1,85	2,09	2,21	1,26	0,53	1,17	1,13	0,25	0,25	0,61	1,43	
FeO	6,84	6,17	2,90	3,59	3,19	5,62	0,93	1,77	2,56	0,58	0,56	1,82	0,32	
MgO	5,26	4,29	1,72	6,54	2,56	3,58	0,47	1,18	2,24	0,17	0,20	1,22	0,48	
MnO	0,19	0,14	0,11	0,16	0,14	0,18	0,03	0,05	0,07	0,02	0,02	0,07	0,04	
CaO	6,78	6,51	2,83	5,00	3,84	5,52	1,74	1,27	1,08	0,92	1,13	1,81	1,11	
Na ₂ O	3,24	3,11	3,65	2,57	3,75	3,00	3,92	3,13	4,24	5,97	5,83	4,30	3,59	
K ₂ O	2,09	2,76	2,92	4,62	3,60	3,20	4,22	4,50	3,21	1,71	2,44	3,55	4,12	
TiO ₂	0,80	1,39	0,91	0,85	0,81	1,04	0,33	0,48	0,49	0,09	0,12	0,45	0,28	
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,14	0,20	0,04	0,13	0,07	0,14	0,08	0,07	0,09	0,05	0,28	
H ₂ O	0,18	0,12	0,32	0,08	0,18	0,19	0,28	0,32	0,19	0,20	0,18	1,17	0,30	
Perte feu	1,70	1,62	1,37	1,34	1,27	1,83	0,71	1,59	2,32	1,36	0,86	1,31	1,03	
TOTAL	99,01	99,03	99,47	99,68	99,31	99,06	99,14	99,17	99,09	99,34	99,66	99,81	99,46	

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite fin à biotite de Langoëlan					Granite de Rostrenen		Granite porphyroïde à biotite ± muscovite de Seglien-Croisty					
Famille géochimique	(éclaté entre plusieurs familles)					R1-R2		P1-P2					
N° échantillon	B200	B46	B71	81-60	81-78	F26	F48	F2	F4	F10	F11	F14	F15
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Non individualisé					Granite porphyroïde de Rostrenen		Granite porphyroïde du Croisty					
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	70,29	70,22	68,68	72,85	72,21	69,22	71,62	70,39	70,77	71,41	73,83	70,28	69,59
Al ₂ O ₃	15,20	15,11	16,24	14,93	15,09	15,53	15,10	15,71	15,39	15,42	14,67	15,62	15,77
Fe ₂ O ₃	0,61	1,42	1,16	1,35	1,46	1,24	0,63	0,61	0,41	0,31	0,13	0,47	0,58
FeO	1,37	0,78	0,72	ND	ND	1,30	1,22	0,97	1,13	1,15	0,58	1,19	1,29
MgO	0,48	0,53	0,45	0,52	0,57	0,80	0,87	0,49	0,43	0,49	0,19	0,53	0,64
MnO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02
CaO	0,51	0,76	1,52	0,71	1,01	1,80	1,20	0,41	1,12	1,11	0,88	1,00	0,95
Na ₂ O	2,86	3,18	4,18	4,40	4,73	3,65	3,87	3,00	3,43	3,83	4,09	3,46	2,89
K ₂ O	5,12	5,00	4,84	3,64	3,32	4,00	3,80	5,00	4,84	4,61	4,15	5,00	4,87
TiO ₂	0,34	0,37	0,39	0,23	0,22	0,39	0,29	0,33	0,34	0,35	0,17	0,34	0,34
P ₂ O ₅	0,32	0,34	0,16	0,56	0,18	0,10	0,16	0,19	0,24	0,22	0,12	0,14	0,36
H ₂ O	0,32	0,33	0,32	ND	ND	0,18	0,16	0,32	0,19	0,13	0,23	0,20	0,34
Perte feu	1,71	1,33	1,35	0,95	0,88	0,89	0,88	1,97	1,31	1,20	1,03	1,25	2,03
TOTAL	99,14	99,38	100,06	100,17	99,71	99,15	99,86	99,40	99,63	100,26	10,08	99,51	99,67

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite porphyroïde à biotite + muscovite de Seglien-Croisty							Granite porphyroïde à deux micas de Malguenac					
Famille géochimique	P1-P2							P1-P2					
N° échantillon	F18	F19	F21	F22	F25	F27	F30	81-69	81-75	F75	F76	F77	F78
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite porphyroïde du Croisty							Granite porphyroïde à deux micas de Pontivy (s.l.)					
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	70,98	70,87	70,77	73,19	72,42	69,55	69,77	71,20	72,50	70,61	71,62	71,,84	71,56
Al ₂ O ₃	15;38	15,52	15,58	14,36	14,91	15,43	15,64	15,37	15,46	15,52	15,61	14,86	14,90
Fe ₂ O ₃	0,45	0,38	0,73	0,42	0,25	1,14	0,59	1,48	1,48	0,42	0,31	0,41	0,12
FeO	1,12	1,00	0;68	0,49	0,49	1,19	1,87	ND	ND	0,87	0,43	0,89	0,79
MgO	0,46	0,39	0,41	0,23	0,14	0,78	0,76	0,61	0,48	0,39	0,21	0,31	0,24
MnO	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	1,05	0,63	0,63	0,74	0,44	1,62	1,96	0,73	0,28	0,57	0,39	0,52	0,49
Na ₂ O	3,37	3,29	3,30	3,45	3,20	3,60	4,00	3,83	3,66	3,20	3,30	3,35	3,30
K ₂ O	4,58	5,47	4,80	4,77	5,62	3,97	3,55	4,43	4,62	4,95	5,15	5,25	5,75
TiO ₂	0,33	0,27	0,12	0,18	0,12	0,39	0,44	0,29	0,24	0,21	0,18	0,26	0,19
P ₂ O ₅	0,31	0,22	0,18	0,18	0,18	0,12	0,09	0,48	0,24	0,08	0,18	0,18	0,09
H ₂ O	0,19	0,27	0,45	0,23	0,29	0,24	0,16	ND	ND	0,28	0,24	0,26	0,23
Perte feu	1,51	1,73	1,61	0,94	1,24	1,18	0,87	1,34	1,48	1,92	1,83	1,67	1,56
TOTAL	99,75	100,07	99,27	99,20	99,32	99,24	99,75	99,80	100,47	99,04	99,47	99,82	99,24

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite porphyroïde à deux micas de Malguenac						Granite fin à deux micas de Locmalo						
Famille géochimique	P1-P2						L1						
N° échantillon	F83	F84	F89	B21	B62	B31	F6	F16	F20	F34	F35	F40	F43
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite porphyroïde à deux micas de Pontivy (s./.)						Granite fin (muscovite > biotite)						
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	71,96	70,57	70,12	71,20	71,62	68,93	70,12	71,13	71,05	72,53	73,02	72,58	70,87
Al ₂ O ₃	14,78	16,06	15,09	15,40	14,81	15,79	15,89	15,44	15,47	15,02	14,49	15,16	15,31
Fe ₂ O ₃	0,18	0,46	0,65	1,19	0,87	1,76	0,68	0,44	0,56	0,45	0,16	0,37	0,45
FeO	1,07	0,87	1,16	0,26	0,27	0,36	1,18	1,06	0,89	0,58	0,72	0,47	1,45
MgO	0,29	0,44	0,54	0,30	0,20	0,59	0,49	0,41	0,41	0,19	0,15	0,23	0,60
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	0,50	0,67	0,72	0,91	0,45	0,97	0,65	0,59	0,42	0,52	0,56	0,47	0,52
Na ₂ O	3,70	3,40	3,35	3,44	3,41	3,41	3,24	3,37	3,09	3,50	3,45	4,01	2,80
K ₂ O	4,70	5,55	5,40	4,75	5,12	3,81	5,23	5,07	5,01	5,00	5,30	4,72	5,00
TiO ₂	0,19	0,22	0,32	0,21	0,17	0,32	0,41	0,30	0,29	0,18	0,17	0,16	0,49
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,06	0,35	0,32	0,25	0,19	0,18	0,27	0,14	0,20	0,15	0,09
H ₂ O	0,14	0,14	0,18	0,22	0,36	0,73	0,33	0,22	0,30	0,17	0,10	0,17	0,23
Perte feu	1,38	1,34	1,81	1,24	1,49	2,03	1,91	1,44	1,94	1,19	0,97	1,22	0,23
TOTAL	99,11	99,88	99,42	99,49	99,11	98,97	100,34	99,66	99,71	99,49	99,31	99,73	99,34

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite fin à deux micas de Locmalo												
Famille géochimique	L1												
N° échantillon	F44	F45	F46	F47	F48	F50	F52	F61	F64	F65	F67	F68	F73
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite fin (muscovite > biotite)												
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	71,42	71,57	68,04	71,07	71,62	70,32	72,94	71,86	69,22	69,03	70,62	70,45	71,41
Al ₂ O ₃	15,67	15,31	16,83	15,21	15,10	15,67	14,94	15,13	15,70	15,88	15,54	15,67	15,13
Fe ₂ O ₃	0,42	0,60	0,97	0,60	0,63	0,59	0,38	0,40	0,58	1,09	0,56	0,69	0,52
FeO	0,69	0,71	1,13	0,87	1,22	1,44	0,64	0,52	1,44	1,17	0,93	1,08	1,14
MgO	0,42	0,28	0,63	0,92	0,87	0,66	0,16	0,19	0,61	0,80	0,39	0,41	0,52
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
CaO	0,31	0,50	0,67	0,50	1,20	0,63	0,44	0,38	0,23	0,55	0,42	0,31	0,49
Na ₂ O	2,85	3,68	2,97	3,47	3,87	2,97	3,67	3,20	2,62	2,82	3,04	3,11	3,28
K ₂ O	4,95	5,10	5,52	5,00	3,80	5,00	4,72	5,42	5,86	5,69	5,20	5,15	4,70
TiO ₂	0,29	0,24	0,38	0,32	0,29	0,43	0,23	0,13	0,25	0,37	0,26	0,32	0,23
P ₂ O ₅	0,08	0,16	0,16	0,18	0,16	0,12	0,24	0,31	0,26	0,25	0,20	0,22	0,16
H ₂ O	0,30	0,16	0,23	0,21	0,1	0,32	0,15	0,31	0,39	0,24	0,34	0,37	0,15
Perte feu	1,78	1,19	1,85	1,35	0,88	1,56	1,07	1,49	2,28	1,93	2,06	2,23	1,55
TOTAL	99,20	99,52	99,40	99,72	99,86	99,73	99,60	99,36	99,46	99,85	99,58	100,03	99,28

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite fin à deux micas de Locmalo							Granite intermédiaire de Locmaria					
Famille géochimique	L1							L2					
N° échantillon	F74	F81	F88	B7	B179	B173	B175	F17	F7	F8	F24	F41	F56
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite fin (muscovite > biotite)							Granite à deux micas fin à moyen homogène ou mélangé					
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	70,26	71,04	71,33	72,80	71,58	72,15	71,85	64,70	72,75	71,78	71,91	71,02	70,53
Al ₂ O ₃	15,70	15,40	15,14	15,14	15,51	15,04	15,05	16,50	15,10	15,34	15,02	15,64	15,24
Fe ₂ O ₃	0,36	0,34	0,28	0,68	0,80	0,69	0,86	4,43	0,31	0,17	0,69	1,06	0,89
FeO	1,14	0,77	0,73	0,21	0,24	0,28	0,13	ND	0,61	1,01	0,81	0,75	0,45
MgO	0,40	0,29	0,27	0,09	0,30	0,17	0,17	1,87	0,21	0,29	0,40	0,40	0,29
MnO	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,08	0,02	0,06	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
CaO	0,55	0,46	0,47	0,45	0,71	0,38	0,38	2,55	0,79	0,68	0,84	0,52	0,45
Na ₂ O	3,00	3,65	4,05	3,46	3,51	3,12	3,05	3,42	3,77	3,24	3,30	3,16	3,11
K ₂ O	5,25	5,00	4,71	3,94	5,19	5,25	5,25	4,72	4,64	4,51	4,90	4,95	5,47
TiO ₂	0,29	0,18	0,11	0,08	0,16	0,17	0,13	0,70	0,22	0,29	0,25	0,36	0,24
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,11	0,45	0,35	0,37	0,37	0,24	0,17	0,22	0,16	0,16	0,35
H ₂ O	0,22	0,25	0,31	0,49	0,43	0,32	0,41	0,74	0,24	0,25	0,24	0,20	0,24
Perte feu	1,77	1,69	2,04	1,48	1,30	2,00	1,81	0,22	1,26	1,48	1,16	1,67	1,97
TOTAL	99,07	99,24	99,56	99,31	100,09	99,96	99,48	100,15	100,09	99,27	99,71	99,91	99,25

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite intermédiaire de Locmaria												
Famille géochimique	L2												
N° échantillon	F60	F82	F86	F87	B58	B177	B144	B137	B47	B57	B77	B102	B124
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite à deux micas fin à moyen, homogène ou mélangé												
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	72,32	72,01	70,15	71,96	70,84	71,17	72,32	71,98	70,97	71,04	71,82	72,12	72,15
Al ₂ O ₃	14,96	14,80	15,79	15,07	15,46	15,05	14,73	15,31	15,27	15,30	15,63	15,19	14,57
Fe ₂ O ₃	0,40	0,01	0,34	0,20	1,04	0,88	0,67	0,76	0,78	1,15	1,00	0,53	0,97
FeO	0,44	1,07	1,14	0,77	0,02	0,25	0,30	0,31	0,36	0,06	0,18	0,31	0,12
MgO	0,19	0,37	0,51	0,25	0,17	0,21	0,24	0,22	0,27	0,27	0,15	0,15	0,17
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,01	0,08
CaO	0,47	0,70	0,82	0,47	0,60	0,97	0,54	0,47	0,74	0,75	0,60	0,57	0,66
Na ₂ O	3,47	3,75	3,35	3,60	3,57	3,44	3,83	2,92	3,57	3,75	3,75	2,86	3,66
K ₂ O	4,98	4,90	5,08	4,95	5,89	5,21	4,53	5,25	5,85	5,33	4,21	5,33	5,42
TiO ₂	0,12	0,17	0,22	0,09	0,19	0,22	0,16	0,20	0,27	0,20	0,18	0,19	0,16
P ₂ O ₅	0,28	0,05	0,11	0,10	0,47	0,27	0,40	0,32	0,37	0,26	0,39	0,44	0,33
H ₂ O	0,16	0,15	0,13	0,12	0,21	0,21	0,38	0,36	0,21	0,23	0,30	0,25	0,04
Perte feu	1,41	1,20	1,79	1,49	1,30	1,29	0,97	1,20	1,22	1,20	1,81	1,37	0,86
TOTAL	99,22	99,20	99,45	99,09	99,79	99,20	99,08	99,32	99,91	99,58	100,05	99,32	99,79

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite intermédiaire de Locmaria				Granite grossier à deux micas de Locuon et Bubry								
Famille géochimique	L2				L2								
N° échantillon	B128	81-86	81-10	81-11	F37	F38	F39	F45	F51	F57	F58	F63	F69
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite à deux micas, fin à moyen homogène ou mélangé				Granite à deux micas, grossier, homogène ou mélangé								
Composition en % d'oxydes													
SiO ₂	71,51	73,88	72,66	71,38	71,90	72,51	71,74	71,57	73,90	71,53	72,10	71,47	71,52
Al ₂ O ₃	14,92	14,83	14,59	15,19	14,97	15,15	15,39	15,31	14,77	15,30	14,91	15,17	15,04
Fe ₂ O ₃	0,86	1,04	1,88	1,76	0,29	0,28	0,51	0,60	0,19	0,26	0,13	0,38	0,22
FeO	0,21	ND	ND	ND	0,72	0,64	0,70	0,71	0,72	0,93	0,78	0,65	1,05
MgO	0,21	0,32	0,70	0,61	0,27	0,19	0,23	0,28	0,10	0,28	0,24	0,19	0,31
MnO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	0,60	0,37	1,02	0,79	0,96	0,47	0,47	0,50	0,31	0,45	0,45	0,40	0,33
Na ₂ O	3,38	3,85	3,59	3,56	3,73	3,21	3,47	3,68	3,42	3,30	3,69	3,63	3,17
K ₂ O	5,17	4,70	4,12	4,97	4,45	4,57	4,95	5,10	4,62	5,34	5,42	5,99	5,40
TiO ₂	0,27	0,17	0,35	0,38	0,17	0,20	0,35	0,24	0,22	0,22	0,13	0,15	0,17
P ₂ O ₅	0,34	0,16	0,30	0,21	0,16	0,19	0,10	0,16	0,21	0,20	0,30	0,23	0,36
H ₂ O	0,18	ND	ND	ND	0,34	0,44	0,16	0,16	0,19	0,16	0,20	0,25	0,36
Perte feu	1,33	0,98	1,06	1,01	1,46	1,79	1,26	1,19	1,14	1,48	1,37	1,23	1,99
TOTAL	99,00	100,33	100,30	99,89	99,44	99,66	99,35	99,52	99,81	99,47	99,74	99,76	99,94

ANNEXE 2 (suite)

Famille pétrographique	Granite grossier à deux micas de Locuon et Bubry						Leucogranite de Langonnet					
Famille géochimique	L2						L3					
N° échantillon	F70	B114	81-5	81-2	81-50	81-52	F13	F31	F33	F36	F49	F54
Formation cartographiée sur feuille Rostrenen	Granite à deux micas, grossier, homogène à mélangé						Leucogranite de Langonnet					
Composition en % d'oxydes												
SiO ₂	72,56	70,57	73,43	72,26	73,02	72,77	74,50	70,95	72,83	73,61	71,62	73,76
Al ₂ O ₃	14,79	15,55	14,72	14,94	14,77	14,74	14,72	15,06	15,34	15,11	15,30	14,70
Fe ₂ O ₃	0,13	0,91	1,19	1,18	1,26	1,34	0,26	0,40	0,29	0,05	0,89	0,03
FeO	0,64	0,27	ND	ND	ND	ND	0,33	0,98	0,19	0,62	0,82	0,24
MgO	0,07	0,22	0,36	0,32	0,37	0,47	0,04	0,43	0,04	0,05	0,41	0,03
MnO	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	0,36	0,66	0,61	0,20	0,50	0,26	0,47	1,37	0,31	0,51	0,63	0,34
Na ₂ O	3,66	3,60	3,88	3,69	3,60	3,72	5,15	3,45	2,95	4,15	3,28	3,96
K ₂ O	4,93	5,42	4,53	5,27	4,73	4,54	2,81	5,52	4,87	3,75	4,72	5,18
TiO ₂	0,08	0,22	0,30	0,19	0,18	0,20	0,10	0,23	0,12	0,05	0,27	0,07
P ₂ O ₅	0,19	0,47	0,39	0,38	0,60	0,33	0,44	0,16	0,12	0,24	0,11	0,29
H ₂ O	0,68	0,20	ND	ND	ND	ND	0,11	0,18	0,22	0,22	0,35	0,03
Perte feu	1,80	1,33	1,01	1,08	1,24	1,30	1,11	0,68	1,78	1,15	1,39	1,28
TOTAL	99,90	99,45	100,45	99,55	100,30	99,70	100,07	99,43	99,08	99,53	99,81	99,93

ANNEXE 3 - DATATIONS Pb/Pb PAR ÉVAPORATION DIRECTE
DU PLOMB SUR MONOZIRCON
(A. COCHERIE, J.Y. CALVEZ)

Introduction

Les calculs d'âges ont été effectués en utilisant les constantes suivantes :

$$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} : \lambda_1 = 0,98485 \cdot 10^{-9} \text{ an}^{-1}$$

$$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} : \lambda_2 = 0,155125 \cdot 10^{-9} \text{ an}^{-1}$$

Les rapports $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ sont corrigés du Pb commun, en utilisant l'isotope stable (non radiogénique) ^{204}Pb , c'est-à-dire les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés au spectromètre de masse et ces mêmes rapports calculés par Stacey et Kramers (1975) à l'âge supposé des formations étudiées pour des systèmes dépourvus d'U (galènes, feldspaths).

On obtient un âge de cristallisation si l'une des conditions suivantes est remplie : soit les zircons sont concordants, soit les zircons sont situés sur une discordia passant par l'origine c'est-à-dire que la perte de Pb est récente.

On s'assure que ces conditions sont remplies en effectuant des mesures sur plusieurs cristaux (de 4 à 8). En effet, la probabilité est très faible d'obtenir sur plusieurs cristaux, un même âge 207/206, s'ils ont subi un événement thermique important et ancien, ou une perte continue de Pb. Les avantages par rapport à la méthode U/Pb classique sont multiples : (1) on s'affranchit facilement de la contamination grâce au 1^{er} palier de température ; (2) si une perte de Pb a affecté la périphérie du zircon seulement, on peut le constater directement ; (3) on s'affranchit aussi du problème d'héritage grâce à cette méthode d'évaporation par palier ; (4) le Pb commun souvent plus abondant en périphérie est facilement corrigé.

Résultats

• **Échantillon 843 : granite de Rostrenen, lobe nord.** Les quatre zircons analysés donnent deux séries d'âge différent. Les zircons Zr 1 et Zr 4 sont allongés et donnent, sur deux paliers, des âges homogènes à 310 ± 11 Ma. Il y a peu de Pb commun. La présence des deux paliers de même âge tend à montrer qu'il n'y a pas eu de perte continue de Pb. Cependant, on peut envisager une perte épisodique qui aurait affecté le cristal dans son ensemble. Dans cette hypothèse l'âge de 310 Ma n'aurait aucune signification.

Les zircons Zr 2 et Zr 3 sont beaucoup plus massifs. On n'a plus qu'un seul palier donnant un âge à 372 ± 9 Ma. Cet âge peut correspondre à l'âge du granite si on considère que les zircons massifs n'ont pas subi la perte épisodique subie par les zircons allongés.

L'autre hypothèse est de considérer les âges à 310 Ma comme l'âge de cristallisation du granite ayant piégé des zircons plus anciens de 62 Ma.

• **Échantillon 691 : granite du Croisty.** Plusieurs zircons n'ont donné que peu ou pas de blocs. Un âge moyen, mais peu précis, a été calculé sur seulement 13 blocs à 318 ± 23 Ma. Un zircon protérozoïque ($1\ 404 \pm 10$ Ma) a été daté ; c'est un zircon hérité. L'âge à 318 Ma devra être confirmé par d'autres méthodes de géochronologie absolue, par des analyses complémentaires ou par des contraintes de terrain.

• **Échantillon 817b : granite de Rostrenen, lobe sud.** Trois zircons donnent un seul palier. On obtient un âge à 314 ± 16 Ma. Cet âge imprécis est peut-être à rapprocher des 310 et 318 Ma obtenus sur 843 et 691. Il confirmerait donc, pour les granites à biotite, un âge plus jeune que celui obtenu par isochrone sur les leucogranites (344 ± 8 Ma ; Peucat *et al.*, 1979).

• **Échantillon 335 : leucogranite de Pontivy.** Il n'a pas été possible de calculer un âge moyen en raison du faible nombre de blocs enregistrés et de la variation des âges entre environ 290 et 380 Ma.

• **Échantillon 380 : leucogranite de Langonnet.** Dix cristaux ont été analysés. Ce granite est probablement un produit de fusion de matériaux très anciens (archéens) confirmé par la mesure de deux paliers sur deux zircons différents (Zr 1 et Zr 8). Les autres zircons n'ont donné qu'un seul palier chacun ; comme ils sont très variables, on peut penser que l'on a mesuré une moyenne sur chaque cristal hétérogène. La fusion du matériel sédimentaire n'est pas allé jusqu'à la mise en solution des zircons.

ANNEXE 3 (suite)

Granite 843

Zircon	T °C	Nb Blocs	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par paliers	Âge moyen par zircon	Âge moyen	
Zr1	a)	7	$8,3 \times 10^{-5}$	$0,100 \pm 11$	$0,05243 \pm 24$	304 ± 10	307 ± 9		
	b)	10	$4,0 \times 10^{-5}$	$0,287 \pm 7$	$0,05253 \pm 19$	309 ± 8			
		17							
Zr4	a)	7	$4,6 \times 10^{-5}$	$0,061 \pm 1$	$0,05280 \pm 33$	320 ± 14	315 ± 12		
	b)	8	$7,1 \times 10^{-5}$	$0,079 \pm 1$	$0,05226 \pm 16$	310 ± 7			
		15							
(Zr1, Zr4)		32						$310 \pm 11 \text{ Ma}^{(1)}$	
Zr2	1570	10	$8,7 \times 10^{-5}$	$0,032 \pm 1$	$0,05406 \pm 16$	373 ± 7			
Zr3	1570	11	$3,9 \times 10^{-5}$	$0,046 \pm 1$	$0,05402 \pm 27$	372 ± 11			
Zr2, Zr3		21						$372 \pm 9 \text{ Ma}^{(2)}$	

(1) Zircons allongés donnant un âge jeune sur deux paliers ; ce n'est donc pas un rajeunissement apparemment dû à une perte de plomb (continue ou épisodique).

(2) Zircons plus massifs donnant un âge plus ancien, mais un seul palier pour chacun des deux zircons ; ces zircons sont-ils hérités ?

ANNEXE 3 (suite)

Granite 691

Zircon	T °C	Nb Blocs	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par paliers	Âge moyen par zircon	Âge moyen
Zr3	1560	1	20×10^{-5}	$0,046 \pm 2$	0,05451	392		
Zr7	1530	4	$1,8 \times 10^{-5}$	$0,138 \pm 2$	$0,08899 \pm 47$	1404 ± 10		
Zr4	1590	2	17×10^{-5}	$0,005 \pm 1$	$0,05226 \pm 39$	297 ± 17		
Zr 5	1530	2	10×10^{-5}	$0,041 \pm 20$	$0,05262 \pm 16$	312 ± 7		
Zr6	1560	1	$8,5 \times 10^{-5}$	$0,039 \pm 1$	0,05355	352		
Zr8	1560	8	$7,6 \times 10^{-5}$	$0,233 \pm 40$	$0,05280 \pm 48$	320 ± 21		
(Zr4, Zr5, Zr6, Zr8) 13								$328 \pm 23 \text{ Ma}$

Granite 817B

Zircon	T °C	Nb Blocs	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par paliers	Âge moyen par zircon	Âge moyen
Zr2	1540	8	$4,9 \times 10^{-5}$	$0,114 \pm 3$	$0,05293 \pm 39$	328 ± 17		
Zr4	1575	2	$6,5 \times 10^{-5}$	$0,092 \pm 1$	$0,05255 \pm 3$	309 ± 1		
Zr6	1560	10	20×10^{-5}	$0,036 \pm 2$	$0,05245 \pm 12$	305 ± 8		
(Zr2, Zr4, Zr6) 20								$314 \pm 16 \text{ Ma}$

ANNEXE 3 (suite)

Granite 335

Zircon	T °C	Nb Blocs	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par paliers	Âge moyen par zircon	Âge moyen
Zr2	1540	4	$6,0 \times 10^{-5}$	$0,015 \pm 1$	$0,05417 \pm 32$	378 ± 13		pas d'âge moyen
Zr4	1540	1	$5,7 \times 10^{-5}$	$0,077 \pm 1$	0,05206	288		
Zr6	1620	5	14×10^{-5}	$0,026 \pm 1$	$0,05211 \pm 22$	290 ± 10		

Granite 860

Zircon	T °C	Nb Blocs	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par paliers	Âge moyen par zircon	Âge moyen
Zr1	a)	1	202×10^{-5}	0,371	0,14814	2325		
	b)	1	159×10^{-5}	0,287	0,15903	2445		
Zr2	1540	1	29×10^{-5}	0,266	0,66201	813		
Zr3	1580	8	13×10^{-5}	$0,304 \pm 3$	0,05493	$409 \pm 24^{(1)}$		
Zr8	a)	2	158×10^{-5}	$0,206 \pm 3$	$0,18512 \pm 218$	2700 ± 20		
	b)	17	31×10^{-5}	$0,178 \pm 1$	$0,20168 \pm 80$	2840 ± 6		
Zr9	1530	2	24×10^{-5}	$0,026 \pm 1$	$0,05444 \pm 47$	389 ± 19		
Zr10	1530	2	$4,3 \times 10^{-5}$	$0,029 \pm 1$	$0,05352 \pm 7$	351 ± 3		

Ce granite a subi des interactions fortes avec du matériel ancien d'âge supérieur ou égal à 2840 ± 6 Ma.

(1) Bonne émission, mais diminution régulière et importante du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ au cours de l'enregistrement des blocs.

ANNEXE 4 - ARDOISIÈRES DE LA BORDURE SUD DU BASSIN DE CHÂTEAULIN SUR LA FEUILLE ROSTRENE

Département Commune	Nom de l'ardoisière et numéro sur la carte	Degré de précision de la localisation		Type de travaux			Type de matériaux		Période d'activité (date de fermeture)		
		1	2	ciel ouvert	souterrain	profondeur maxi. (m)	ardoise fine	ardoise rustique	1830- 1880	1880- 1940	1960- 1991
Finistère St-Hernin	1 Kervez	1		x							
	2 Bonne Chance		2		x		x				
	3 Goaranvec		2	x		20	x	x	x	x(1905)	
	4 Coat Goaranvec		2	x							
	5 Leintudec	1			x		x				
	6 Le Parc		2	x	x	32	x	x	x	x	
	7 Toul-Peber		2	x							
	8 Rumoal	1		x							
	9 Moulin Donan	1			x		x				
	10 Kermana'ch		2	x	x	92	x		x	x	x(1970)
	11 Pont Kervranec		2	x	x	35	x			x(1935)	
	12 Catelimer		2		x	10	x			1921- 1923	
Motreff	13 Coat-ar-Zant	1		x							
	14 Lescoat nord	1		x	x						
	15 Lescoat centre		2	x	x						
	16 Lescoat sud	1		x	x		x				
	17 Lannezval		2	x		15/45	x		x	x(1928)	
	18 Lescollet		2	x		35	x	x	x	x	x
	19 Barnaou	1		x				x			
	20 Moulin Neuf		2	x	x	145	x	x		x(1943)	x
	21 Cosquer		2		x	90	x			x	x(1963)
	22 Kerrouiller		2		x	23,50	x		x	x	

1. Peu connue, abandonnée à la fin du 19^e siècle, repérée dans les archives départementales.

2. Connue par les dossiers des archives de la direction régionale de l'industrie, de la recherche et de l'environnement de Bretagne, ou localisée sur le terrain en 1970, exploitée au 19^e et 20^e siècle.

ANNEXE 4 (suite)

Département Commune	Nom de l'ardoisière et numéro sur la carte	Degré de précision de la localisation		Type de travaux			Type de matériaux		Période d'activité (date de fermeture)		
		1	2	ciel ouvert	souterrain	profondeur maxi. (m)	ardoise fine	ardoise rustique	1830- 1880	1880- 1940	1960- 1991
Finistère Motreff	23 Rosveur	1		x							
	24 Roz-Zullec	1		x							
	25 Leign-Bozec		2	x							
	26 Moulin de Bronolo est		2	x	x	96	x		x	x	
	27 Moulin de Bronolo ouest		2	x							
	28 Kernaman		2	x							
	29 Luzurvérien		2	x	x	29	x	x			
	30 Le Brugou		2	x							
	31 Sterlenn	1		x							
	32 Kergaravat		2	x	x	80	x	x		x	
Cotes d'Armor Plévin	33 Kervoalzé sud		2	x	x	50	x	x		x	x(1976)
	34 Kervoalzé nord		2	x						x	reprise 1970
	35 Trémez ouest		2	x							
	36 Trémez centre		2	x							
	37 Trémez est		2	x	x	16	x	x		x	reprise 1968
	38 Pont-an-Amour		2					x			
	39 Goafédeït		2	x				x			1977- 1984

1. Peu connue, abandonnée à la fin du 19^e siècle, repérée dans les archives départementales.

2. Connue par les dossiers des archives de la direction régionale de l'industrie, de la recherche et de l'environnement de Bretagne, ou localisée sur le terrain en 1970, exploitée au 19^e et 20^e siècle.

ANNEXE 4 (suite)

Département	Nom de l'ardoisière et numéro sur la carte	Degré de précision de la localisation		Type de travaux			Type de matériaux		Période d'activité (date de fermeture)		
		1	2	ciel ouvert	souterrain	profondeur maxi. (m)	ardoise fine	ardoise rustique	1830- 1880	1880- 1940	1960- 1991
Côtes d'Armor Plévin	40 Kerantal		2	x	s	110	x			x(1939)	
	41 Conervan		2	x	s	100	x			x(1936)	
	42 Kervédéit		2	x	s	48	x			x(1921)	
	43 Pont Tohou		2		s	75	x	x		x(1932)	1964-1966
	44 Tohou		2	x	s	97	x			x	x(1972)
	45 Le Réchou		2	x	s	97	x			x	
	46 Le Réchou-vihan		2	x				x			1974-1982
	47 Rufojou	1		x							
48 Kerbiriou		2	x								
Paule	49 Le Rest		2	x							
	50 Coat-an-Turc ouest		2		x	40	x	x		x	1968-1987
	51 Coat-an-Turc est		2	x						x	x(1985)
	52 St-Irly		2		x	53	x	x		x	

1. Peu connue, abandonnée à la fin du 19^e siècle, repérée dans les archives départementales.

2. Connue par les dossiers des archives de la direction régionale de l'industrie, de la recherche et de l'environnement de Bretagne, ou localisée sur le terrain en 1970, exploitée au 19^e et 20^e siècle.

ANNEXE 5 - INDICES MÉTALLIFÈRES

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Kerguicher	1-4001	Fe	Goëthite	Amas	Epidiorite	Ancienne ferrière.
Menez-Robin	1-4002	Fe	Goëthite, hématite	Amas	Epidiorite	Ancienne ferrière.
Kergoff	3-4001	Pb, Zn, U	Autunite, blende, pyrite, pechblende	Filon	Granite de Rostrenen	Filon, N160°, subvertical, de 0,3 à 0,55 m
Kertanguellou	3-4004	U	Autunite, gummite	Filon		Simple indice
Trégornan	3-4003	Pb, Zn	Blende, chalcopryrite, covellite, galène, marcasite, pyrite, pyromorphite, cérusite	Filon	Leucogranite de Pontivy	Filon reconnu par travaux souterrains. N160°, 75°W. 0,70 à 4 m de puissance, teneurs non économiques.
Rescano Ouest	3-4005	U	Gummite	Filon	Granite porphyrique	Filon, N165°, subvertical, de 0,10 à 0,20 m.
Ty-filoche	3-4011	Zr, Ti	Zircon, rutile	Niveau stratiforme	Grès	Simple indice formationnel.
Le Guélen	3-4013	U	Gummite, phosphates d'U	Filon	Granite	Filon de quartz rouge et quartz enfumé, simple indice.
Rescano Est	4-4001	U	Gummite, graphite	Filon	Granite de Rostrenen	Simple indice (fouille).
Tregarantec-1	4-4002	U	Renardite, tobernite, uranocirite	Filon	Contact Granite - Schiste et grès	Trois filonnets, subparallèles, N170°, subverticaux de 10 cm, simple indice.
Tregarantec-2	4-4003	U	Autunite, tobernite	Filon	Brèche argilo-ferrugineuse au contact du granite	N180°-80°E, puissance métrique, simple indice
Locoal	4-4004	Pb, Zn	Galène, pyromorphite	Filon	Granite	Filon reconnu par travaux souterrains, N170°-80°W, de 5 à 10 m de puissance, teneurs non économiques.

ANNEXE 5 (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cosquer-Boulou	4-4005	Zr, Ti	Zircon, rutile	Niveau stratiforme	Grès armoricain	Simple indice.
Goas-ar-Golen	4-4012	Pb		Anomalie géochimique	Leucogranite	Anomalie géochimique en Pb : 100-280 ppm. Sans structuration précise.
Locuon-2	4-4013	U	Gummite	Filon	Granite	Fouille superficielle sur simple indice.
Quinquis-Gleis	5-4001	W-Sn	Wolframite, cassitérite	Eboulis de quartz	Schiste briovérien et Granite	Prospection alluvionnaire et éluvionnaire, Indices minéralisés en blocs volants.
Toul-Trink	5-4002	As, Pb, Zn	Pyrite, mispickel, blende, chalcopyrite	Disséminations et filonnets	Granite	Disséminations à sulfures (As, Cu, Zn) en roche et anomalie géochimique Pb structurée NW-SE.
Penfao	5-4003	W, Sn, Zn, Pb	Cassitérite, wolframite, blende, galène	Filon	Granite	Anomalie géochimique As, Pb, Zn d'extension kilométrique NW-SE et anomalies dispersées en W. Présence de cassitérite et wolframite en prospection éluvionnaire.
Landévec	5-4004	Fe	Hématite	Amas	Épidiorite	Ferrière
Kerhuo	5-4005	Pb, Zn, Ag	Blende, galène, pyrite, mispickel	Filon	Schiste briovérien	Filonnets de sulfures dans une gangue sériciteuse, sans caisse filonienne bien définie.
Kervendu	5-4006	Fe	Hématite	Amas	Épidiorite	Ferrière.
Pontigou	6-4001	Sn	Cassitérite, pyrite, mispickel, blende, apatite	Filon, Placer	Granite de Langonnet	Filonnets quartzeux N-S à cassitérite reconnus par travaux miniers. Placer de l'ordre de 300 t Sn pour 600 000 m ³ d'alluvions. Ancienne exploitation.

ANNEXE 5 (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Kercastellou	6-4002	Sn	Cassitérite	Placer	Granite de Langonnet	Voir Pontigou.
Menez-Bloch	6-4003	U	Autunite	Filon	Granite du Faouet	Simple indice, orienté N020°.
Kercastellou	6-4004	Sn	Cassitérite, mispickel	Stockwerk	Granite de Langonnet	Éluvions quartzieuses à cassitérite. Simple indice attribué au démantèlement d'un stockwerk.
Kerallic	7-4001		Apatite	Filon	Granite de Langonnet	Simple indice porté par un filon de quartz de 1 à 2 m de puissance.
Moulin de Kerfandol	8-4008	Ce-Th	Terres rares	Disséminé		Simple indice de pegmatite à terres rares.
Locuon	8-4002	U	Phosphates d'U	Filon	Granite	Champ filonien
Le Launay	8-4004	U	Gummite, autunite, tobernite, barytine	Filon	Granite	Filon de quartz rouge de 0,40 m N160° subvertical.

Impression BRGM
Service reprographie
Dépôt légal : décembre 1997



ROSTRENEN

La carte géologique à 1/50 000
ROSTRENEN est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : CHÂTEAULIN (N° 73)
à l'est : PONTIVY (N° 74)

Huelgoat	Carhaix-Plouguer	Quintin
Gourin	ROSTRENEN	Pontivy
Rosporden	Plouay	Bubry