



QUESTEMBERT

La carte géologique à 1/50 000
QUESTEMBERT est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : VANNES (N° 89)
- au nord-est : REDON (N° 90)
- au sud-ouest : QUIBERON BELLE-ILE (N° 103)
- au sud-est : ST-NAZAIRE (N° 104)

Elven	Malestroit	La Gacilly
Vannes St-Gildas de-Rhuys	QUESTEMBERT	Redon
	La Roche- Bernard	Savenay

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

QUESTEMBERT

1021

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE

QUESTEMBERT A 1/50 000

par J. PLAINE, B. HALLÉGOUËT et Y. QUÉTÉ

1984

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-HERCYNiennes</i>	7
<i>ROCHES PLUTONIQUES ANTÉ-HERCYNiennes</i>	13
<i>ROCHES PLUTONIQUES PRÉ-HERCYNiennes ET HERCYNiennes</i>	15
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	23
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	23
<i>ROCHES CATACLASTIQUES ET MYLONITIQUES</i>	32
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES POST-HERCYNiennes</i>	34
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE	38
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	42
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	42
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	43
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	48
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	48
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	48
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	52
AUTEURS DE LA NOTICE	53
TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS	53
ANNEXE :	
<i>TABLEAUX 1 ET 2 : ANALYSES CHIMIQUES</i>	54
<i>TABLEAU 3 : GISEMENTS ET INDICES MINÉRALISÉS</i>	56

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette première édition de la feuille Questembert à 1/50 000 a été levée, pour les formations du socle, par des géologues de l'Institut de géologie de Rennes et du Centre armoricain d'étude structurale des socles (L.P. C.N.R.S.) et pour les formations superficielles par Bernard Hallegouët, ingénieur à l'université de Bretagne occidentale (Institut de Géoarchitecture).

La cartographie des formations cristallines et cristallophylliennes du domaine de l'anticlinal de Cornouaille et du cisaillement sud-armoricain (zone broyée sud-armoricaine), réalisée par Pierre Jégouzo, assistant à l'université de Rennes (thèse 3^e cycle, Rennes, 1973), a été précisée et complétée en 1979 par Jean Plaine, ingénieur à l'université de Rennes, en fonction des données nouvelles acquises ces dernières années. La cartographie et l'établissement de la lithostratigraphie des terrains paléozoïques des terminaisons périclinales de Béganne sont le résultat des travaux de Bernard Pivette, ingénieur géologue à la Compagnie générale de géophysique (thèse 3^e cycle, Rennes, 1978).

Pour ce qui est du synclinal de Rochefort-en-Terre, Jean Plaine y a retrouvé les formations sédimentaires telles qu'il les a définies et décrites sur la feuille voisine Malestroit avec des problèmes cartographiques et stratigraphiques qui ne sont pas encore résolus.

Cet auteur, avec la participation de Dominique Guérin, étudiant, a également réalisé la cartographie des différents faciès du granite de Questembert, de ses apophyses méridionales, ainsi que des petits massifs qui, de Berric à Péaule, abondent dans les micaschistes et gneiss protézoïques.

Les connaissances stratigraphiques, pétrographiques et structurales antérieures sont dues à Ch. Barrois, auteur des premières éditions des feuilles à 1/80 000 Vannes, Redon, Quiberon—Belle-Ile—Saint-Nazaire, à Jean Cogné et à Bernard Charoy (massif de Questembert).

La coordination scientifique et la synthèse cartographique ont été assurées par Jean Plaine.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Entièrement située en pays gallo (*) (arrière-pays vannetais et pays de la basse Vilaine), aux confins des départements de Loire-Atlantique et l'Ille-et-Vilaine, la feuille Questembert s'inscrit sur deux grands domaines d'évolutions métamorphique et structurale différentes, séparés par l'important accident cisailant qu'est le cisaillement sud-armoricain (ou zone broyée sud-armoricaine) qui se marque ici par le grand développement de mylonites, d'ultramylonites et de filons de quartz.

(*) En Bretagne, le pays gallo correspond à la Haute Bretagne au parler patois par opposition à la Basse Bretagne où est parlée la langue bretonne ; le nombre important de localités commençant par Ker témoigne cependant d'une forte empreinte celte.

• **Au Sud, les séries catazonales du domaine de l'anticlinal de Cornouaille** sont représentées par les migmatites et granites d'anatexie de Muzillac et la Roche-Bernard qui ne laissent apparaître qu'une partie des micaschistes et roches basiques de l'estuaire de la Vilaine largement développés sur la feuille voisine de la Roche-Bernard.

• **Au Nord, les leucogranites hercyniens**, que l'on observe depuis la Pointe-du-Raz jusqu'au-delà de Nantes, sont intrusifs dans les séries mésozonales et épizonales briovériennes à siluriennes du *domaine ligérien*, domaine situé entre les deux branches du cisaillement sud-armoricain.

Domaines sédimentaires

Au Nord de la feuille, le **synclinal de Rochefort-en-Terre** dresse au-dessus de la vallée de l'Arz, sa crête rectiligne de schistes ardoisiers jalonnés d'exploitations aujourd'hui abandonnées. Plus au Sud alternent dépressions cultivées et crêtes vigoureuses couronnées de forêts de pins. Au-dessus du Groupe de Bains-sur-Oust, d'âge incertain (Briovérien à Arenig ?) (*), la série sédimentaire qui se rattache à celle du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire débute à l'Arenig et atteint vraisemblablement le Silurien moyen. Dans sa partie méridionale, le granite de Questembert y développe un intense métamorphisme de contact.

Les terminaisons périclinales de Béganne, dans lesquelles les formations sont, sur cette feuille, uniquement ordoviciennes (Arenig à Caradoc), correspondent à la terminaison occidentale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire au Sud du granite de Questembert. Elles offrent des reliefs boisés peu propices à l'agriculture, reliefs que la Vilaine franchit en cluse au niveau de Pelouan après avoir occupé une vaste zone de marais qui prend toute son ampleur dans la région de Redon.

Parmi les domaines sédimentaires, le vaste territoire occupé par les **formations protérozoïques** plus ou moins métamorphiques offre des reliefs dont l'altitude modeste est fréquemment rompue par des crêtes granitiques. Il s'agit du domaine le plus fertile et le plus largement cultivé de la région.

Domaines granitiques et granito-gneissiques

Barrant la feuille dans toute sa largeur, le **massif granitique de Questembert** (ou granite de Grandchamp—Allaire) forme un vaste plateau large de 5 à 6 kilomètres largement boisé, dont l'altitude moyenne voisine de 80 mètres s'élève régulièrement vers l'Ouest. Si, dans sa partie septentrionale, son contact intrusif dans les formations paléozoïques est relativement franc, dans sa partie méridionale il montre une série de digitations grossièrement parallèles isolées par des bandes micaschisteuses. Il s'agit d'un granite clair à deux micas, à grain millimétrique ou à petits porphyroblastes feldspathiques qui présente un remarquable faciès porphyroïde dans sa partie orientale (Saint-Jacut-les-Pins, Allaire, Caden). Sa mise en place se situe entre 320 et 330 M.A.

Correspondant également à des leucogranites de même type ou voisins de celui de Questembert, la **lame granitique de Foleux** et son prolongement vers Coët-Bihan constituent dans les séries métamorphiques protérozoïques une

(*) Note de l'éditeur. — A la demande des auteurs, la terminaison *ien* (dans Arenigien, Caradocien...) n'a pas été conservée ici pour le Paléozoïque inférieur, dans la mesure où elle s'applique à des *étages* alors qu'ici ils font références à des *séries*.

limite géologique entre un domaine septentrional sans filons importants et un domaine méridional riche en pointements granitiques, en filons aplitiques, pegmatitiques et en filons de quartz.

Plus au Sud, les *granites de Péaule, du Guerno et de Berric* constituent autant de domaines particuliers. Ils s'inscrivent également dans la lignée des granites à deux micas du cisaillement sud-armoricain.

Parmi les domaines granitiques, l'*orthogneiss granodioritique porphyroïde de Fescal*, de part et d'autre de la Vilaine au Nord et au Sud-Est de Nivillac, constitue une unité particulière dont la mise en place dans les formations protérozoïques s'est effectuée avant celle des leucogranites, vraisemblablement autour de 450 M.A.

Aux domaines granitiques précédents, tournés vers l'intérieur des terres, succèdent au Sud du cisaillement sud-armoricain, les *formations granitiques et granito-gneissiques de la Roche-Bernard et de Muzillac* ouvertes sur l'océan atlantique et qui offrent des paysages de landes aux reliefs peu accentués. L'évolution métamorphique de ce domaine s'est achevée vers 376 M.A. aux dépens de formations sédimentaires d'âge incertain (Protérozoïque supérieur et/ou Paléozoïque inférieur) et de matériaux plutoniques dont l'âge de mise en place se situe entre 460 et 420 M.A.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-HERCYNiennes

Formations du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire

L'ensemble des terrains sédimentaires anté-secondaires reconnus sur la feuille Questembert appartient au synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, vaste unité structurale qui, au Sud de la faille Malestroit-Angers, s'étend depuis le Sud d'Angers (Maine-et-Loire) jusqu'aux environs d'Elven (Morbihan). Du Nord au Sud, il regroupe les sous-unités suivantes :

- l'*anticlinal des Landes de Lanvaux—synclinal de Rochefort-en-Terre* dans laquelle les formations sédimentaires ont des âges allant du Briovérien au Silurien ;
- les *terminaisons périclinales de Béganne*, partie occidentale du synclinorium de Redon, dans lesquelles les formations sédimentaires sont, sur cette feuille, d'âge ordovicien.

Anticlinal des Landes de Lanvaux—synclinal de Rochefort-en-Terre

Les terrains paléozoïques situés au Nord du massif granitique de Questembert appartiennent au synclinal de Rochefort-en-Terre, partie nord-occidentale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. Comme dans les parties orientales de ce dernier, de nombreuses incertitudes demeurent quant à la succession lithologique exacte et quant à l'âge des sédiments. Les difficultés sont en outre ici renforcées par l'absence quasi totale de données paléontologiques et par l'intense métamorphisme de contact que développe le granite de Questembert, oblitérant partiellement ou en totalité la lithologie primitive.

Au-dessus du Groupe de Bains-sur-Oust, rangé, pour des commodités de rédaction et d'étude, parmi les formations paléozoïques bien que la majeure partie appartienne vraisemblablement au Protérozoïque, la *Formation du Grès armoricain* apparaît réduite à une dizaine de mètres.

La *Formation de Rochefort-en-Terre*, qui la surmonte,affleure largement à la faveur de nombreux replis ; comme sur la feuille voisine Malestroit, on y distingue un membre inférieur, le *Membre du Gueuzon (Schistes d'Angers)*, et un membre supérieur, le *Membre de Saint-Perreux (Schistes de Saint-Perreux)*, ce dernier correspondant au Membre de Liverzel défini dans un contexte métamorphique (feuille Malestroit).

La barre gréseuse qui succède à cette importante masse schisteuse représente la *Formation de l'Éclys* (localité-type sur la feuille Redon) ; d'une puissance de l'ordre de 50 mètres, elle est ici entièrement métamorphique.

b-02G, b-02S. Groupe de Bains-sur-Oust. Briovérien à Arenig ? (puissance non déterminée : 1 000 m ?). Sur la feuille Questembert, le Groupe de Bains-sur-Oust (Schistes et Arkoses de Bains, Ch. Barrois et M. Bochet 1890) n'apparaît qu'au Nord-Ouest de Saint-Jacut-les-Pins dans la vallée de l'Arz ; les affleurements sont réduits (le Barril au Vin, Couesnongle, Tressel) et souvent masqués par les éboulis de *siltstones* de la Formation de Rochefort-en-Terre (la Larderie ou Lardrie) ou par les terrasses alluviales de l'Arz (Panhaleux).

Ce groupe comprend des *siltstones*, des grès arkosiques, des grès plus ou moins grossiers et des *greywackes* qui semblent passer progressivement aux alternances grésos-silteuses de la Formation du Grès armoricain (le Haut Calléon).

Les *siltstones* sont les sédiments les plus abondants ; ils se présentent à l'état de schistes verdâtres, parfois micaschisteux à proximité du granite des Landes de Lanvaux (la Bogerie) (cf. feuilles Malestroit et Redon) ; leur ressemblance avec les sédiments protérozoïques de Bretagne centrale est frappante. On y distingue des *siltstones* fins et homogènes à matrice quartzo-sériciteuse et des *siltstones* à fines lamines gréseuses constituées de quartz, plagioclase, feldspath potassique, en grains anguleux mal classés, de longues lamelles de muscovite, le tout étant entouré d'une matrice abondante.

Dans la zone de passage à la Formation du Grès armoricain existent des *siltstones* bleu-noir très semblables à ceux de l'Ordovicien inférieur et moyen (Formation de Rochefort-en-Terre) (le Haut Calléon, Saint-Barnabé).

Les *greywackes*, en alternance avec les autres faciès, sont nombreuses dans l'affleurement de Cassereu au Nord du Barril au Vin et sur la rive gauche de l'Arz aux environs des Pâtis. Ce sont des sédiments verdâtres, parfois grano-classés, à fines lamines, dans lesquels les éléments clastiques sont aisément identifiables sur le terrain. Microscopiquement, le caractère bimodal de leur texture est net. Ces roches comprennent toujours une matrice abondante formée de petits grains quartzeux, feldspathiques (plagioclases et feldspaths potassiques), de fragments lithiques et de minéraux phylliteux (chlorites et muscovite) ; les éléments figurés sont des grains de quartz dont certains ont nettement une origine volcanique, du plagioclase (albite pour l'essentiel), des feldspaths potassiques, des microquartzites.

Les niveaux « arkosiques » ne sont en fait qu'un faciès plus grossier des *greywackes*. Ils sont d'ailleurs peu nombreux (le Barril au Vin, le Val). Il s'agit de roches claires, parfois verdâtres, plus ou moins conglomératiques, riches en grains de quartz détritiques limpides et de grande taille (jusqu'à 3 mm) englobés dans une matrice souvent argileuse. Microscopiquement, une grande partie de

ces clastes apparaît d'origine volcanique ; ils sont mal classés, partiellement recristallisés en une mosaïque de petits grains xénomorphes. La plupart de ces sédiments sont soit des *wackes* quartzzeuses, soit des *wackes* subfeldspathiques ; en outre, les niveaux plus riches en quartz offrent toutes les caractéristiques de tufs acides plus ou moins remaniés.

Les hypothèses à propos de l'âge et de la signification paléogéographique de ce groupe sédimentaire réputé azoïque sont exposées en détail dans la notice explicative de la feuille Malestroît.

O2. Formation du Grès armoricain. Arenigien.

O2c. *Grès armoricain supérieur* (puissance : une dizaine de m). Comme sur la feuille Malestroît, nous rapportons à cette formation l'alternance de petits bancs gréseux et de lits silteux situés entre le Groupe de Bains-sur-Oust et la Formation de Rochefort-en-Terre. Cet ensemble affleure peu car il est fréquemment masqué par les éboulis schisteux de la formation sus-jacente (la Larderie ou Lardrie, Tressel). Les grès, plus résistants, s'observent au Sud du Barril au Vin, à proximité de la chapelle Saint-Barnabé et, plus à l'Est sur la feuille Redon, en bordure du marais de la Vacherie. A hauteur de Saint-Jacut-les-Pins, ils apparaissent plus largement à la faveur de replis. Pétrographiquement, ce sont des arénites quartzzeuses à matrice sériciteuse ou chloriteuse extrêmement réduite et des *wackes* quartzzeuses riches en grandes muscovites et chlorites détritiques ; les grains de quartz ont une taille variant entre 100 et 200 μ et sont généralement bien classés. La matrice séricito-chloriteuse des *wackes* est abondante et contient de nombreux minéraux lourds (zircon, rutile, etc.) et de la tourmaline. Les *siltstones* sont très micacés, fins et homogènes.

Aucune faune n'a été recueillie dans cette formation qui est rapportée à l'Arenig.

O3-5. Formation de Rochefort-en-Terre. Llanvirn—Caradoc ? (puissance estimée, 300 m). La Formation de Rochefort-en-Terre (Schistes d'Angers *s.l.*) affleure largement depuis Rochefort-en-Terre jusqu'au-delà de Saint-Jacut-les-Pins. Comme pour la feuille Malestroît, sur laquelle elle a été définie, elle est divisée en deux membres :

— le membre inférieur ou *Membre du Gueuzon* O3-4 correspond aux schistes fins ardoisiers qui arment l'importante butte topographique (butte des Cinq Moulins) sensiblement orientée NW—SE, dominant la vallée de l'Arz d'une cinquantaine de m environ ;

— le membre supérieur ou *Membre de Saint-Perreux* O5 constitué de *siltstones* plus grossiers qui admettent des passées gréseuses, phtanitiques, ampélitiques et dont la coupe principale a été prise au Nord du Moulin de Liverzel (Sud de Rochefort-en-Terre en bordure de la RN 774) (*).

L'importante extension géographique de cette formation s'explique par le style de plissement en nombreuses ondulations synclinoriales et anticlinoriales (d'ailleurs difficiles à mettre en évidence par manque de repères lithologiques), qui font réapparaître çà et là les schistes ardoisiers au sein du Membre de Saint-Perreux.

La distinction entre les deux membres s'avère cependant presque impossible dans la zone métamorphisée par le granite de Questembert. Ceci explique vrai-

(*) Le Membre de Saint-Perreux est donc l'équivalent non métamorphique du Membre de Liverzel dont la description a été donnée sur la feuille Malestroît (Plaine et coll. 1981).

semblablement les divers tracés proposés dans les éditions successives des feuilles Redon et Saint-Nazaire à 1/80 000. Ainsi le Membre de Saint-Perreux semble surtout bien exprimé dans la partie orientale de la feuille (Nord du Moulin de Quip et Sud de Saint-Jacut-les-Pins) tandis que le Membre du Gueuzon est bien développé entre Saint-Jacut-les-Pins et Rochefort-en-Terre.

Les *siltstones* du *Membre du Gueuzon*, connus dans le département du Morbihan pour leur aptitude à la confection d'ardoises, ont été largement exploités aux environs de Saint-Jacut-les-Pins dans des carrières à ciel ouvert implantées sur les deux veines principales (le Haut Calléon, Butte des Cinq Moulins, le Potenvin (*)). Il s'agit d'une masse homogène de sédiments bleu-noir dans laquelle on observe la superposition classique de *siltstones* fins et de *siltstones* plus grossiers se terminant par une barrette gréseuse de faible épaisseur qui constitue un bon repère lithostratigraphique. L'association minéralogique que l'on observe dans les *siltstones* comprend du quartz en grains inférieurs à 60 μ , de forme lenticulaire dans les faciès ardoisiers, des micas blancs en grandes paillettes détritiques, de la chlorite en très fines paillettes néoformées dans la schistosité, du rutile, du zircon, de la tourmaline ; la pyrite est souvent présente en globules écrasés dans les plans de schistosité, plus rarement en petits cubes isolés.

Le chloritoïde en baguettes synchronistes (30 \times 100 μ) est fréquent. La matrice est quartzo-séricito-chloriteuse. Dans leur partie supérieure, les *siltstones* deviennent plus grossiers, s'enrichissent en structures sédimentaires de type stratification ocellée et en fines lamines gréseuses qui confèrent à la roche un aspect zébré.

Le *Membre de Saint-Perreux* est plus difficile à caractériser en l'absence de coupes suffisamment continues. Il s'agit essentiellement de *siltstones* gris-bleu à fines lamines gréseuses, qui, dans les zones plus altérées (partie est de la feuille), deviennent plus argileux et prennent une coloration rougeâtre d'où l'appellation *Schistes rouges de Saint-Perreux* des anciennes cartes.

Sur le plan pétrographique, on observe en fait tous les passages entre des schistes ardoisiers analogues à ceux du Membre du Gueuzon et des sédiments proches de grès.

Les affleurements les plus représentatifs se situent au Sud et Sud-Est de Saint-Jacut-les-Pins à proximité de la Gouëmerie et de la Ville Bézier.

Les faciès les plus grossiers correspondent à des *wackes* quartzesuses riches en grandes paillettes de muscovite et chlorite, en grains de quartz dans une matrice quartzo-chloriteuse parfois abondante ; celle-ci contient souvent un pigment hématitique diffus qui explique la coloration rougeâtre de la roche.

Dans les schistes du Nord de Laugarel sont visibles de très nombreux filonets de quartz dont les blocs parsèment la surface des champs.

Cette partie supérieure de la Formation de Rochefort-en-Terre est surtout caractérisée par la présence de niveaux silico-carbonés (microquartzites graphitiques et phanites) vraisemblablement plus nombreux que ne le laisse supposer la cartographie proposée. On les reconnaît aisément dans le paysage aux *terres noires* à la surface des labours (la Regobe, la Croix aux Moines, les Belettes, Fandora, le Bois David...). L'affleurement de la Croix aux Moines montre que ce sont des bancs de faible épaisseur (quelques centimètres) dont il est difficile de préciser l'extension. A ces sédiments sont fréquemment associés des schistes charbonneux ainsi que des niveaux ferrugineux (la Vacherie, Ferme de Bodélio) (cf. *Ressources minérales*).

(*) Orthographié *le Potenvain* sur la carte de l'I.G.N. à 1/50 000.

Faune et attribution stratigraphique. L'âge Llanvirn—Llandeilo O₃₋₄ que l'on attribue au Membre du Gueuzon repose sur l'existence d'une faune de Trilobites (*Neseuretus tristani*, *Placoparia tournemini*) recueillie par P. Marsille (1910) dans les ardoisières de Rochefort-en-Terre. L'âge Caradoc O₅ donné au Membre de Saint-Perreux reste largement hypothétique et n'est fourni ici que par comparaison avec celui donné dans les terminaisons périclinales de Béganne (B. Pivette).

De ce fait, l'âge Llanvirn—Caradoc O₃₋₅ donné à la Formation de Rochefort-en-Terre diffère légèrement de celui proposé pour cette même formation sur la feuille Malestroît O_{3-5a}.

Terminaisons périclinales de Béganne (*)

La succession lithologique observée dans les terminaisons périclinales de Béganne est quelque peu différente de celle établie dans le synclinal de Rochefort-en-Terre puisque les schistes ardoisiers de la Formation de Rochefort-en-Terre reposent sur une Formation du Grès armoricain très bien développée et discordante sur les schistes et micaschistes rapportés au Briovérien.

O₂. Formation du Grès armoricain. Arenig (puissance comprise entre 150 et 200 m). Sur cette feuille, la sédimentation paléozoïque débute par la Formation du Grès armoricain qui, comme dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud et sur le flanc nord du synclinorium d'Angers, possède une constitution tripartite : Membre du Grès armoricain inférieur, Membre de Congrier (*Schistes intermédiaires* sensu Kerforne 1901), Membre du Grès armoricain supérieur.

La cartographie proposée (formation gréseuse indivise) ne tient cependant pas compte de cette réalité, le Membre de Congrier affleurant peu et n'étant pas représentable.

O_{2a}. Membre du Grès armoricain inférieur. La formation débute par 80 à 100 m de grès disposés en bancs décimétriques dont les relations avec les sédiments protérozoïques sous-jacents n'ont pas été observées. Leur teinte rougeâtre caractéristique est due à l'oxydation des minéraux ferrifères qui y sont abondants au point de former quatre horizons particuliers. Les autres faciès sont représentés par des grès blancs et des grès microconglomératiques, ceux-ci étant localisés à la partie supérieure de l'ensemble ; on y reconnaît également un petit niveau chloriteux à bavalite.

Les grès à minéraux ferrifères correspondent le plus souvent à des arénites quartzzeuses, la matrice quartzo-séricito-chloriteuse occupant moins de 15 % du volume total de la roche et la taille des grains allant de 50 à 250 μ ; la composition minéralogique se réduit au quartz, toujours abondant, à de rares muscovites détritiques et à des minéraux riches en fer (magnétite, stilpnomélane, sidérite et hématite). La magnétite peut représenter jusqu'à 30 % du volume de la roche ; souvent pseudomorphosée en hématite (martitisation), elle se présente en cristaux octaédriques de quelques microns, à l'état diffus entre les grains ou encore en agrégats de plusieurs individus. Le stilpnomélane en lamelles brunes pléochroïques est fréquemment groupé en gerbes.

La sidérite, peu abondante, forme des plages irrégulières, amiboïdes, ou bien apparaît sous forme de granules. L'hématite, aciculaire, est rare. Les minéraux accessoires sont le rutile, le zircon, la tourmaline et des opaques, surtout

(*) Partie rédigée d'après les travaux de B. Pivette, 1978 (thèse de 3^e cycle, Rennes).

concentrés dans des lamines qui sont les microstructures sédimentaires les plus nombreuses.

Les grès blancs sont de même nature et de même composition minéralogique que les grès précédemment décrits, hormis les minéraux ferrifères.

Les *grès microconglomératiques* correspondent à des arénites quartzes à matrice quartzo-séricito-chloriteuse, dans lesquelles la taille des grains s'échelonne entre 500 μ et 2 mm, certains grains de quartz ayant une facture volcanique. Sur la feuille voisine Redon, ces grès renferment un niveau à galets phosphatés (collophanite) épais d'une dizaine de centimètres (carrière de la Barillette au Nord-Ouest de Saint-Gildas-des-Bois).

Les structures sédimentaires les plus courantes sont des lamines et des figures de charge.

O2b. **Membre de Congrier.** De faible puissance (10 à 15 m), cet ensemble intermédiaire est constitué d'alternances silto-gréseuses qui succèdent à une zone de transition (40 à 50 cm) dans laquelle les niveaux microconglomératiques du membre inférieur s'enrichissent en matériel silteux ; la matrice, presque totalement chloriteuse, occupe un volume de plus en plus important en même temps qu'apparaissent des lamines micacées. Les *siltstones*, fins ou grossiers, à matrice quartzo-séricito-chloriteuse (60 à 90 % du volume de la roche) sont constitués de quartz, muscovite, chlorite et de nombreux minéraux accessoires (zircon, rutile, tourmaline). Les grès correspondent à des *wackes* quartzes à matrice quartzo-séricito-chloriteuse (20 à 30 % du volume de la roche) ; les constituants essentiels sont le quartz, de rares muscovites et des minéraux accessoires.

O2c. **Membre du Grès armoricain supérieur** (puissance : 60 à 80 mètres). Il est représenté par des grès blancs relativement homogènes dans lesquels s'individualisent souvent des structures planaires de faible épaisseur donnant à la roche un débit psammitique. Ce sont des *wackes* quartzes à grain moyen de l'ordre de 100 μ , à matrice quartzo-séricito-chloriteuse, très riches en quartz, les muscovites détritiques étant rares.

Aucune faune n'a été recueillie dans cette formation, à part quelques rares fragments de test de *Lingulidae* dans le niveau à galets phosphatés (cf. feuille Redon).

Par analogie avec les autres domaines paléozoïques armoricains, elle est rapportée à l'Arenig.

O3-5. **Formation de Rochefort-en-Terre. Llanvirn-Caradoc** (puissance estimée : 300 m). Comme dans le synclinal de Rochefort-en-Terre, la Formation de Rochefort-en-Terre regroupe les terrains compris entre la Formation du Grès armoricain à laquelle elle succède par l'intermédiaire de quelques alternances silto-gréseuses et la Formation de l'Éclys. Elle correspond en fait aux schistes décrits par Ch. Barrois (1896) sous les appellations *Schistes d'Angers*, *Schistes rouges de Saint-Perreux* et *Schistes d'Abbaretz* pour partie.

On y différencie une partie basale à *siltstones* fins et homogènes, à débit ardoisier, qui correspond au *Membre du Gueuzon* O3-4 et une partie sommitale plus hétérogène avec *siltstones* grossiers, parfois à lamines gréseuses, avec quelques petits bancs de grès, qui correspond au *Membre de Saint-Perreux* O5.

O3-4. **Membre du Gueuzon.** Les schistes ardoisiers qui le constituent affleurent souvent très bien en particulier au-dessus de la vallée de la Vilaine (la Grée-Ruault, environs de Caumont, Pellouan au Sud de Béganne...).

Péetrographiquement, ces sédiments sont tout à fait comparables à ceux décrits dans le synclinal de Rochefort-en-Terre ; ils correspondent à des *wackes* quartzzeuses à matrice quartzo-séricito-chloriteuse.

05. **Membre de Saint-Perreux.** Par rapport aux schistes du Membre du Gueuzon, les sédiments qui le composent affleurent mal sauf à proximité du Grippé et de Bocquereu. Ce sont des schistes tendres, relativement grossiers, de coloration variée (gris, verdâtres, rougeâtres...) de même composition que les schistes ardoisiers mais dans lesquels la matrice est plus importante. Ils renferment de petits niveaux gréseux qui correspondent à des *wackes* quartzo-séricito-chloriteuse, la taille des éléments figurés (quartz, muscovite) pouvant atteindre 250 microns.

ph. **Sédiments carbonés.** La Formation de Rochefort-en-Terre renferme des niveaux de microquartzites noirs et de phanites interstratifiés dans les schistes ; leur extension verticale semble importante puisqu'ils existent depuis la partie inférieure de la formation jusqu'à son sommet où ils sont le mieux développés (le Grippé, Bocquereu, Ayon) et où ils constituent l'une des caractéristiques importantes du Membre de Saint-Perreux.

Ce sont des bancs de puissance très variable (du cm à quelques dm). Les affleurements étant rares, seuls les indices de surface attestent leur présence ; de ce fait, la cartographie reste imprécise et on ne peut dire s'il s'agit de niveaux lenticulaires ou continus.

Microscopiquement, ces microquartzites finement recristallisés ont une texture équante, la taille des grains allant de 5 à 30 μ ; leur teinte noire est due à la matière graphiteuse disséminée sous forme d'éléments de dimension très variable dont certains correspondent à des fragments organiques. De rares paillettes de séricite et quelques cristaux de pyrite complètent cette minéralogie.

Faune et attribution stratigraphique. La Formation de Rochefort-en-Terre n'a livré que quelques rares Graptolites diplograptidés spécifiquement indéterminables. L'âge Llanvirn—Caradoc qu'on lui attribue demeure largement hypothétique notamment pour ce qui est de sa limite supérieure (cf. synclinal de Rochefort-en-Terre).

Sur la feuille voisine Redon, la série paléozoïque se poursuit par des alternances silto-gréseuses puis des grès puissants d'une cinquantaine de mètres qui correspondent à la Formation de l'Éclys (B. Pivette, 1978).

ROCHES PLUTONIQUES ANTÉ-HERCYNiennes

$\rho\zeta\gamma^4$. **Orthogneiss granodioritique porphyroïde à biotite et muscovite (orthogneiss de Fescal).** Peu représenté sur la feuille voisine la Roche-Bernard où il est largement recouvert par les limons, cet orthogneiss affleure largement sur cette feuille. Sur la rive droite de la Vilaine, il arme les hauteurs de Kergerbé, Fescal, le Temple avant d'être recoupé par le granite de Péaule ; dans sa partie méridionale, entre le Rosier et Kerodo, il est fortement mylonitisé et de ce fait difficile à mettre en évidence. Sur la rive gauche de la Vilaine, entre Port-ès-Gerbes et le Verger, il ne forme plus que de minces feuillettes au sein des gneiss protérozoïques avant de s'élargir à partir de la Boissière et Beceret pour constituer les buttes du Rual Bizeul ; enfin, à l'Est, il est en contact faillé avec les micaschistes protérozoïques. D'autre part, il émet sur son flanc nord un grand nombre de filons et filonnets, actuellement très orthogneissifiés, dans les gneiss (Sud de Kergrisis). Les grands panneaux rocheux qui bordent la route

menant de Marzan à Caden, à l'Est de Fescal, montrent un gneiss œillé à éléments feldspathiques monocristallins de plusieurs centimètres de long, à maclé de Carlsbad souvent nette, orientés dans les plans de foliation de la roche ; cette foliation orientée ici N 85° E passe à N 120° E au niveau de la Vilaine.

L'abondance des porphyroblastes est parfois telle que l'on a alors de véritables faciès pegmatitiques dans lesquels le grand axe des cristaux tend à se conformer à la linéation portée par le plan de foliation. La mésostase est constituée de files flexueuses de minéraux phylliteux qui alternent avec des zones quartzofeldspathiques discontinues, épaisses de quelques millimètres et longues de quelques centimètres.

Les phénocristaux correspondent à du microcline quadrillé, maclé Carlsbad, à inclusions de quartz globuleux, de plagioclase, de biotite et de muscovite. Ces cristaux sont souvent bordés par une couronne de petits plagioclases siège d'une importante myrmékisation. Le plagioclase en individus trapus et arrondis peut également être automorphe ; il est maclé Carlsbad ou albite-Carlsbad. Le quartz est xénomorphe à sub-automorphe. La mésostase a une texture granolépidoblastique, la taille du grain dépassant rarement 500 μ ; elle est formée de rares cristaux de feldspath potassique, de plagioclase albitique en cristaux automorphes, de quartz en lanières polycristallines qui soulignent la foliation cataclastique avec les minéraux phylliteux (muscovite et biotite) dont la taille est voisine de 50 microns. Les recristallisations post-cataclastiques sont fréquentes.

Les minéraux accessoires sont le zircon en individus quadrangulaires ou bipyramidés, quelques cristaux de tourmaline et l'apatite.

L'âge de la mise en place de cet orthogneiss n'est pas connu avec certitude. Il recoupe les micaschistes et gneiss protérozoïques et est recoupé par le granite de Péaule qui appartient au cortège des leucogranites sud-armoricains datés à 320 M.A. environ. Il s'intègre donc vraisemblablement au magmatisme pré-hercynien.

δθ. Pyroxéno-amphibolites, amphibolites plagioclasiques litées, amphibolites à grenats (métagabbros). Ces roches correspondent aux *éclogites* que Ch. Barrois figurait sur la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000 entre Trévers (proximité de Péaule) et Branru (Est de Nivillac) et aux amphibolites de Kerroux-des-Bois.

Le niveau basique principal s'observe à l'Est de la Vilaine, plus ou moins décalé par des failles méridiennes, entre Kerroux-Port-ès-Gerbes au sein des gneiss briovériens et Branru au sein de l'orthogneiss granodioritique porphyroïde, avant de réapparaître au niveau de Kerroux-des-Bois.

Sur cette même rive de la Vilaine, ces roches basiques se retrouvent au Sud de Bezidant de part et d'autre du ruisseau du Moulin Neuf sans qu'il soit possible de préciser la nature des terrains encaissants dans la mesure où des roches granitiques ont été observées à proximité en blocs épars à la surface des champs.

Sur la rive droite de la Vilaine, ces roches affleurent moins bien ; elles ont été reconnues à l'Est de Carado sans que l'on puisse les prolonger jusqu'à Fescal (ou Fescal) Goff. On les retrouve à l'Est du moulin de Fescal, au Sud de Tenevrien (ou Teneurien), en blocs au Sud-Ouest du Temple et à proximité du Guerno (Bodéro).

En règle générale, ce sont des roches très sombres, vert foncé, à éclat brillant, que l'on peut macroscopiquement ranger en trois groupes :

— des *pyroxéno-amphibolites* formées de l'association intime de zones pyroxéniques vert clair et de zones amphiboliques vert foncé allongées selon la

foliation (entre la Ville Danet et Trélay). Microscopiquement, on observe une paragenèse métamorphique à hornblende verte en cristaux automorphes millimétriques allongés dans les plans de foliation, à plagioclase (oligoclase - andésine An 30-35), sphène, clinozoisite et quartz superposée à une paragenèse magmatique à clinopyroxène (diopside) et plagioclase ;

— **des amphibolites plagioclasiques litées** dans lesquelles les amphiboles, disposées de façon quelconque dans la foliation, sont séparées ou englobées dans des *lits discontinus* de plagioclase. La texture est granonématoblastique, les amphiboles (hornblende - actinote) de plusieurs millimètres de long soulignent la foliation. Il subsiste dans la roche des fantômes de pyroxènes sous forme d'amas globuleux. Le plagioclase (An 45-55) de taille millimétrique est subautomorphe et est associé à des cristaux de quartz. La clinozoisite, le sphène et les minéraux opaques sont nombreux ;

— **des amphibolites à grenat millimétrique** (1 à 5 mm) entouré d'une auréole claire qui contraste nettement avec la mésostase amphibolique sombre. La texture y est granoblastique à granonématoblastique. La hornblende est fraîche, automorphe, dessinant parfois une foliation grossière ; elle est intimement associée à de petits cristaux de plagioclase subautomorphe et à de petits cristaux de quartz xénomorphes. Les grenats, résiduels, sont fréquemment chargés d'inclusions sigmoïdes d'épidote et de minéraux opaques ; ils possèdent très souvent une couronne de plagioclase, quartz, ou même hornblende et sphène. La pistachite, la zoisite-clinzoisite, le sphène et les minéraux opaques sont assez abondants.

Du point de vue génétique, ces amphibolites correspondent à des filons gabbroïques dont la mise en place est vraisemblablement contemporaine de celle de la granodiorite porphyroïde actuellement orthogneissifiée $p\zeta\gamma^4$. Cet ensemble, granodiorite-filons gabbroïques, correspond sans doute à la terminaison nord-occidentale du complexe de la nappe de Champtoceaux qui trouve son plein développement sur les feuilles proches Savenay, Nort-sur-Erdre, Ancenis et Vallet dont l'âge de mise en place semble se situer vers la fin du Protérozoïque ou le début du Paléozoïque (Vidal et coll., 1980).

$\zeta\gamma$. Orthogneiss granitique à biotite et muscovite (*pencil-gneiss* du Château). Ce faciès gneissique très particulier n'a été observé qu'en rive droite de la Vilaine au niveau du hameau du Château. Ses contours ainsi que ses relations avec les micaschistes et gneiss environnants ne sont pas clairement établis. Il s'agit d'une roche leucocrate dans laquelle aucun élément planaire n'est visible tandis que s'observe une très forte linéation N 120° E et plongeant d'environ 20° vers le Nord-Ouest ; par leur aspect de crayons, ces gneiss correspondent aux *pencil-gneiss* des anglo-saxons. L'âge de mise en place de cet orthogneiss n'est pas connu ; par ses caractères structuraux, il appartient vraisemblablement à un épisode de magmatisme paléozoïque anté-carbonifère, peut-être voisin de celui qui a présidé à la mise en place de l'orthogneiss de Fescal et des matériaux qui l'accompagnent.

ROCHES PLUTONIQUES PRÉ-HERCYNINIENNES ET HERCYNINIENNES

M γ . Granite d'anatexie de la zone broyée sud-armoricaine (granite de la Roche-Bernard). Le granite d'anatexie de la Roche-Bernard, terme ultime de l'évolution migmatitique des séries du domaine de l'anticlinal de Cornouaille, occupe une importante surface au Nord de la Série de Muzillac de laquelle il dérive. Il est en contact faillé avec les formations cristallophylliennes protérozoïques par l'intermédiaire d'un filon de quartz.

Sur cette bande cartographique d'une largeur de plus de trois kilomètres, les affleurements sont nombreux ; les plus représentatifs s'observent dans les falaises qui bordent la Vilaine, de part et d'autre de la Roche-Bernard, dans les carrières de Marzan, tout au long de la voie express Nantes—Vannes et entre Muzillac et Noyal-Muzillac.

De façon constante, deux phénomènes oblitérent partiellement ou totalement l'aspect originel de la roche :

- la mise en place de leucogranites qui entraîne une muscovitisation plus ou moins poussée et qui s'accompagne de la venue de nombreux filons aplitiques et pegmatitiques ;
- l'existence de phénomènes cataclastiques dus au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain qui conduit à la formation de protomylonites, mylonites et même ultramylonites (*cf.* chapitre *roches cataclastiques*).

Macroscopiquement, ce granite est de teinte claire, très hétérogène d'un affleurement à l'autre, à grain millimétrique ; son caractère le plus remarquable est la forme quadrangulaire des feldspaths ; le quartz est globulaire et la biotite y dessine fréquemment des *schlieren* discontinus ou des concentrations floues (Sud de Noyal-Muzillac). Localement, il prend des allures de pegmatite, les cristaux de feldspath dépassant le centimètre (pont de Moustero au Sud-Ouest de Noyal-Muzillac).

Microscopiquement, la texture est grenue à granoblastique. Les feldspaths présentent un habitus automorphe quadrangulaire à globulaire ; le plagioclase (An 10-15) est zoné, maclé albite et albite-Carlsbad. Le microcline, maclé Carlsbad, montre de nombreuses inclusions désordonnées de plagioclase, biotite et quartz. La biotite est fréquemment déformée, transposée dans les plans de cataclase. La muscovite en grandes lamelles poëciliblastiques est parfois très abondante. Le quartz, en cristaux xénomorphes, est fortement cataclaté, étiré dans la foliation mylonitique.

γ². Granite à biotite et muscovite calco-alkalin (type Herbignac-Férel).

Il constitue le jalon le plus occidental des nombreux massifs de forme elliptique que l'on observe sur la feuille La Roche-Bernard à la limite entre la série granito-gneissique de l'anticlinal de Cornouaille et les micaschistes de l'estuaire de la Vilaine. Sa cartographie résulte d'observation de blocs épars à la surface des champs à proximité du Bourg l'Étang. Il s'agit d'un granite à texture isogranaulaire, à grain millimétrique, qui renferme parfois de nombreux amas surbiotitiques, et légèrement cataclastique.

Le plagioclase, automorphe, zoné, maclé albite-Carlsbad, est plus abondant que le feldspath potassique (orthose-microcline) en cristaux globulaires largement perthitiques ; les myrmékites sont fréquentes.

Les lattes de biotite, souvent chloritisées, sont en quantité sensiblement égale à celle de muscovite. L'apatite en globules ou en paquets de granules automorphes est abondante.

Granite de Questembert

Une grande partie de la feuille est occupée par le massif granitique de Questembert (parfois appelé granite de Questembert—Allaire ou granite de Grandchamp—Allaire), appendice de quelques 70 kilomètres de long pour quelques 5 kilomètres de large qui s'échappe de la branche sud du cisaillement sud-armoricain dans la région de Grandchamp (Morbihan ; feuille Elven) et forme une intrusion dans les formations paléozoïques de la région de Redon.

Dans sa zone d'enracinement, il présente un net caractère syntectonique tandis que, du synclinal de Rochefort-en-Terre aux terminaisons périclinales de Béganne, il prend la forme d'un massif intrusif à contours circonscrits. Au Sud, entre Caden et Berric il présente une série de digitations grossièrement parallèles séparées par des bandes micaschisteuses. En règle générale, il s'agit d'un granite clair, à muscovite et biotite, tout à fait semblable aux granites à deux micas qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain.

Sur des critères structuraux (taille du grain) et minéralogiques, il est possible de reconnaître cinq faciès principaux :

- un faciès porphyroïde à biotite dominante : $p\gamma^{1-2}$, localisé à la bordure externe orientale du massif entre Pluherlin, Allaire et Caden ;
- un faciès à grain moyen à biotite dominante et avec quelques petits phénocristaux : $g\gamma^{1-2}$;
- un faciès à grain moyen, muscovite et biotite : γ^{1-2} , qui constitue la majeure partie du massif (Malansac, Questembert, Saint-Gorgon) ;
- un faciès à grain fin, muscovite et biotite : $f\gamma^{1-2}$, qui forme de petits pointements au Nord-Ouest d'Allaire ;
- enfin un faciès à muscovite seule ou largement dominante et tourmaline : γ_m^{1-2} , qui occupe une position particulière à la bordure méridionale du massif et dans ses apophyses.

La répartition de ces faciès n'apparaît pas quelconque, mais correspond à une sorte d'emboîtement longitudinal d'Est en Ouest, les faciès à biotite largement dominante étant situés dans les parties hautes du massif au sein des formations schisteuses ordoviciennes et siluriennes. Seul le granite à muscovite et tourmaline semble étranger à cette répartition.

$p\gamma^{1-2}$. **Granite porphyroïde à biotite et muscovite.** La bordure orientale du massif, entre Pluherlin, Malansac, Allaire et Caden est constituée par un granite blanchâtre à gris bleuté dont la caractéristique principale est l'existence de nombreux phénocristaux feldspathiques de grande taille (jusqu'à 10 cm de long), parfaitement automorphes et parfois grossièrement orientés, ce qui confère à la roche une sorte de fluidalité. La biotite est toujours largement dominante sur la muscovite et est fréquemment incluse dans les phénocristaux.

Les affleurements de ce faciès sont nombreux surtout sur les communes de Saint-Jacut-les-Pins et Caden, soit dans d'anciennes excavations (Nord-Est de la Guidemais), soit en bordure des chemins (le moulin de Quip, les Fontaines près de Trémoureux, la Vallée, Bézy, Sud de la Rigaudaie, le Grand Buisson, le Bourg Maria à l'Est de Caden). Fréquemment altéré il donne naissance à des arènes qui peuvent atteindre 4 à 5 mètres d'épaisseur (les Éclopas).

A part les grandes enclaves de terrains paléozoïques que l'on trouve entre Pluherlin et Saint-Jacut-les-Pins (Sud de Pluherlin, Radniguel, Bodéan, les Éclopas et Sud de Caden), la plupart d'entre elles sont de petite taille, micaschisteuses, réduites à l'état de *schlieren* biotitiques. Au contact avec le Paléozoïque, le granite développe parfois, des cristaux globulaires de quartz millimétriques à centimétriques (la Guidemais).

Caractères pétrographiques. Le *feldspath potassique* est un microcline à quadrillage net, fin et limpide. Les cristaux sont plus ou moins automorphes, les individus de plus grande taille constituant les phénocristaux. Fréquemment maclés Carlsbad, leurs inclusions (plagioclase, biotite) sont disposées de façon concentrique évoquant un *zonage*. L'abondance et la nature des perthites sont variables ; elles se présentent soit sous forme de veinules, soit en taches ou

facules maclées plus ou moins coalescentes, en relation évidente avec le développement d'albite en bordure du microcline. En dehors des plages bien développées moulant les autres cristaux, le feldspath potassique est également présent dans le plagioclase.

Le *plagioclase*, plus abondant que le feldspath potassique, est automorphe, en cristaux simples ou composites ; la macle de l'albite est constante ; le zonage γ est souligné par les phénomènes d'altération. Il s'agit d'un plagioclase beaucoup plus basique que celui observé sur l'ensemble du massif puisque les teneurs en anorthite vont de 12 à 30 %. La présence d'une deuxième génération de plagioclase à caractère plus sodique (An 5 à An 10) se marque dans de petites plages d'albite en bordure du microcline. Dans de rares cas, cette génération est prépondérante entraînant une véritable *albitisation* de la roche.

Le *quartz* apparaît en plages globuleuses poly- ou monocristallines qui montrent une légère extinction onduleuse.

La *biotite*, en lamelles xénomorphes à automorphes, pléochroïques de beige clair à brun-rouge inclut des apatites entourées d'un large halo pléochroïque et de petits zircons. La chloritisation, essentiellement périphérique, est intense dans certains échantillons. La *muscovite*, peu visible à l'œil nu, est au moins aussi abondante que la biotite, en grandes lamelles automorphes peu nombreuses en association symplectique avec le quartz aux dépens du microcline, en fines paillettes néoformées au cœur des plagioclases.

Les *minéraux accessoires* sont le zircon, l'apatite, la tourmaline et parfois l'andalousite.

Sa composition minéralogique moyenne calculée à partir de 10 analyses modales est la suivante (B. Charoy) : Quartz : 31,9 % — Feldspath potassique : 26,2 % — Plagioclase : 30,7 % — Biotite : 6,9 % — Muscovite : 4,3 %.

La composition chimique moyenne obtenue à partir de 17 échantillons est la suivante (B. Charoy) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
71,86	15,02	1,73	0,03	0,59	0,83	3,33	4,74	0,28

$g\gamma^{1-2}$. **Granite à petits porphyroblastes, biotite et muscovite.** Ce faciès correspond au *granite de transition* de B. Charoy. Sur le terrain, on observe en effet tous les termes de passage entre le granite porphyroïde proprement dit et ce faciès ; c'est pourquoi les limites proposées restent imprécises. Il en est de même pour ses termes de passage avec le faciès sans porphyroblaste.

Cartographiquement ce granite s'observe depuis Pluherlin jusqu'au Sud de Saint-Jacut-les-Pins où il se réduit considérablement et surtout depuis Allaire jusqu'au-delà de Questembert au Sud du massif. Depuis Saint-Gorgon jusqu'à Questembert, il constitue même l'essentiel des affleurements. Au Nord du massif, les meilleures observations peuvent être faites autour de l'étang du Moulin Neuf (Sud de Rochefort-en-Terre) et aux environs de la Grovais. Au Sud, mentionnons les affleurements du Gros Chêne à l'Ouest d'Allaire, de Caden, de la carrière du Quily à l'Est de Questembert, de chez Catrevaux au Nord de Limerzel. Dans la partie ouest du massif, ce faciès est parfois très tectonisé et prend l'aspect d'un orthogneiss œillé (la Croix Verte, Sud de Pilaire, Bon-Abri au Nord-Ouest de Questembert).

Macroscopiquement il s'agit d'un granite mésocrate à grain moyen ou grossier, parfois très riche en phénocristaux de feldspath potassique dont la taille n'excède que rarement 3 centimètres. La biotite est toujours plus abondante que la musco-

vite. Fréquemment arénisée, la roche prend alors une teinte rouille à l'affleurement.

Les caractères microscopiques sont proches de ceux du granite porphyroïde. La composition minéralogique moyenne calculée à partir de 10 analyses modales est la suivante (B. Charoy) : Quartz : 28,1 % — Feldspath alcalin : 26,9 % — Plagioclase : 32,1 % — Biotite : 5,7 % — Muscovite : 7,1 %.

Le feldspath potassique est un microcline en grands cristaux à tendance xénomorphe, à quadrillage net et fréquent ; la macle de Carlsbad est très répandue. Les perthites y sont abondantes, sous forme de veinules qui peuvent prendre un grand développement et devenir coalescentes (de Limerzel à Questembert). Des phénomènes de myrmékisation apparaissent au contact feldspath alcalin-plagioclase. Ce dernier minéral correspond à deux générations : la première est représentée par des cristaux automorphes à zonage très marqué, le cœur étant largement séricitisé ; leur teneur en anorthite varie entre 15 et 30 %. La deuxième, de caractère plus albitique, est responsable de la couronne sodique qui borde les cristaux de la première génération ; elle constitue aussi de petits cristaux frais et trapus d'albite presque pure. Le quartz forme des plages de cristaux xénomorphes peu engrenés.

La biotite est relativement abondante en cristaux allongés xénomorphes, à pléochroïsme de brun à brun-rouge ; la chloritisation est parfois poussée et elle renferme fréquemment de petits zircons. La muscovite se présente en grandes lames flexueuses qui se prolongent souvent de façon symplectique aux dépens du feldspath potassique avec fin liseré de quartz, en fines paillettes au cœur des plagioclases altérés.

Les minéraux accessoires sont, comme dans les faciès précédents, l'apatite, la tourmaline, le zircon, des opaques et du rutile. La composition chimique moyenne obtenue à partir de 77 échantillons est la suivante (B. Charoy) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
72,12	15,12	1,49	0,02	0,34	0,62	3,23	4,85	0,19

Y¹⁻². Granite à grain fin millimétrique. Ce faciès, plus largement représenté à l'Ouest de la feuille, correspond au granite surmicacé du B. Charoy. Les affleurements sont nombreux, les plus accessibles étant ceux formés par les anciennes exploitations (la Perrière au Nord d'Allaire, le Gros Chêne à l'Ouest d'Allaire, Kermeux au Sud de Rochefort-en-Terre) et par la seule carrière actuellement en activité à la Grée Mainguet à l'Ouest de Pluherlin.

Il s'agit d'un granite clair à deux micas, à texture irrégulière, la plupart des minéraux étant cataclasés. Le grain moyen est de l'ordre de 1 à 2 mm. Sa composition minéralogique moyenne calculée à partir des analyses modales est la suivante (B. Charoy) : Quartz : 32,2 % — Plagioclase : 31,5 % — Microcline : 24,0 % — Muscovite : 7,7 % — Biotite : 3,2 % — Divers : 1,4 %.

Le feldspath potassique est, dans les autres faciès, un microcline à quadrillage prononcé, au moirage net. Les cristaux sont soit xénomorphes, poecilites, largement perthitiques (perthites en fines veinules ou en taches peu importantes, maclées), soit en plages sans forme à habitus interstitiel. Il est fréquent en taches fraîches et quadrillées à l'intérieur du plagioclase, en facules à bords flous ; il s'agit là d'une véritable *microclinisation* du plagioclase. Comme dans le faciès précédent, celui-ci correspond à deux générations :

— la première, antérieure au microcline, est largement cataclasée, les cristaux étant granulés à leur périphérie, les macles étant tordues, les clivages largement

ouverts. Sa teneur en anorthite varie d'Ouest en Est dans le massif depuis An 5 environ jusqu'à An 25 ;

— la seconde, contemporaine ou légèrement postérieure à la cristallisation du microcline ; la plupart de ces cristaux se développent à partir de la mésostase sous forme de petites albites automorphes (An 3 à 5), claires, maclées en échelon : celles-ci peuvent d'ailleurs corroder le microcline avec formation de myrmékites en bourgeons. Les perthites sont importantes.

Le quartz est étiré, cataclastique. La biotite se présente en grandes lattes brun-rouge, effilochées, souvent chloritisées. La répartition de la muscovite est variable ; elle se présente en lames flexueuses subautomorphes, de grande taille. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la tourmaline.

La composition chimique moyenne obtenue à partir de 112 analyses est la suivante (B. Charoy) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
72,55	15,16	1,28	0,03	0,03	0,45	3,41	4,37	0,11

γ^{1-2} . **Granite à grain fin, aplitique.** Les faciès les plus fins du granite de Questembert se situent au Sud de Saint-Jacut-les-Pins sous forme de petits pointements entre la Grée Barbot et le Sourd et au Sud de Laugeraie où une petite carrière a été ouverte.

Sa composition est identique à celle du faciès précédent ; seule la taille du grain moyen est plus faible.

γ_m^{1-2} . **Granite à muscovite dominante et tourmaline.** Ce type de granite se limite spatialement à la bordure sud du massif de Questembert au sens strict depuis les environs du moulin de Cléguer jusqu'à Limerzel. Il constitue également l'essentiel de certaines apophyses méridionales au Sud de Questembert (massif de Poulblet, lames de Toulhan et de Coët-Bihan).

Les affleurements, de médiocre qualité, sont nombreux au village du Sourd, au Sud-Est de Questembert, à proximité de Poulblet où sont visibles d'anciennes exploitations, à Bréhardec, à proximité de la Métairie Neuve.

Il s'agit d'une roche hololeucocrate, de granulométrie moyenne à fine, à texture isogranulaire dans les faciès non déformés. Elle est composée de quartz en cristaux généralement globulaires, de feldspaths, de muscovite en agrégats très abondants ; les cristaux bien développés sont automorphes à habitus losangique ou monoclinique. La biotite peut être présente, mais en très faible quantité. Le seul minéral ferro-magnésien caractéristique et constant est la tourmaline noire, en agrégats ou en cristaux bien individualisés.

Le granite est fréquemment tectonisé, en particulier dans la lame de Coët-Bihan, depuis Kerangat jusqu'à Bréhardec ; il prend alors une allure d'orthogneiss, la foliation contournant les grains de quartz et de feldspath. Dans les plans de cataclase se développent de grandes muscovites automorphes (jusqu'à 1 cm de long).

La composition modale moyenne de ce granite est la suivante (B. Charoy) : Quartz : 30,7 % — Plagioclase : 32,0 % — Feldspath potassique : 19,6 % — Muscovite : 16,9 % — Divers : 0,8 %.

Le quartz apparaît en plages globuleuses polycristallines qui montrent une extinction onduleuse ; dans la majorité des cas il a subi de fortes contraintes allant de la simple granulation jusqu'à un laminage intense avec habitus fluidal. On l'observe fréquemment en association symplectique avec la muscovite. Les myrmékites sont absentes.

Le feldspath potassique est un microcline quadrillé, en cristaux xénomorphes poecilolithiques. Les perthites y sont très développées, en taches coalescentes maclées. En outre, il semble être corrodé par du plagioclase albitique développé parallèlement avec perthites. Le microcline existe également en reliques altérées au sein du plagioclase.

Le plagioclase, en cristaux automorphes, à bordure craquelée, montre des macles en échelon d'épaisseur variable. Dans l'ensemble il s'agit d'un oligoclase An 5 mais dont l'acidité peut aller de An 11 au cœur à An 2 à la périphérie.

Sur ces cristaux on note fréquemment le développement de muscovite en fins cristaux allongés et de petites apatites. A côté de ces grands cristaux automorphes existent de petits cristaux frais d'albite presque pure qui corrode le feldspath potassique.

La muscovite en grandes lamelles automorphes, ondulées, parfois fripées, est très abondante et doit être regardée comme primaire par rapport à la muscovite développée ultérieurement dans les plans de cataclase. Il est fréquent qu'elle contienne des reliques de biotite non altérée disposée dans ses clivages. La tourmaline, fortement pléochroïque, de couleur brun verdâtre, parfois zonée, se présente en grandes plages craquelées xénomorphes, poeciloblastiques, englobant quartz et feldspath. Certaines d'entre elles montrent des reliques biotitiques. L'apatite, peu abondante, est en baguettes prismatiques fracturées.

La composition chimique moyenne obtenue à partir de 43 analyses est la suivante (B. Charoy) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
73,22	15,05	0,99	0,03	0,03	0,45	3,41	4,37	0,11

s^{Y1-2}. **Granite à schlieren biotitiques.** Ce granite est étroitement localisé à la partie orientale de l'apophyse de Berric, de part et d'autre du ruisseau du Plat d'Or. Il affleure très mal et son extension n'a été précisée qu'à partir d'observations dans les labours. Il est cependant observable à Cohignac, la Cour de Cohignac, à l'ancien moulin du Bois et à proximité de la Chapelle des Vertus.

Comme le suggère la cartographie proposée, le contact avec l'encaissant n'est pas franc. La zone de passage, large de plus d'un kilomètre, montre une alternance de digitations granitiques et de digitations gneissiques ou micaschisteuses.

C'est un granite à grain moyen à gros, à biotite et muscovite, non cataclaté, véritablement truffé d'enclaves micaschisteuses décimétriques ovoïdes qui offrent tous les caractères des sédiments protérozoïques environnants.

Dans sa partie occidentale la roche perd son caractère hétérogène et passe à un granite à deux micas classique (carrière de Bray).

Microscopiquement ce granite se révèle très pauvre en feldspath potassique. Le plagioclase (oligoclase An 25 à 30) subautomorphe et automorphe est largement zoné. La biotite est abondante et forme l'essentiel des passées micaschisteuses ; elle est fraîche et très pléochroïque.

La muscovite d'habitus poeciloblastique est symplectique, en gerbe ou en agrégats aciculaires ; elle est truffée de sillimanite (fibrolite). Le zircon est abondant.

La composition chimique moyenne est la suivante (B. Charoy) :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
63,40	19,76	3,29	0,04	1,32	0,74	2,29	5,15	0,40

Géochronologie du granite de Questembert. Le granite de Questembert a fourni un âge radiométrique de 327 ± 10 M.A. (Ph. Vidal, 1980), avec un rapport isotopique initial de $0,708 \pm 0,002$. (Méthode Rb/Sr en isochrone de roche totale, $\lambda^{87} \text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$).

Parmi les cinq points de prélèvement ayant servi à la réalisation de cette isochrone, deux se situent sur cette feuille : au Nord de Paulay (3 km au Nord-Ouest de Questembert) et la carrière du Gros Chêne (2 km à l'Ouest d'Allaire en bordure de la RN 775).

Lame granitique de Foleux. Large d'environ 500 mètres, longue d'une quinzaine de kilomètres, ce granite à deux micas constitue une unité bien individualisée dans les micaschistes protérozoïques.

Sur la rive gauche de la Vilaine, elle se suit de façon relativement constante grâce au relief boisé qu'elle forme dans le paysage. Les affleurements sont nombreux depuis la Grée de Foleux, jusqu'à la carrière de la Martinais, en passant par la Grée de Cassan, Guervinan ; plus à l'Est le granite semble disparaître au niveau du Moulin Neuf.

Sur la rive droite de la Vilaine, on retrouve le granite entre la Ville Jean, Saint-André et Kerrichard tandis qu'au niveau de Lescuit, micaschistes et granite sont plus intimement mêlés comme le suggère le tracé de la carte.

A ce type de roche il convient également de rapporter les affleurements qui surplombent la Vilaine au Nord de Ros. En règle générale il s'agit d'un granite clair à muscovite et biotite, à grain grossier très souvent orienté et recoupé de filons d'aphtes, de pegmatites ou de quartz à tourmaline, cassitérite, mispickel.

Sa composition minéralogique est identique à celle du faciès à grain millimétrique du granite de Questembert avec cependant une plus grande richesse en tourmaline.

Granite de Péaule. Au Nord du cisaillement, le petit massif de Péaule représente le jalon le plus oriental des granites à deux micas. Intrusif dans les sédiments protérozoïques et dans l'orthogneiss de Fescal, il affleure relativement mal, sauf dans les carrières de la Corderie où il est activement exploité.

C'est un granite clair à muscovite et biotite, à grain millimétrique, parfois riche en tourmaline.

Dans les carrières de la Corderie, on peut observer de nombreuses aphtes et pegmatites à quartz, feldspaths, muscovite, biotite, tourmaline et grenats centimétriques.

Dans sa partie occidentale, ses contours ne sont pas nettement individualisés dans la mesure où il s'effiloche en nombreux feuilletés dans les micaschistes (commune du Guerno).

Lame granitique de Kertouard. Ce leucogranite est intrusif dans les granites d'anatexie de type la Roche-Bernard, au sein de la zone affectée par le cisaillement sud-armoricain entre Marzan et Kergentil au Sud du Guerno.

Limité au Nord par le ruisseau du Moulin de Craslon, il affleure dans les carrières de Kertouard, autour du moulin de Kermourio et à Kersouchard. Bien que fortement cataclasé, on y reconnaît un granite à muscovite et biotite, à grain moyen voisin du granite de Péaule. C'est lui qui est vraisemblablement responsable de la muscovitisation du granite d'anatexie au Sud de Marzan (carrière de Kerjulien) et au Sud de Noyal-Muzillac.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite calco-alkalin.** Il constitue des filons de faible importance au Nord-Ouest de Muzillac dans le granite d'anatexie (Trémouard, étang de Penmur) et dans les orthogneiss de la série de Muzillac (Hinzal).

C'est en général une roche claire, piquetée de rares phénocristaux feldspathiques (oligoclase), de grandes lamelles de biotite ainsi que de gros cristaux de quartz volcanique. La mésostase est microgrenue, rarement microlitique. L'âge de ces filons ne peut être précisé ; tout au plus peut-on dire qu'ils sont plus jeunes que le granite d'anatexie $M\gamma$ qu'ils recourent.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz. En plus des amphibolites et des microgranites dont la description a été faite dans les chapitres précédents, l'essentiel des roches filoniennes consiste en filons de quartz dont les plus importants sont liés au développement et au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain.

— *Les premiers orientés N 100°-120° E* traversent toute la feuille depuis Berric jusqu'à la Roche-Bernard ; le plus septentrional, relativement continu, met en contact les formations anatectiques du domaine de l'anticlinal de Cornouaille avec les micaschistes et gneiss protérozoïques. Puissant de quelques mètres, il affleure très bien sur la butte de Trébigan au Nord-Ouest de Noyal-Muzillac (carrière de Saint-Eloi où il est vertical) et au Sud-Ouest de cette même localité (Kerrio, le Petit Rohello) ; à partir de Kergentil, il ne se reconnaît bien qu'à la faveur de blocs dans les champs (Kerbert, le Parc, ...). Il se prolonge au-delà de la Vilaine à Tiloué et Bozeron.

Le filon méridional qui borde au Sud une bande ultramylonitique dans les granites d'anatexie $M\gamma$ est plus discontinu, s'observant depuis Logoren (Ouest de Noyal-Muzillac) jusqu'à la Roche-Bernard. Les affleurements les plus accessibles sont ceux de Saint-Miquel, ceux qui bordent la RN 165 et les anciennes excavations au Nord de Kerpape. Des filons de moindre importance ont été observés dans le granite de Péaule sans qu'il soit possible d'en préciser l'extension et le nombre (Métairie de la Lande près du Bosseno, Kerhouarn...).

— *Les deuxièmes, orientés N 150°-160° E*, en relation avec l'important champ de fractures tardi-hercyniennes, sont peu développés (Yoff et l'Avalec en Muzillac ; Meridan en Caden), parfois tourmalinifères comme celui de Nileville en Saint-Dolay.

Enfin, il faut relever la présence à la surface des champs de très nombreux blocs de quartz ((Q) de la carte), surtout au sein des micaschistes protérozoïques, qui correspondent à la présence de filons décimétriques à métriques (Sud de Limerzel en particulier) dont certains sont minéralisés (indices stannifères de Bobertho, chez Jégo, le Temple du Bas, ...).

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Dans le cadre de la feuille Questembert, les roches métamorphiques occupent une superficie relativement importante autour du granite de Questembert et des leucogranites plus méridionaux tandis que le granite des Landes de Lanvaux ne développe qu'un métamorphisme de contact de faible ampleur.

Dans les roches paléozoïques du synclinal de Rochefort-en-Terre au Nord du granite de Questembert et dans les enclaves de roches sédimentaires qu'il contient, il est relativement aisé d'identifier les transformations dues au thermo-

métamorphisme ; par contre, au Sud, dans les terminaisons périclinales de Béganne et surtout dans les formations schisteuses et micaschisteuses protérozoïques, il est difficile de faire la part entre les paragenèses dues au métamorphisme de type *régional* et celles dues au métamorphisme de contact *sensu stricto*.

Formations protérozoïques

L'espace situé en dehors des massifs granitiques est occupé par un vaste complexe de schistes, micaschistes et gneiss recouvert à l'Est par la série paléozoïque des terminaisons périclinales de Béganne, ce qui permet de le rapporter au Protérozoïque et plus précisément au Briovérien.

Au Nord de la lame granitique de Foleux, ce sont essentiellement des schistes séricito-chloriteux et des micaschistes bS^{1-2} relativement monotones tandis qu'au Sud ce sont des micaschistes $b\xi^{1-2}$ injectés de très nombreux filons de leucogranites ou de masses granitiques plus importantes.

Autour de l'orthogneiss porphyroïde de Fescal $p\xi\gamma^4$, du granite de Péaule et de l'apophyse granitique de Berric, s'observent des gneiss fins $b\xi^{1-2}$.

Il existe donc un net gradient métamorphique du Nord vers le Sud, les passages entre schistes, micaschistes et gneiss étant progressifs et la répartition logique entre les divers faciès étant perturbée par l'importance des masses granitiques.

Cet ensemble correspond aux *schistes micacés et feldspathisés, schistes à minéraux, micaschistes et gneiss granulitiques* et aux *micaschistes à biotite et muscovite* (avec résidus de staurotide et grenat) des anciennes cartes.

bS^{1-2} . Schistes séricito-chloriteux ; schistes à muscovite - chlorite. Ces sédiments affleurent relativement mal au Sud de la Vilaine (le Bois Gervais) comme au Nord sur la commune de Béganne.

Ce sont des schistes bleutés à verdâtres à bonne schistosité de flux parfois crénulée. Le faible métamorphisme permet d'y reconnaître quelques caractères sédimentaires originels. Ce sont des *siltstones* fins ou grossiers dans lesquels le litage sédimentaire est formé de lamines millimétriques. Les filonnets de quartz y sont fréquents. La texture de ces schistes est lépidoblastique ; la composition minéralogique se résume au quartz, à la muscovite, à la chlorite, à la séricite néoformée qui soulignent la schistosité. Quelques porphyroblastes d'andalousite synschisteux, totalement déstabilisés, et de grands cristaux de chlorite post-schisteux ont été observés à proximité du granite de Questembert (Sud de Caden).

Les lamines plus gréseuses contiennent des grains de quartz de taille millimétrique, certains ayant une facture volcanique, et du plagioclase albitique (An 5 environ) en grains anguleux à arrondis ; ces niveaux correspondent à des *greywackes*.

$b\xi^{1-2}$. Micaschistes à muscovite, biotite, andalousite, staurotide plus ou moins riches en sillimanite ; micaschistes albitiques (*metagreywackes* fines). Dans cet ensemble sont regroupés les *Phyllades de Saint-Lô*, les *Schistes micacés, micaschistes et micaschistes feldspathiques* que Ch. Barrois plaçait de part et d'autre de la lame granitique de Foleux (feuille Saint-Nazaire à 1/80 000, 1897). La lithologie de ce complexe est difficile à établir surtout au Sud et à l'Ouest du domaine où les micaschistes sont injectés de très nombreux filons et masses leucogranitiques. Les affleurements, bien que discontinus, sont nombreux dans les vallées des rivières qui recoupent les structures (ruisseau du

Moulin de Tohon, ruisseau de Trévelo...). Ce sont en général des roches verdâtres, beiges par altération, à bonne schistosité, quartzo-feldspathiques, dans lesquelles on reconnaît surtout les micas (muscovite, biotite), parfois l'andalousite ou le grenat.

Leur texture est lépidoblastique, la plus grande partie de la roche est constituée de minéraux phylliteux (séricite, muscovite, chlorite, biotite) qui, avec le quartz, matérialisent la schistosité de flux. Les minéraux anté- à synschisteux sont la staurotide, largement déstabilisée, le grenat et l'andalousite également déstabilisée en quartz et séricite.

Les minéraux post-schisteux apparaissent, tout comme les minéraux anté- à synschisteux, en relation directe avec la mise en place des leucogranites ; il s'agit de chlorite, de biotite en grandes lamelles poëcloblastiques et surtout d'andalousite (Lilio au Sud de Caden, Sud de Limerzel, Sud de Questembert). La sillimanite (fibrolite) a été reconnue dans la partie ouest du domaine et autour de quelques lames granitiques où on peut avoir des cornéennes à biotite, sillimanite (Kerpé). De même le grenat peut être abondant comme au Nord de Péaule (Kergrignon près de Pahongé, Kerhervio) ou à l'Ouest de Brangolo (au Nord de la commune de Noyal-Muzillac).

Au Sud de Limerzel (le Temple de Bas), aux environs de Lescuit, les micaschistes sont accompagnés de *métagreywackes* qui forment des niveaux plus clairs et plus grossiers au sein de la série sédimentaire. Ces roches sont riches en albite et en grains de quartz dont la taille atteint fréquemment le centimètre.

Comme dans les micaschistes sans albite, la schistosité est marquée par l'organisation planaire de la muscovite, de la biotite et de la chlorite dans un fond quartzo-feldspathique où on reconnaît des clastes millimétriques de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique en très faible quantité.

b ζ ¹⁻². Gneiss à biotite, sillimanite ; gneiss albitiques (*métagreywackes*).

Au sein de la série métamorphique protérozoïque, les faciès gneissiques apparaissent entre Péaule et Nivillac d'une part, au Nord-Est de Berric d'autre part. Dans le premier domaine, il s'agit surtout de gneiss fins à biotite, parfois sillimanite ; dans le second, ce sont des gneiss plus grossiers, très riches en plagioclase albitique, qui dérivent probablement de *greywackes*. L'aire géographique occupée par les gneiss fins à biotite correspond assez étroitement à celle occupée par l'orthogneiss granodioritique porphyroïde $\rho \zeta \gamma^4$. Ils affleurent largement de part et d'autre de la Vilaine tant sur sa rive gauche (Port-ès-Gerbes, Kerroux-Port-ès-Gerbes, Nord du Haut Verger) que sur sa rive droite (Kerubaud, Kergerbé, la Cour de Marzan). Ils sont généralement pénétrés de lames d'épaisseur variable d'orthogneiss $\rho \zeta \gamma^4$ et de leucogranites γ^{1-2} dans leur faciès normal ou dans leur faciès pegmatitique et aplitique (côte entre Kerroux-Port-ès-Gerbes et Port-ès-Gerbes ; côte de Kergerbé).

Au Sud-Est, ils sont recoupés par l'orthogneiss au niveau de la Boissière tandis qu'au Nord-Ouest, on les retrouve en enclaves au sein de ce dernier (Fescal, le Spenay).

Leur limite septentrionale n'est pas précisée, le passage micaschiste-gneiss étant graduel, tandis qu'au Sud ils sont pris dans le cisaillement sud-armoricain et transformés en phyllonites (Nivillac, Craslon, Kerthomazo...).

A l'affleurement, ce sont des roches sombres (gris à brun foncé) à grain fin, d'allure cornée, dans lesquelles on reconnaît une alternance lithologique centrimétrique à décimétrique de niveaux fins très schistifiés et de niveaux plus grossiers. A ce débit subvertical et de direction N 120° E se parallélisent les plans de foliation métamorphique qui portent une linéation plongeant de 20 à 30° vers le Sud-Est.

La texture de ces gneiss est granoblastique, le grain moyen étant de l'ordre de 250 microns. Les minéraux sont fortement imbriqués ; il s'agit de quartz, de plagioclase (An 10-15) en grains xénomorphes peu maclés, de biotite en petites lamelles automorphes, de muscovite, de tourmaline et de zircon en globules arrondis. La sillimanite, bien que peu répandue, a été observée à proximité immédiate des ultramylonites dans la partie sud du domaine (la Cour de Marzan) ; quelques hornblendes vertes y ont été localement reconnues. Dans la partie ouest de la feuille, des gneiss albitiques, à biotite et sillimanite moulent de façon étroite le granite à *schlieren* de Berric. Les affleurements sont peu nombreux, la cartographie résultant d'observations de blocs autour de Cohignac et au Nord de Kervily (Nord de Bourgerel).

Ce sont des gneiss sombres, à grain grossier, très riches en biotite et en sillimanite. Leur texture est granoblastique ; on y voit l'alternance de lits quartzfeldspathiques (plagioclase de type albite-oligoclase), de lits à muscovite et biotite en grandes lamelles subautomorphes et de lits à biotite et sillimanite en bouquets fibreux. La tourmaline est accessoire.

ph. Microquartzites graphiteux (phtanites). — Sg. **Schistes graphiteux.** Ces niveaux, difficiles à mettre en évidence, sont abondants dans les micaschistes entre Péaule et Berric ; leur cartographie résulte surtout d'observations à la surface des labours et ils sont vraisemblablement plus nombreux que ne le propose la carte. Les principales *bandes* reconnues se situent sur la Lande de Kerhennebont en Berric, au Sud de Louffaut, à Libunin, à la bordure sud du granite de Coët-Bihan et au Nord de Péaule (Henlez). Ce sont des roches très sombres, très dures pour les phtanites qui sont fortement recristallisés tandis que les schistes graphiteux sont plus tendres et montrent parfois de l'andalou-site et de la biotite.

χ. Quartzites à muscovite, chlorite, biotite, grenat et minéraux ferrifères (quartzites du Moulin de Tohon). Ces quartzites ont été mis en évidence au Nord du moulin de Tohon de part et d'autre du ruisseau où ils forment une crête remarquable. Ils constituent une unité cartographique large 50 à 100 m qu'il est possible de prolonger vers l'Ouest à la faveur des affleurements discontinus du Galinio et de la Grée Kertessier.

Ce sont des quartzites de teinte grisâtre, en bancs décimétriques, qui portent une très forte linéation, et dans lesquels la biotite, parfois le grenat, mais surtout les minéraux ferrifères sont facilement reconnaissables. Ils sont essentiellement constitués de quartz en grains fortement imbriqués (taille moyenne 300 μ), de muscovite détritique en grandes lamelles, de chlorite verte et de biotite très brune, de grenats millimétriques très fracturés. Les minéraux ferrifères sont surtout concentrés entre les grains de quartz, rarement bien cristallisés ; il s'agit de magnétite ou d'hématite en remplacement de cette dernière. La pyrite xénomorphe et la tourmaline complètent la minéralogie.

VS. Volcanoclastites acides du moulin de Cadillac. Les carrières ouvertes le long du ruisseau du moulin de Cadillac au-dessous de Larhénie entament des roches claires (blanc à bleuté) à fines lamines, intensément structurées puisque prises dans le cisaillement sud-armoricain. Macroscopiquement aphanitiques, elles offrent sous le microscope des caractères de tufs acides presque exclusivement constitués de grains de quartz aux contours arrondis, de taille très variable (jusqu'à 5 mm), qu'accompagnent quelques grains de plagioclase (An 5) et de feldspath potassique. Ces clastes sont englobés par une matrice formée de petits grains de quartz et de micas.

Cette formation particulière se suit assez bien jusqu'aux environs de Keroyant à l'Ouest et jusqu'au ruisseau de Saint-Éloi à l'Est. Nous l'interprétons comme d'origine volcanique, plus précisément volcanoclastique.

Groupe de l'estuaire de la Vilaine

Ce groupe réunit un ensemble de micaschistes et de roches basiques qui correspondent aux *Schistes à minéraux et micaschistes* de Ch. Barrois. Sur cette feuille, il n'est représenté qu'au Sud de Billiers, son développement maximum étant atteint sur la feuille voisine la Roche-Bernard.

ξ¹⁻². **Micaschistes à muscovite, chlorite, albite, biotite secondaire avec résidus de biotite primaire, de staurotide et de grenat.** Ces micaschistes sont localisés en bordure de mer à l'Ouest de Bétahon et au Sud des Prières. De façon constante ils sont riches en quartz d'exsudation dans les charnières des plis. La schistosité est soulignée par l'agencement planaire de la muscovite, de la chlorite, de la biotite et du quartz ; le grenat almandin et la staurotide sont des minéraux résiduels souvent entourés d'une bordure réactionnelle de quartz ou de petites muscovites. La biotite primaire brun-vert est largement déstabilisée. La biotite secondaire, postschisteuse, est fortement pléochroïque (brun jaune à brun verdâtre). L'albite (An 5) se présente en porphyroblastes globuleux non maclés, largement poëcilitiques ; c'est un minéral syn- à postschisteux qui fossilise d'anciennes surfaces structurales. La roche contient en outre de grandes lames de muscovite secondaire.

Groupe de l'anticlinal de Cornouaille

Le Groupe de l'anticlinal de Cornouaille peut, du point de vue lithologique, être divisé en deux séries :

- **la Série d'Arzal** : elle présente, sur cette feuille, trois termes lithologiques qui sont du Nord au Sud : les Gneiss amygdalaires de l'Isle, les Gneiss leptynitiques du Drézet et les Gneiss migmatitiques du Broël ;
- **la Série de Muzillac** : elle est essentiellement constituée de granites gneissiques, de gneiss rubanés à biotite et sillimanite.

Au Sud de ces séries, les Micaschistes de Camoël, très peu représentés sur cette feuille, semblent assurer la transition avec le Groupe de l'estuaire de la Vilaine.

ξ¹. **Micaschistes à biotite et muscovite (micaschistes de Camoël).** Ils n'apparaissent qu'au Sud-Ouest du Bourg l'Étang en prolongement de la bande micaschisteuse de Camoël (feuille la Roche-Bernard).

Série d'Arzal

ζ¹. **Gneiss amygdalaires (Gneiss de l'Isle).** Géométriquement, ces gneiss se situent à la partie inférieure de la Série d'Arzal ; les seuls affleurements observables sont ceux de Kervor au Sud-Ouest de Lantiern, la terminaison occidentale de cette formation restant imprécisée (contact faillé avec les granites gneissiques de la Série de Muzillac ?). La foliation de ces gneiss a une direction moyenne N 70° à N 80° E et subverticale, la linéation minérale étant subhorizontale dans ce plan. L'allure amygdalaire se manifeste par la présence d'éléments polycristallins plurimillimétriques à centimétriques allongés dans la foliation. On note parfois un début de différenciation anatectique sous forme de filets leucosomiques millimétriques.

La texture de la roche est granolépidoblastique, la minéralogie étant constituée de quartz, d'oligoclase, de microcline, de biotite, de sillimanite et de muscovite. Les amandes correspondent, soit à un microcline perthitique, soit à une association isogranulaire de plagioclase (An 15-20) et de quartz.

$\lambda\xi^1$, δ . **Gneiss leptynitiques et roches basiques associées (Gneiss du Drézet)**. Cette formation n'a été reconnue qu'à partir de blocs recueillis à la surface des champs labourés entre Kervor et Kervail où elle est oblitérée par les granites gneissiques de la Série de Muzillac. Elle correspond à des roches grisâtres marquées par un rubanement centimétrique à décimétrique de zones claires essentiellement quartzo-feldspathiques et de zones sombres légèrement plus riches en biotite ; celui-ci apparaît très régulier et continu sur les sections perpendiculaires à la foliation et parallèles à la linéation tandis que sur les sections perpendiculaires à ces deux éléments structuraux, on observe un effilochage des zones sombres dans la partie leucocrate de la roche (cf. carrière d'Arzal sur la feuille la Roche-Bernard).

Microscopiquement, la roche apparaît formée de cristaux de quartz, d'oligoclase et de microcline fortement enchevêtrés ; la biotite brun-vert est soit en individus de grande taille brisés ou éclatés, soit en individus plus petits et frais.

Les roches basiques δ correspondent à des gneiss amphiboliques et à des amphibolites.

M2. Gneiss migmatitiques silico-alumineux (Gneiss du Broël). Ils se situent géométriquement au sommet du Groupe d'Arzal. On ne les rencontre qu'à proximité du Bourg l'Étang en blocs épars dans les labours. Ce sont essentiellement des gneiss à quartz, plagioclase, biotite et sillimanite qui ont subi un phénomène secondaire de migmatisation qui va de l'apparition de filets leucosomiques à celle d'amas granitoïdes ou pegmatoïdes diffus.

Série de Muzillac

$\gamma\xi^{3-4}$. **Granites gneissiques (orthogneiss)**. Cette série correspond à la série de la Chapelle-des-Marais définie sur la feuille la Roche-Bernard.

Elle est formée de gneiss rubanés granitoïdes, de granites gneissiques issus de l'anatexie de roches sans aucun doute cristallines et cristallophylliennes.

Ces roches apparaissent largement sur les communes de Muzillac, Billiers et Arzal. Les affleurements les plus représentatifs se situent en bordure de l'étang de Penmur au Nord-Ouest de Muzillac, tout au long de l'étier de Billiers et sur la voie express Nantes—Vannes.

Le caractère principal de cette série est d'avoir subi, à des degrés divers, des phénomènes de migmatisation, celle-ci tendant à croître lorsque l'on se dirige vers le Nord (Nord de l'étang de Penmur) où il y a passage plus ou moins progressif à de véritables granites d'anatexie.

Cette migmatisation s'exerce aux dépens de matériaux divers, sans doute en majorité orthogneissiques comme le laisse supposer l'existence de gneiss œillés (voie express Nantes—Vannes à l'Est de l'aire de Séréac) ; l'importance des faciès paragneissiques paraît beaucoup plus réduite mais ne peut être suspectée (faciès à affinité kinzigitique de Madon).

La description méso- à microscopique des roches est pratiquement impossible à faire chaque affleurement étant peu ou prou différent de ses voisins ; la caractéristique minéralogique principale de ce domaine est l'existence d'une paragenèse de basse pression - haute température souvent marquée par la présence conjointe de sillimanite et de cordiérite.

Formations paléozoïques

Formations métamorphiques au contact du granite des Landes de Lanvaux

b-02S. Groupe de Bains-sur-Oust. Briovérien à Arenig (schistes et micaschistes séricito-chloriteux). Le métamorphisme de contact du granite des Landes de Lanvaux est mal exprimé dans les sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust sauf dans l'extrême coin nord-est de la feuille où sont visibles quelques affleurements de schistes et micaschistes séricito-chloriteux (la Bogerie).

Formations métamorphiques au contact du granite de Questembert

Entre Rochefort-en-Terre et Saint-Jacut-les-Pins, le granite de Questembert développe une importante auréole de métamorphisme de contact, large d'un millier de mètres environ ; sa traduction sur le terrain s'exprime surtout dans les schistes ardoisiers du Membre du Gueuzon O3-4 par l'apparition de l'andalousite dont l'isograde a été tracée sur la carte.

En réalité, l'influence thermique du granite se fait sentir plus loin dans les schistes au Nord de Saint-Jacut-les-Pins dans lesquels on observe du chloritoïde en baguettes synschisteuses. Inversement, à l'approche du granite, la muscovite est accompagnée puis remplacée par la biotite qu'accompagne toujours l'andalousite en donnant des formations d'aspect micaschisteux ; à proximité immédiate du batholite apparaît la sillimanite, le grenat selon la composition chimique originelle du sédiment. Les formations gréseuses voient l'apparition de biotite qu'accompagne fréquemment la magnétite. Au Sud du granite, le métamorphisme de contact dans les formations paléozoïques affecte principalement les quartzites aréniens des terminaisons périnclinales de Béganne. Le minéral indicateur est la biotite dont l'isograde dessine une courbe d'allure parabolique qui recoupe les structures cartographiques.

O2X. Formation du grès armoricain. Arenig (quartzites à muscovite, chlorite, biotite et minéraux ferrifères, rares grenats). Ces quartzites affleurent largement au Sud du granite de Questembert, depuis Allaire jusqu'à Caden, en une bande cartographique de largeur relativement constante (1 km environ) (Boufèsse, la Chaussée Olivier, la Grée du Tay) avant de disparaître au sein du granite pour ne subsister qu'à l'état de grandes enclaves au Sud et à l'Est de Caden (la Bouie, le Valauga, chez Héllard). Nous rapportons également à cette formation, uniquement sur des critères de faciès, les quartzites que l'on observe dans le granite depuis le Nord-Ouest de Caden jusqu'au Nord de Questembert où, sur une quinzaine de kilomètres, ils occupent une dépression morphologique soulignée par le réseau hydrographique (Brohan, le Temple, chez Catrevaux, Nord de Trévelo, Trégu...).

La deuxième bande de quartzites figurée sur la feuille Vannes par Ch. Barrois un peu plus au Sud, entre Questembert et Limerzel, n'a pas été retrouvée. En règle générale, ce sont des roches sombres, grises à bleu-noir, dans lesquelles biotite et minéraux ferrifères sont aisément identifiables ; des structures sédimentaires (lamines, stratification ocellée) sont parfois encore visibles. Les minéraux essentiels de ces quartzites sont le quartz en grains fortement imbriqués (taille moyenne 200 μ), la muscovite détritique, la biotite en grandes lamelles subautomorphes parfois chloritisées et de nombreux cristaux de magnétite qui correspondent à la cristallisation du pigment hématitique originel. Quelques gre-

nats ont été observés au Sud de Caden. Les minéraux accessoires sont du zircon et de la tourmaline en quantité parfois importante.

Formation de Rochefort-en-Terre. Llanvirn—Caradoc. Jusqu'à plus de 1 000 mètres du granite de Questembert, la Formation de Rochefort-en-Terre montre un important développement d'andalousite (variété chiastolite) ; celle-ci est surtout abondante dans les schistes ardoisiers du Membre du Gueuzon O₃₋₄S tandis que dans les schistes du Membre de Saint-Perreux elle est plus discrète, n'apparaissant que dans les faciès au chimisme favorable.

O₃₋₄S. Membre du Gueuzon. Schistes tachetés à andalousite ; schistes à biotite et andalousite. Ces schistes sont particulièrement bien exposés entre Rochefort-en-Terre et le Sud de Saint-Jacut-les-Pins. Dans les nombreux affleurements (Parc de Bodélio, la Vieille Ville, Sud de Fandora), les porphyroblastes de chiastolite sont de grande taille, leur longueur atteignant 10 cm et leur section basale le centimètre ; les inclusions carbonées caractéristiques du minéral sont nettement visibles.

Deux générations sont en général présentes : la première correspond à des minéraux anté- à synschisteux, contournés par les plans de schistosité ou réorientés dans ceux-ci, ce qui donne une linéation minérale très prononcée ; la deuxième correspond à des cristaux post-schisteux de petite taille, moins nombreux, principalement identifiables en lames minces.

Microscopiquement, ces sédiments, outre l'andalousite, sont constitués de quartz et de muscovite fortement étirés qui matérialisent la schistosité de flux. Le chloritoïde est localement présent en petites baguettes d'habitus syn- à post-schisteux.

Les minéraux accessoires sont la pyrite, parfois concentrée en *nids*, la tourmaline et le rutile.

Dans les affleurements plus proches du granite apparaît la chlorite puis la biotite alors que subsistent la muscovite et l'andalousite, ce qui donne à la roche un aspect de micaschistes (Sud de Fandora).

O₅S. Membre de Saint-Perreux. Schistes et micaschistes à muscovite, biotite, andalousite ; cornéennes à biotite, sillimanite et grenat. Le Membre de Saint-Perreux, thermométamorphisé par le granite de Questembert s'étend largement au Sud et au Sud-Ouest de Rochefort-en-Terre et au Sud de Saint-Jacut-les-Pins tandis qu'entre ces deux domaines, il apparaît pincé entre les schistes du Membre du Gueuzon et les quartzites de la Formation de l'Eclys.

Les principales coupes dans lesquelles il est facilement identifiable sont celles du moulin de Liverzel au long de la D 774, de la route menant de Rochefort à Saint-Fiacre, de la D 137 au Sud-Ouest de Saint-Jacut-les-Pins et aux environs du Bois David (Bois d'Avy). A la base du membre, on observe encore des schistes tachetés à andalousite, mais la biotite envahit de plus en plus la roche ; il s'agit d'abord de petites lamelles poeciloblastiques aux contours mal définis puis de grandes lattes automorphes très colorées qui représentent l'essentiel de la minéralogie ; la muscovite est résiduelle.

La schistosité disparaît peu à peu, la roche acquérant une structure de cornéenne ; seule une crénulation tardive est visible. L'andalousite, plurimillimétrique, est fréquemment altérée, envahie de séricite, parfois de chloritoïde néoformé. A proximité immédiate du contact avec le granite se développent de véritables cornéennes, sans schistosité, larges de quelques dizaines de mètres, dont les minéraux essentiels sont la biotite, la sillimanite (fibrolite en bouquets ou rosettes), le quartz et parfois le grenat (moulin de Liverzel, Sud de Pluhélin).

Niveaux particuliers

ph. **Les schistes graphiteux et les phanites** affectés par le métamorphisme ne développent pas de minéraux particuliers sauf très localement de l'andalou-site ou de la biotite. On note seulement des recristallisations importantes du quartz dont les grains sont souvent très étirés dans les plans de schistosité.

(SK). Plus curieux, sont les *skarns* du Bois David (ou Bois d'Avy) et du Mortier au Sud de Saint-Jacut-les-Pins qui correspondent à des niveaux calcaireux reconnus lors de l'exploitation de minerai de fer au 19^e siècle et plus récemment lors d'une campagne de carottage du B.R.G.M. ; leur existence n'est signalée ici qu'à titre indicatif dans la mesure où ils peuvent permettre des corrélations avec les séries ordoviciennes mieux connues et non métamorphiques.

O6-s2X. Formation de l'Eclys. Ashgill à Wenlock (*quartzites à chlorite, biotite, grenat ; quartzites à minéraux ferrifères ; quartzites microconglomératiques à fragments lithiques*). Dans la partie du synclinal de Rochefort-en-Terre qui intéresse la feuille, la Formation de l'Eclys est représentée par des quartzites dont la cartographie est malaisée en raison de leur position à la bordure nord du granite de Questembert ou même en enclaves à l'intérieur de ce dernier (Sud de Pluherlin, la Ville Danou), ainsi que de leur faible puissance. Il existe cependant une bonne continuité dans les affleurements entre la Gratonnais et la Ruaudais grâce aux petites carrières de la Meurais, la Ville aux Fèves, Saint-Jacques et la Rotiais ; plus à l'Est, entre le Chêne aux Vents et Bodnaga ces quartzites, perturbés par la mise en place du granite, ne sont observables qu'au Nord de chez Couedro, dans la carrière de Radniguel et à proximité du moulin de Rédiillac, à l'Est de Radniguel. Au Nord de Trémoureux, ils n'ont été reconnus qu'en blocs dans les champs. Enfin, nous rapportons à cette formation les quartzites situés au sein du granite de Questembert depuis Cargilay jusqu'à la Ville aux Beuroux. Deux types pétrographiques peuvent être distingués : d'une part, des quartzites gris clair à blanchâtres en bancs décimétriques à rares interstrates schisteuses (carrière de la Ville aux Fèves), entièrement recristallisés, dans lesquels les structures originelles ne sont plus visibles ; d'autre part, des quartzites sombres, gris bleuté ou verdâtres dont la couleur est due à la présence d'oxydes de fer en grande quantité (Radniguel, la Ville aux Beuroux...).

Des quartzites microconglomératiques à fragments lithiques ont été reconnus au Sud de Pluherlin et dans la carrière de la Ville aux Fèves.

La minéralogie des quartzites clairs correspond à un assemblage de grains de quartz fortement imbriqués, de muscovite détritique et de chlorite néoformée qui souligne une schistosité assez fruste ; dans ce contexte, les quartzites microconglomératiques contiennent des fragments de microquartzites de taille inférieure à 2 ou 3 millimètres.

La minéralogie des quartzites sombres correspond à un assemblage de grains de quartz engrenés les uns les autres, de chlorite et de biotite en lamelles de grande taille, quelques fragments de microquartzites, de rares grenats mais surtout de nombreux cristaux de magnétite à section carrée, rectangulaire ou losangique, dont les plus gros atteignent le centimètre ; elle est fréquemment pseudomorphosée en hématite (martitisation).

Les minéraux accessoires sont le zircon, le rutile ou la tourmaline.

s3-4S. Formation de Fégréac. Ludlow à Post-Ludlow (*Schistes grossiers tachtés*). Les quartzites de la Formation de l'Eclys sont surmontés par une formation schisteuse qui correspond à la Formation de Fégréac définie dans un contexte non métamorphique (B. Pivette, 1978).

Sur cette feuille, elle ne peut être cartographiée qu'au Sud-Ouest de Saint-Jacut-les-Pins à partir de quelques affleurements (Est de Bodéan, Radniguel) et des données de surface. Ce sont en général des schistes verdâtres riches en biotite qui montrent le développement de quelques porphyroblastes d'andalou-site ce qui leur donne un aspect tacheté. Ce sont des sédiments mal classés, les plus gros éléments ayant une taille proche du millimètre ; ce sont des grains de quartz anguleux dont certains ont une nette facture volcanique, des micas détritiques largement déstabilisés ; la matrice chloriteuse occupe de 30 à 80 % du volume de la roche.

La principale caractéristique de cette formation est l'existence de niveaux carbonés qui correspondent à des schistes graphiteux et à des ampélites Am ; le métamorphisme de contact les a parfois indurés donnant des cornéennes semblables à des phanites ; on n'y observe cependant pas les filonnets de quartz communs à ces roches, mais par contre des cristaux d'andalou-site blanche ou verdâtre. L'affleurement le plus remarquable est celui de Bodnaga entre Saint-Jacut-les-Pins et Saint-Gorgon ; plus à l'Ouest, dans les champs au Nord de Vieil-Hopital, on retrouve ces mêmes roches sans qu'il soit possible d'en mesurer l'extension.

ROCHES CATACLASTIQUES ET MYLONITIQUES

Dans la partie sud de la feuille, les formations protérozoïques, les granites d'anatexie et les granites à deux micas sont affectés de puissants mouvements cisailants qui conduisent, par développement progressif des surfaces mylonitiques et des recristallisations congénères, à la formation de véritables ultramylo-nites qui constituent trois bandes principales que l'on suit remarquablement bien entre la Roche-Bernard et le Sud de Berric.

La foliation mylonitique développée de façon constante sur une largeur de 4 à 5 kilomètres (parfois plus au niveau de la Vilaine) est généralement subverticale et de direction N 100°-120° E. C'est au sein des granites, notamment des granites d'anatexie $M\gamma$, que les différents stades de la déformation cisailante peuvent être le mieux observés. En effet on connaît tous les stades depuis un cisaillement de faible intensité, dans lequel on reconnaît fort bien la roche originale, jusqu'aux ultramylo-nites dans lesquelles la roche est totalement transformée (vallée de la Vilaine, route Arzal—le Guerno, route Arzal—la Roche-Bernard, ruisseau de Kervily, ruisseau de Saint-Eloi, ...).

Dans les stades les moins déformés (*stade protomylonite*), la roche est massive, les cristaux sont visibles à l'œil nu, la nature granitique du matériel apparaît facilement avec cependant un aspect orienté. Les minéraux commencent à être déformés, les minéraux phylliteux se froissent, les feldspaths se granulent à leur périphérie, les quartz se transforment en individus à extinction roulante.

A un stade plus poussé (*stade mylonite*), la roche perd son aspect granitique pour prendre une allure gneissique. La foliation plus ou moins orthogneissique est soulignée par l'alignement des minéraux phylliteux qui sont intimement mêlés à des cristaux de quartz et de feldspath de petite dimension ; cette pseudomatrice englobe des phénoclastes feldspathiques et des agrégats polycristallins quartzo-feldspathiques dont la taille varie en fonction de la granulométrie de la roche-mère ; la roche prend alors un aspect finement œillé caractéristique.

Microscopiquement, les stades précoces de la déformation se marquent par l'apparition de plans flexueux de cataclase dans lesquels recristallisent la biotite, la muscovite, le quartz, ainsi que de petits plagioclases qui roulent les porphyroclastes. Dans les stades ultérieurs, ces derniers se déforment, des fractures

apparaissent, ressoudées par du quartz ; les cristaux de quartz encore intacts se granulent en sous-grains qui s'organisent en bandes allongées plus ou moins parallèles ou, avec le feldspath, forment l'essentiel des queues de cristallisation autour des phénoclastes.

La biotite, comme la muscovite, prend une forme *en poisson* ou se chloritise, s'effiloche dans les plans de foliation. Le stade ultime de la déformation conduit aux ultramytonites (*stade ultramytonite*) qui s'organisent au sein des granites d'anatexie en deux bandes parallèles larges de plus d'une centaine de mètres.

La plus continue, au Nord, se suit depuis la Roche-Bernard jusqu'à Logoren ; elle est bien visible au Sud du pont de la Roche-Bernard, au long de la RN 165 à hauteur de la Brya au Sud-Ouest de Marzan, à Saint-Miquel et à l'Est de Logoren. Le deuxième, au Sud, est surtout reconnaissable entre Bodveil et Marguerigo et au Nord de Kergal. Ce sont en général des roches claires blanchâtres à grisâtres, d'aspect corné, à grain extrêmement fin, homogènes ou à structure de flux analogue à une schistosité ; le débit planaire est généralement facile.

Microscopiquement la convergence de faciès entre toutes ces ultramytonites est remarquable ; la roche n'est plus qu'un fin agrégat cataclastique de quartz, de feldspaths et de micas dont la taille n'excède pas 20 à 30 microns. Ça et là subsistent des résidus, généralement feldspathiques, de taille millimétrique à centimétrique, à ombres de pression asymétriques qui témoignent du sens de cisaillement.

La bande ultramytonitique la plus septentrionale est plus difficile à mettre en évidence en raison de la nature des roches que la déformation cisailante affecte ; la présence d'un filon de quartz facilite cependant sa recherche. Si sa reconnaissance est aisée dans les granites à deux micas, il n'en est pas de même dans les micaschistes et gneiss protérozoïques ; dans ces derniers les meilleurs affleurements se situent au moulin de Marzan et au Nord du moulin de Craşlon ; on retrouve ces mêmes roches sur la rive gauche de la Vilaine (le Haut Verger, Nivillac, Boceret) où elles sont séparées des granites par un filon de quartz.

Généralement subverticales, elles présentent localement des plis métriques à axe plongeant de 20 à 30° vers l'Est. De teinte brunâtre, elles possèdent un débit régulier parfois souligné par de grandes lamelles de muscovite. On y reconnaît des niveaux riches en éléments figurés feldspathiques qui correspondent vraisemblablement à des strates de nature greywackeuse. Des phénomènes cataclastiques affectent secondairement et de manière limitée l'ensemble de ce domaine mylonitique (route Arzal—la Roche-Bernard, Bodveil). A l'affleurement, cette cataclase entraîne l'atténuation ou la disparition de la foliation mylonitique préexistante. En lame mince, on observe une microbréchification de la roche accompagnée du développement d'une intense chloritisation.

Les faciès cataclasés et orthogneissiques sont également fréquents dans le granite de Questembert mais limités à des zones étroites. C'est surtout au Nord-Ouest de Questembert (Boroger, ruisseau de Saint-Éloi) dans le faciès à grain millimétrique γ^{1-2} et au Sud-Est de cette même ville dans le faciès à petits porphyroblastes $g\gamma^{1-2}$ (Pilaire) et dans le faciès à muscovite dominante γ_m^{1-2} (Keroger, Bréhardec) que la déformation cisailante est la plus intense.

L'orientation planaire de l'orthogneiss porphyroïde de Fescal $p\zeta\gamma^4$ est toujours bien marquée. L'orientation de ces plans généralement subverticaux passe d'une direction est—ouest (N 85° E) à l'Ouest de Fescal à une direction N 95° puis N 120° E depuis Kergerbé jusqu'au-delà de Nivillac. La linéation d'étirement portée par les plans de foliation plonge assez fortement (30 à 40°) vers

l'Est ou le Sud-Est, le grand axe des phénocristaux se parallélisant avec cette linéation. Au bord de la Vilaine (côté de Kergerbé) la foliation est déformée par des plis concentriques d'ampleur décimétrique d'orientation N 120° E et d'axe plongeant de 30° vers le Sud-Est. Une schistosité de fracture très grossière est associée à ces plis.

Si la déformation mylonitique, croissante vers le Sud, est sans conteste à relier au développement du cisaillement sud armoricain l'âge de l'épisode structural responsable de l'apparition de ces plis concentriques n'est pas connu avec certitude ; il pourrait s'agir d'un épisode tardif du fonctionnement de l'accident cisailant.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES POST-HERCINIENNES

Formations tertiaires

Re. Éocène. Des matériaux pouvant être rapportés aux Grès à *Sabalites andegavensis* de l'Éocène continental parsèment la surface du plateau dominant la vallée du ruisseau de Kerdihy, aux environs du Petit Coléno vers la limite occidentale du territoire de cette feuille. Les grès quartzites résiduels signalés vers Kerouar, au Nord du Guerno, par A. Guilcher (1948), n'ont pu être retrouvés. Par contre ces formations deviennent plus abondantes sur la feuille voisine (Vannes) où elles constituent de grandes dalles, telles que celles qui affleurent près de la chapelle de la Clarté, à l'Est de la Trinité-Surzur.

Rg. Oligocène. On a attribué hypothétiquement à l'Oligocène des blocs de matériau que l'on trouve près de Prad Yoff, mais qui ne sont pas en place. Ni leur origine, ni leur âge exact ne sont connus.

p. Sables et galets pliocènes. La transgression pliocène a laissé dans la région de Questembert des dépôts s'élevant jusqu'à l'altitude de 90 mètres : Beau Soleil de Quily. Ces formations généralement sableuses ont fossilisé une topographie différenciée où certains thalwegs étaient déjà creusés à un niveau inférieur à leur position actuelle. Au cours de sa régression, la mer pliocène a pu marquer des arrêts prolongés à certaines altitudes. L'un de ces anciens rivages apparaît nettement vers 55 mètres à l'Ouest du pont de la Roche-Bernard.

Les dépôts observés sont souvent résiduels et ne constituent que de minces placages aux limites indécises. Dans la vallée du Bled, au Nord de Béganne, et dans les vallées du ruisseau du moulin de Sainte-Anne et de celui du moulin Neuf, au Sud de la Vilaine, ils deviennent plus abondants. Quelques affleurements montrent des fronts de taille de plus de cinq m de hauteur : la Ville aux Jeunes, Bois Riveau. Les sondages réalisés par le B.R.G.M. près de la chapelle Saint-Clair en Limerzel ont révélé un remblaiement du flat de Trévelo sur au moins 16 mètres par des sables marins. Ces sables comblent une dépression aux limites abruptes qui semblent témoigner d'une tectonique récente, car par ailleurs, dans cette vallée, l'épaisseur des flats ne dépasse guère 4 à 5 mètres.

Les sédiments pliocènes admettent parfois beaucoup de galets formant de gros bancs discontinus, séparés par des niveaux graveleux, sableux ou argileux. Les galets sont habituellement bien émoussés, mais vers la base des dépôts, ils sont quelquefois peu usés. Les quartz et les grès-quartzites sont nombreux. Les autres roches sont souvent altérées et, dans certains cas, réduites à l'état de fantômes argileux. Ces formations jaunâtres ou franchement blanchâtres en profondeur sont généralement très rubéfiées en surface. Des oxydes de fer

(goethite) concentrés à certains niveaux soulignent parfois la microstratification ou consolident entièrement le sédiment qui se présente alors sous la forme de dalles de grès ou de poudingues ferrugineux. Ceux-ci ont été parfois exploités comme minerai de fer.

Les sables sont habituellement bien triés et présentent des caractères marins. On constate parfois cependant une éolisation importante qui affecte surtout les niveaux supérieurs. Ceux-ci ont été soumis à l'action du vent, vraisemblablement pendant les périodes froides du Quaternaire. Les minéraux lourds les plus abondants sont l'andalousite, la staurotide, la tourmaline et l'ilménite. Le glaucophane a été parfois observé dans les fractions fines et la glauconie est souvent présente. Les *sables rouges* sont généralement décrits comme azoïques. On remarque cependant dans ces formations la présence de quelques micro-organismes d'origine marine. Des Foraminifères et divers débris organogènes sont observables dans les sables de la Ville aux Jeunes, ainsi que dans ceux de Bois Riveau, de Clégreux, de la Ville au Baud et de Glescoët, à l'Est du Guerno. Les niveaux argileux associés aux *sables rouges* au Sud-Ouest de Marzan, n'ont pas livré de faune ni de pollen, contrairement à ceux de Saint-Jean la Poterie (feuille Redon). Ces derniers sont généralement considérés comme du Pliocène tardif.

Au Sud de Malansac, à proximité du château du Matz, des argiles ont été exploitées au fond d'un vallon pour la confection de poteries. Cette formation avait été attribuée au Pliocène (feuille Redon à 1/80 000, 3^e édition). G. Denizot (1924) avait cependant émis des réserves à son sujet, vu son altitude élevée. Ces argiles pourraient être en fait d'origine hydrothermale. Les matériaux recueillis en sondage correspondent en effet à des altérites kaoliniques, développées aux dépens du granite de Questembert dans une zone de fracture. La sédimentologie de ces dépôts permet aussi de conclure qu'ils ne peuvent pas être rapportés à l'*Argile de Redon*.

Formations quaternaires

p-IV. **Formation de Bétahon.** Au Nord de l'embouchure de la Vilaine, au Sud-Ouest de Billiers, l'érosion marine entaille des formations comprenant des niveaux de sable argileux avec de nombreux galets et ravinant une argile marmorisée. Ces dépôts ont été affectés par des phénomènes périglaciaires. Les niveaux supérieurs à galets s'enfoncent en coin dans les argiles inférieures, tandis que ces dernières s'injectent dans les précédents en les traversant parfois complètement.

La partie supérieure de ces formations comprend trois niveaux correspondant de haut en bas à des argiles ocre, à des sables argileux rouges reposant sur des cailloutis rubéfiés et à des sables jaunes fins. La succession de ces dépôts, leurs faciès granulométrique ainsi que leur disposition morphologique évoquent des formations deltaïques correspondant à un vaste domaine, où la Vilaine a déposé une masse considérable d'alluvions : Formations de Pénestin, de Bétahon, de Croméac'h et de l'étier de Pénerf (A. Guilcher, 1948 et S. Guillaume-Bruno, 1972). La présence de blocs démesurés de grès ladère ou de meulière dans les niveaux grossiers permet d'attribuer la mise en place de ces dépôts à des débâcles de dégel sous des climats rudes de type périglaciaire. Les couches rouges et les couches ocre ont subi une pédogenèse durant les périodes interglaciaires qui ont suivi leur dépôt. Pendant ces périodes, la mer a pu remanier la partie supérieure de la Formation de Bétahon et façonner les galets bien émoussés que l'on observe sous la dune dans la partie orientale de la coupe.

Les sables jaunes et les argiles inférieures reposent à l'Ouest de la plage, sur un *head* périglaciaire dont l'épaisseur atteint localement 2 mètres. Ces dépôts semblent donc appartenir aussi, comme les précédents, au Pléistocène ancien. Ils correspondraient à des sédiments deltaïques évolués. Ils se caractérisent par la présence de spicules d'éponges et de petits tests de Lamellibranches, malheureusement indéterminables, ainsi que par l'abondance des smectites qui pourraient provenir de la dégradation d'illites ferrifères à la faveur de mauvaises conditions de drainage.

Les formations de Bétahon, comme celles de Pénestin, font sans doute partie du système des terrasses de la Vilaine. Les galets de Pénestin pourraient se raccorder au cycle I défini par A. Meynier (1940) pour le cours moyen de la Vilaine, tandis que ceux de Bétahon se rattacheraient plutôt au cycle II.

Fx-y. Alluvions anciennes. Après la transgression pliocène et le dépôt de Saint-Jean-la-Poterie (feuille Redon), la Vilaine a réoccupé sa vallée en s'encaissant dans les formations marines qui l'avaient fossilisée. Pendant les périodes froides du Pléistocène, l'alluvionnement a été abondant et de vastes nappes constituées de sable et de cailloutis ont alors occupé le fond de la vallée. Les remblaiements périglaciaires ont alterné avec des phases de creusement et il s'est formé un système de terrasses emboîtées, s'étagant en ordre chronologique ; les plus élevées sont les plus anciennes et les plus basses les plus récentes. La distribution altimétrique et les caractères sédimentologiques des dépôts permettent de distinguer plusieurs cycles.

Dans la basse vallée de la Vilaine, les affleurements observés correspondent aux cycles les plus anciens, car les alluvions récentes sont masquées par les sédiments flandriens. Les dépôts cartographiés se rattachent aux stades I, II et III reconnus par A. Meynier (1940) sur le cours moyen de la rivière. La très haute terrasse bien représentée sur la feuille Redon, n'apparaît ici qu'au Haut Verger, au Nord-Ouest de Nivillac (42 mètres). Elle se raccorde vers l'aval aux formations de Pénestin (feuille la Roche-Bernard). A un niveau inférieur, les dépôts de Foleux et de Brédan correspondent en amont à la terrasse de Rieux (feuille Redon) et vers l'aval aux formations de Bétahon. Cette terrasse représente le stade II de la Vilaine. Son profil longitudinal paraît se raccorder à Redon à celui de la haute terrasse de l'Oust (feuille Malestroit). Les dépôts de la terrasse moyenne n'affleurent sur les rives de l'estuaire qu'à la Rivière, où ils sont en partie masqués par des formations de gélifluxion. Des alluvions anciennes apparaissent aussi dans le val de l'Arz, au Nord-Est de cette feuille. Elles semblent correspondre à un cycle plus récent.

Ces formations se distinguent des sédiments pliocènes, qu'elles remanient parfois, par leur hétérométrie, le faible émoussé des galets et l'absence d'évolution des quartz dans les sables. On y remarque aussi quelques blocs démesurés d'origine glaciaire. Les dépôts sont généralement rubéfiés et forment parfois des dalles de grès ou des poudingues ferrugineux. Ces formations sont azoïques et aucun outillage préhistorique n'a été récolté sur le territoire de cette feuille, bien qu'un peuplement précoce ait été constaté dans le cours moyen de la Vilaine (Saint-Malo-de-Phily), ainsi que vers l'aval dans le secteur de Damgan. Les industries correspondantes appartiendraient au Pléistocène inférieur.

Sy. Dépôts géliflués sur les pentes et en fond de vallée. De grands épanchages de gélifluxion (*head*) occupent la base des versants et remblaient les têtes de vallons. Leur puissance est très irrégulière, et reste généralement inférieure à un mètre. Aussi ils n'ont été figurés que là où ils présentent une certaine importance. Leur formation remonte aux périodes froides du Pléistocène.

Ils se sont mis en place, pour la plupart, durant la dernière période glaciaire (Weichselien). Des lambeaux de formations plus anciennes n'apparaissent qu'épisodiquement à la base de certaines coupes.

La sédimentologie et l'importance des coulées périglaciaires dépendent beaucoup de la nature du substratum. Les granites fournissent généralement des limons graveleux emballant parfois de nombreux cailloux. Les grès alimentent d'épaisses coulées, formées de blocs anguleux emballés dans une matrice limoneuse, telles que celles que l'on observe au pied de la crête de Caumont sur la rive gauche de la Vilaine (Bovenant au Nord-Ouest de Bringuin).

OE. Limons loessiques. La partie supérieure des coulées périglaciaires est souvent constituée par des limons qui, épaissis par le colluvionnement, peuvent dépasser un mètre de puissance. Ces limons proviennent du remaniement par le ruissellement de débris fournis par la gélifraction ou du loess déposés par le vent. Quelques placages résiduels peu épais subsistent aussi sur les plateaux où la présence de cailloux éolisés témoigne de l'action du vent durant les périodes pléniglaciaires. Ces dépôts occupent généralement des zones légèrement déprimées telles que celle de Bodrefau au Nord-Est de Noyal-Muzillac ou celle de Bilair au Sud du Guerno. Localement elles masquent des sables marins pliocènes comme à la Rivallais, à l'Est de Nivillac, ou vers la Corne du Cerf, au Nord-Est de Lantiern. La plupart de ces formations se sont déposées durant la dernière période glaciaire, mais certaines sont plus anciennes. Elles se caractérisent alors par une pédogenèse très accentuée (sols rouges) et par des teneurs en argile beaucoup plus importantes (Bilair).

Fz. Alluvions récentes. Les alluvions récentes remblayant le fond des vallées sont généralement formées de sable et d'argile englobant des cailloux anguleux. Elles proviennent du remaniement des coulées périglaciaires et des altérites par les courants fluviaux concentrés dans les thalwegs et par le ruissellement s'exerçant sur les versants. Dans les vallées principales comme celle de l'Arz ou celle du Bled, elles occupent l'incision pratiquée dans les dépôts alluviaux antérieurs par reprise d'érosion à la fin de la dernière glaciation. Les alluvions de la vallée du Trévelo se caractérisent par la présence de cassitérite détritique. Celle-ci pourrait provenir des gîtes primaires reconnus dans la région de Limerzel (Y. Lulzac, 1970).

FzT. Tourbe. La tourbe affleurant sur l'estran à Bétahon correspond au fond d'un ancien étang de barrage à l'abri d'un cordon littoral. Le contenu pollinique du dépôt est dominé par les Herbacées et la présence de Chénopodiacées et d'Hystrichosphères indique la proximité du rivage. La formation de cette tourbe semble remonter au Subatlantique.

Formations marines actuelles

MzS. Cordon littoral. L'étier de Billiers est barré par une flèche littorale à pointe libre s'accrochant à l'Ouest à la falaise de Bétahon. L'érosion de celle-ci contribue à l'alimentation du cordon qui tend à progresser vers le Sud-Est, en direction de la pointe de Penlan.

MzV. Dépôts estuariens vaseux. Des dépôts vaseux contenant une majorité d'éléments inférieurs à 50μ occupent de vastes étendues découvrant à marée basse sur l'estran de Bétahon. Ils apparaissent également sur les rives de l'estuaire de la Vilaine qui ne sont plus atteintes par la marée depuis la cons-

truction du barrage d'Arzal (feuille la Roche-Bernard). Les prés salés et les roseières ont été drainés et sont remplacés par des prairies permettant un élevage intensif.

Dans l'estuaire de la Vilaine, l'épaisseur du remplissage post-glaciaire est de 17 m à Redon et de 35 m à Arzal. La sédimentation flandrienne débute au Boréal par une formation de sable et de galets. Au-dessus de ce dépôt grossier, les sédiments sont beaucoup plus fins. Ils sont constitués de vases saumâtres à Redon et de vases et de sables fins plus marins à Arzal. La sédimentation a été très rapide à la fin de la période boréale et au début de la période atlantique. Pendant la fin de la période atlantique et la période sub-boréale les dépôts sont peu importants. Vers la fin du Sub-boréal, une légère régression du niveau marin a permis le développement d'un marais lacustre au-dessus de la vase saumâtre du marais de Redon. Au début de la période subatlantique, la sédimentation devient à nouveau active, puis elle se ralentit jusqu'à l'époque actuelle en devenant plus vaseuse. Le niveau marin n'est pas remonté au Flandrien, dans la vallée de la Vilaine, de façon linéaire, mais avec des oscillations successives : oscillations positives à l'Atlantique, vers 6000 années B.P. et au Subatlantique, vers 3000 années B.P. (M.T. Morzadec-Kerfourn, 1974).

Formations sous-marines

Mz. Vase argileuse. Le chenal de la Vilaine autrefois parcouru par les courants de marée est occupé par des vases argileuses correspondant au sommet de la sédimentation flandrienne.

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE

Comme dans le reste du Massif armoricain méridional, aucune trace importante d'une évolution orogénique cadomienne n'a pu être mise en évidence avec certitude dans cette région. L'évolution tectono-métamorphique s'est développée en deux étapes d'importance inégale : un cycle acadien (Ordovicien supérieur à Dévonien moyen) responsable des structures et du métamorphisme au Sud du cisaillement (branche sud) et de la bordure méridionale du groupe nord et une étape varisque bien marquée au Nord et responsable de la structure actuelle des unités paléozoïques.

Domaine de l'anticlinal de Cornouaille

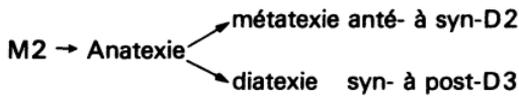
L'histoire tectono-métamorphique du domaine de l'anticlinal de Cornouaille s'inscrit dans le cadre de l'évolution orogénique des régions sud-armoricaines au cours du Paléozoïque moyen, dont la première période aurait débuté avec l'Ordovicien par une phase de distension (Lefort et Ribeiro, 1980) à laquelle feraient rapidement suite des phénomènes de convergence (Peucat et al., 1978) conduisant à l'élaboration d'une chaîne de type double ceinture.

Dans la partie *haute température, basse à moyenne pression* de celle-ci se mettent en place, entre 460 et 420 M.A. des matériaux plutoniques. Dans le cadre de cette feuille, l'orthogneiss porphyroïde de Fescal $p\zeta\gamma^4$, les orthogneiss œillés de la série de Muzillac ainsi que les gneiss amygdalaires et leptynitiques du groupe d'Arzal seraient à rattacher à ces phénomènes.

Le flux thermique qui persiste après la mise en place de ces matériaux conduit à l'élaboration, à partir de ceux-ci et des formations encaissantes, de matériaux migmatitiques dont l'évolution est achevée lors de la mise en place du granite d'anatexie datée à 376 ± 10 M.A. (Dévonien inférieur à moyen).

Chronologie du métamorphisme, déformation. L'établissement de cette chronologie a été effectuée dans le golfe du Morbihan mais peut être étendue à la région visible sur la feuille. Elle se résume ainsi :

- métamorphisme initial M1 (disthène + almandin + biotite + orthose) associé à une déformation D1 (plis isoclinaux P1 à foliation S_1 de plan axial) ;
- métamorphisme M2 (cordiérite + sillimanite + biotite + orthose) responsable de l'anatexie, associé à deux phases de déformation : D2 (plis P2 à plan axial subvertical et à axe subhorizontal et foliation S_2/S_1) et D3 (plis P3 à plan axial subvertical et axe subvertical).



- rétromorphose générale M3

Domaine ligérien

L'essentiel des observations structurales et métamorphiques effectuées dans ce domaine l'ont été dans les formations paléozoïques des terminaisons périclinales de Béganne et dans les formations protérozoïques sous-jacentes (B. Pivette, 1978) ; elles peuvent être étendues au synclinal de Rochefort-en-Terre.

Déformations. L'analyse structurale permet de constater l'analogie entre les éléments structuraux mis en évidence dans les formations paléozoïques et ceux observés dans les formations protérozoïques.

La déformation D1 est responsable des mégastructures visibles à l'échelle de la carte ; celles-ci, soulignées par la Formation du Grès armoricain, correspondent à des plis droits synschisteux (plis P1) dont l'angle minimal d'ouverture est voisin de 60° . Des plis d'échelle métrique à décamétrique ont été reconnus tandis qu'à l'échelle de l'échantillon les plis P1 sont rares.

La schistosité S_1 , qui leur est associée s'exprime différemment selon les formations ; dans les faciès silteux c'est une schistosité de flux matérialisée par l'alignement des minéraux planaires (séricite, muscovite, chlorite) néoformés ou réorientés alors que dans les faciès plus grossiers elle est plus fruste, se marquant surtout par un aplatissement des grains de quartz qui sont emballés dans une pseudomatrice quartzeuse ou quartzo-phylliteuse orientée.

Dans les quartzites de la Formation du Grès armoricain, qui sont plus déformés, S_1 est matérialisée par une alternance de bande plus ou moins riches en micas de petite taille, néoformés et orientés. L'orientation moyenne des plans de S_1 est voisine de N 95° - 100° E, sa disposition en éventail de part et d'autre d'un plan vertical résulte essentiellement de son adaptation progressive au plan de stratification des formations plus compétentes (Formation du Grès armoricain en particulier) et par une réfraction dans ces mêmes formations au niveau des flancs de plis.

Dans les formations protérozoïques, la schistosité de flux S_1 orientée N 100° E passe progressivement à une foliation dans les gneiss.

Les linéations I_1 sont de trois types :

- une forte linéation d'étirement correspondant à la linéation d'allongement préférentiel des grains de quartz dans les quartzites ;
- une linéation minérale subhorizontale ou faiblement pentée dans les gneiss protérozoïques ;
- une linéation d'intersection des plans de stratification et des plans de schistosité qui détermine un débit caractéristique en « crayons » (carrière au Nord-Est de Bel-Air).

Ces trois types de linéations sont parallèles et leur direction moyenne est voisine de N 100° E avec un plongement variant entre 5° et 30° vers l'Est. Dans les faciès fins, aucune linéation n'est visible à l'œil nu ; seul le microscope permet de mettre en évidence une microlinéation matérialisée par la direction statistique des minéraux étirés et des objets antéschisteux.

A cette déformation D1 se superpose une déformation D2 régionale dont les manifestations ne sont perçues que localement. La schistosité S_2 s'exprime, selon les matériaux affectés, par une schistosité de fracture, une schistosité de crénulation ou par une schistosité de flux. Il y a formation d'un litage tectonique par différenciation métamorphique, des surfaces antérieures déformées (stratification et S_1) étant parfois reconnaissables dans les microlithons ainsi créés. Cette surface S_2 de direction variant entre N 95° et N 130° E et à faible pendage vers le Nord (45° maximum) peut devenir le plan de débit privilégié de la roche.

Les linéations I_2 sont de trois types :

- une linéation de crénulation subhorizontale, est-ouest, correspondant à un microplissement de S_1 ;
- une linéation de microcrénulation peu marquée ;
- une linéation d'étirement soulignée par des fibres de quartz et souvent associée à des stries de glissement.

Ces deux derniers types de linéation ont une orientation subméridienne fortement oblique par rapport aux axes de plis P2.

Les plis P2 sont fortement asymétriques et présentent un déversement apparent vers le Sud ; leur géométrie est non-cylindrique et leur charnière courbe.

Tous ces éléments structuraux D2 s'intègrent dans un modèle de chevauchement du Nord vers le Sud. Ceux-ci n'affectent que des zones étroites dont seules les plus importantes ont été figurées (Ouest de Béganne, Sud-Est de Cadén).

Aux schistosités S_1 et S_2 s'ajoute une crénulation qui n'est visible que dans les formations schisteuses ; elle correspond au microplissement des surfaces S_1 . Les axes de ces microplis sont généralement subhorizontaux et parallèles aux axes de plis P1 ; leurs plans axiaux sont subhorizontaux. Cette crénulation semble liée à la déformation D2 dont elle ne serait que l'expression dans les formations schisteuses ; le moteur de cette déformation pourrait être la montée diapirique des granites syntectoniques dont la fin de mise en place provoquerait la crénulation tardive de S_1 .

Relations entre métamorphisme et déformation. Les relations entre métamorphisme et déformation ne peuvent être envisagées que par rapport à un repère chronologique fixe bien que non instantané : la schistosité régionale S_1

relayée éventuellement par la crénulation. En première approximation, on peut distinguer des minéraux anté- à synschisteux, des minéraux strictement synschisteux et des minéraux post-schisteux.

Les *minéraux anté- à synschisteux* sont fréquents dans les schistes et micaschistes protérozoïques : staurotide, grenat, andalousite, partiellement ou totalement déstabilisés. Dans les formations paléozoïques du synclinal de Rochefort-en-Terre à proximité du granite de Questembert, le chloritoïde et l'andalousite (chiasolite) sont anté- à synschisteux. Les cristaux les plus précoces sont nettement contournés par la schistosité et se sont comportés comme des objets antétectoniques vis-à-vis du paroxysme synschisteux.

Les *minéraux strictement synschisteux* sont essentiellement des phyllosilicates qui dessinent une trame orientée correspondant à la schistosité de flux régionale. La paragenèse minérale est constituée de quartz \pm séricite (muscovite) \pm chlorite \pm biotite \pm chloritoïde. Malgré les difficultés à placer l'isograde de la biotite, il apparaît clairement que la biotite synschisteuse est localisée à la périphérie des massifs granitiques (cf. synclinal de Rochefort-en-Terre) et par conséquent, pour le Sud de la carte, presque exclusivement dans les formations protérozoïques.

Les *minéraux postschisteux* apparus en régime statique sont nettement subordonnés à la mise en place des granites à deux micas. Ce sont des micas blancs, de la biotite, de la chlorite, du chloritoïde 2, de l'andalousite 2 et aussi de la tourmaline.

Ces minéraux apparaissent à l'emporte-pièce sur la schistosité S_1 qui est fossilisée et sont antérieurs à la crénulation.

Une étude de la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés menée au Sud du granite de Questembert (B. Pivette) montre qu'il n'y a pas de discontinuité métamorphique significative entre formations protérozoïques et formations paléozoïques. L'indice de cristallinité apparaît clairement en relation avec la présence des masses granitiques varisques. L'épisode métamorphique syncinématique responsable de la cristallisation des micas néoformés est donc hercynien. Ceci rejoint les conclusions de l'étude structurale en ce qui concerne l'âge de la déformation majeure synschisteuse dans les terrains protérozoïques.

Finalement les données recueillies dans le cadre de la feuille Questembert mettent en évidence un gradient de métamorphisme NE—SW qui croît en direction des masses leucogranitiques hercyniennes. Elles confirment les observations régionales récentes de Cl. Le Corre (1978) et S.-K. Hanmer (1978) qui conduisent à envisager un métamorphisme de basse pression lié à la montée syntectonique des granites. Depuis les manifestations les plus précoces jusqu'à la crénulation tardive, tout paraît cependant s'enchaîner sans discontinuité importante.

Cisaillement sud-armoricain (ou zone broyée sud-armoricaine)

Le cisaillement sud-armoricain constitue approximativement la limite géotectonique nord de la ceinture de haute température représentée ici par les migmatites de la Série de Muzillac et les granites d'anatexie de la Roche-Bernard.

La branche sud, seule visible sur la feuille Questembert (mylonites et ultramylonites), se suit, à terre, sur plus de 300 km, depuis la pointe du Raz jusque dans le Massif Central. Cette zone subverticale s'intègre dans le champ des grands cisaillements tardi-hercyniens - à *composante dextre* de l'Europe moyenne.

Ses effets majeurs sont principalement d'âge carbonifère, synchrones de la mise en place des granites à deux micas. On remarquera cependant qu'il affecte les granites d'anatexie, les micaschistes et gneiss protérozoïques mais aussi les granites à deux micas, ce qui situe, au maximum, les derniers événements cisailants vers le Carbonifère moyen.

Bien que de façon moins nette, on peut noter ici, comme dans le reste de la Bretagne méridionale, une évolution progressive du cisaillement depuis des conditions pression et température relativement hautes permettant l'apparition de la lignée ductile *protomylonites* → *mylonites* → *ultramylonites* jusqu'à des conditions pression et température se dégradant progressivement (probablement par montée du bâti orogénique) pour aboutir à l'élaboration de la lignée *protoclasites* → *cataclasites* → *ultracataclasites*. La relative simplicité de ces événements masque une évolution structurale antérieure complexe, avec chevauchements du Nord vers le Sud, dont les mylonites à faible pendage nord de la feuille voisine Vannes seraient les témoins.

Fracturation tardihercynienne

Les fractures tardi-hercyniennes sont très nombreuses sur la feuille Questembert. Elles correspondent à trois directions majeures N 40° E, N 120° E et N 160° E, que souligne le réseau hydrographique.

Elles sont rarement minéralisées, sauf à proximité de Muzillac (Prad Yoff, l'Avalec), où elles sont remplies de quartz.

Leur rejet horizontal est généralement faible, rarement supérieur à 500 mètres.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les ressources aquifères exploitées jusqu'à présent (captages d'eau pour les collectivités, puits privés) correspondent dans une très grande majorité des cas à des nappes de surface contenues dans les couches d'altération du substrat rocheux. Ces nappes de faible productivité (quelques m³/h en moyenne) sont très vulnérables sur les plans quantitatif (ouvrages souvent mal adaptés, ressources appauvries en période de sécheresse) et qualitatif (mélange avec des eaux de subsurface polluées). Ce dernier point se traduit par une pollution bactériologique (germes d'origine fécale) quasiment constante des puits privés dont l'eau n'est pas stérilisée avant consommation, et des teneurs parfois excessives en nitrates (NO₃). Ces dernières trouvent leur origine dans les secteurs agricoles (excès de fertilisation dû en particulier à un mauvais contrôle des effluents animaux) et dans les secteurs urbanisés (mauvais contrôle au niveau de l'assainissement individuel des eaux usées domestiques).

Actuellement des techniques de recherche sont élaborées (D.D.A. Morbihan, B.R.G.M. S.G.R. Bretagne, Institut de géologie de Rennes et géologues du secteur privé) pour améliorer les aspects quantitatifs et qualitatifs du captage des eaux souterraines. Sur le plan quantitatif, la méthodologie relative à la recherche des sites d'implantation d'ouvrages profonds (forage de 50 à 80 m de profondeur) s'avère efficace, pour peu que l'on dispose d'un secteur de recherche qui n'est pas trop étriqué (le choix d'un site de captage est par exemple tout à fait possible à l'échelle d'un territoire communal). La productivité et l'importance des ressources en eau dépendent en grande partie du degré de fissuration du substrat rocheux, la fracturation figurée sur la carte géologique à

l'échelle du 1/50 000 ne représentant qu'une infirme partie de la fracturation réelle existante et ne pouvant donc être directement utilisée dans le cadre de la recherche des ressources en eau.

Sur le plan qualitatif, des efforts de concertation sont actuellement menés pour mettre en place au niveau des différents utilisateurs de l'eau des pratiques raisonnées. Les efforts touchent notamment les domaines des pratiques agricoles et de l'élaboration des documents d'urbanisme.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Minéralisations

Malgré la diversité des formations observées sur le territoire de la feuille Questembert, les indices et les gîtes minéraux actuellement connus restent limités.

La cassitérite est un minéral très répandu, sa fréquence étant liée à la mise en place des leucogranites. De nombreuses occurrences stannifères sont en effet observables sur le pourtour sud du granite de Questembert et dans les nombreux pointements granitiques qui parsèment les micaschistes et gneiss protérozoïques. Ces occurrences primaires souvent liées aux filons aplitiques, pegmatitiques et quartzeux sont la source de petits dépôts alluvionnaires (exemple du flat stannifère de Trévelo en Limerzel).

Les minerais de fer, sédimentaires ou filoniens, sont également nombreux dans les formations paléozoïques, que ce soit dans la Formation du Grès armoricain des terminaisons périclinales de Béganne ou dans les formations ordoviciennes du synclinal de Rochefort-en-Terre (districts ferrifères de Rochefort-en-Terre et de Saint-Jacut-les-Pins).

Minéralisations ferrifères

Minéralisations ferrifères sédimentaires

Les minerais de fer (hématite, goëthite...) sont nombreux dans les formations paléozoïques ordoviciennes du synclinal de Rochefort-en-Terre ; tous ces gisements semblent correspondre à des minéralisations sédimentaires situées au sein du Membre de Saint-Perreux de la Formation de Rochefort-en-Terre (Ordovicien supérieur s.s.).

District de Rochefort-en-Terre. A l'Ouest et au Sud-Ouest de Rochefort-en-Terre on peut fréquemment recueillir des échantillons de minerai ; ils proviennent de nombreux gisements exploités au cours du 19^e siècle et dont la nature exacte n'est pas précisée. Des documents anciens signalent l'exploitation de minières entre 1839 et 1880 près de Rochefort-en-Terre, à la Ville Boulard et à la Vacherie (commune de Rochefort), à l'Étang et à la Ville Cléro (commune de Malansac).

En fait, les occurrences ferrifères sont en grand nombre entre Pluherlin, Rochefort-en-Terre et Malansac : Saint-Roch (2-4007), la Croix aux Moines (2-4006), Beauvais (3-4001), les Belettes (3-4007) ; à celles-ci il faut ajouter, plus à l'Est, les blocs de minerais observés à proximité de la Borgnais et dans le parc de Bodélio. Il s'agit en général de goëthite massive, compacte, brun-jaune à

brun foncé, en agrégats polycristallins, et d'hématite à structure variée (mamelonnée, fibro-radiée, sphérolitique...) de couleur rouge à rouge violacé.

District ferrifère de Saint-Jacut-les-Pins. Il correspond aux gisements du Bois David (Bois d'Avy) (4-4003) et du Mortier (4-4004). Les sédiments du Membre de Saint-Perreux, thermométamorphisés par le granite de Questembert, renferment des gisements de fer d'origine encore imprécisée mais vraisemblablement sédimentaire. Des travaux anciens (19^e siècle) envahis par la végétation sont encore visibles à 200 m à l'E.NE de la ferme du Bois David. Les fouilles se poursuivaient d'Est en Ouest sur quelques centaines de mètres.

Ces gisements ont récemment fait l'objet de recherches de la part du B.R.G.M. sur des indices plombo-zincifères. Un peu à l'Est, les sondages du B.R.G.M. ont mis en évidence quelques occurrences de blende et de galène.

La minéralisation du Bois David est essentiellement ferrifère (goethite et hématite). Le gisement du Mortier, au Sud du précédent, correspond à la minéralisation de niveaux calcareux métamorphiques (skarns) peu épais autrefois exploités (castine). Les échantillons s'observent uniquement en éboulis au long du ruisseau de la Grae. Il s'agit d'une minéralisation tungstène-zinc avec pyrrhotite, scheelite...

Dans les terminaisons périclinales de Béganne, les minéralisations ferrifères sédimentaires sont limitées à la Formation du Grès armoricain dans laquelle quatre horizons ferrifères ont été reconnus. Les principaux gisements sont ceux de Bovenant (commune de Nivillac) (8-4005) où d'anciens travaux miniers sont visibles dans les bois au Nord-Est, de Beauregard (7-4001), ancienne fouille des forges de Tobago. Le minerai est de la goethite mamelonnée et fibro-radiée et de l'hématite associée.

Minéralisations ferrifères filoniennes

Elles sont cantonnées aux terminaisons périclinales de Béganne où des failles traversant la Formation du Grès armoricain sont minéralisées à l'Est de Béganne. Le gisement de la Saulaye (la Solais) (8-4003) a fait l'objet d'exploitation en minière de 1840 à 1860 avec reprise en 1872 pour les forges de Tobago. Selon L. Davy (1911), le gîte se trouve dans une faille qui paraît se poursuivre vers l'Est au delà des occurrences ferrifères de la Guichardais (8-4004). Le minerai de la Saulaye (goethite et hématite) est dense et compact, marron très sombre en surface, brun jaunâtre sous le trait de scie. L'analyse a donné 53 % de fer.

Amas ferrifère

La Brousse (4-4008). De nombreuses excavations peu profondes à l'Ouest du carrefour de la Brousse fournissent des blocs de minerai de fer superficiel à texture bréchique, sans doute d'âge tertiaire.

Minéralisations stannifères

Le massif de Questembert est connu depuis l'antiquité comme présentant un certain nombre d'indices stannifères. Les recherches menées par le B.R.G.M. ont réussi à localiser de façon précise les zones présentant un intérêt métallogénique. Les indices minéralisés repérés en place sont en majorité situés dans la partie méridionale du granite et ses apophyses ; ils se distribuent soit dans le granite, soit à faible distance de ses bordures dans l'encaissant micaschisteux.

Ils correspondent, en gros, à trois types filoniens minéralisés :

- type 1 : dykes d'aplitites et de pegmatites en bordure du massif ;
- type 2 : tourmalinites intragranitiques ;
- type 3 : filons quartzeux extragranitiques (avec quelques aplites).

A la suite des prospections alluvionnaires du B.R.G.M. vers les années 1958-1960, quelques flats stannifères ont été reconnus aux environs de Limerzel (bassin du Trévelo).

Minéralisations filoniennes dans le granite de Questembert

Ces minéralisations sont toutes situées à la bordure sud du massif, principalement sur les communes de Limerzel et Caden.

- Truda (2-4011) : filons stannifères intragranitiques à environ 400 m au Sud-Est du village : cassitérite noire abondante, stannite, struvérite et columbo-tantalite.
- Brangouret (3-4011) : filons quartzeux stannifères vers la bordure du granite avec cassitérite, mispickel, stannite, apatite.
- La Ville au Bois (3-4012) : granite recoupé par de minces tourmalinites stannifères et filons de quartz intragranitiques avec cassitérite brune à noire, tourmaline, mispickel.

Minéralisations disséminées ou indices provenant de gisements de forme inconnue dans le granite Questembert

Ces indices sont très nombreux sur les communes de Questembert, Limerzel, Caden. Sur la carte sont mentionnés ceux de Saint-Clair (2-4010), du Temple de Haut (2-4015), de la Ville Oillo (3-4009), du Coq (3-4010), du moulin de Trévelo (3-4008), la Championnaie (4-4005).

Minéralisations filoniennes extragranitiques

Elles correspondent essentiellement à des filons quartzeux et à des filons aplitiques dans des formations protérozoïques. Les principaux d'entre eux se situent à chez Jégo au Sud-Est de Limerzel (00-4003 et 00-4004) où un filon aplitique vertical de plusieurs mètres de puissance, visible sur environ 400 m selon la direction W.NW, est riche en mouches millimétriques de cassitérite noire et en tourmaline (des traces d'or ont été relevées) et à Bobertho au Sud-Ouest de Questembert (1-4004) ; cet indice découvert par Durocher vers le milieu du 19^e siècle a fait l'objet de travaux de reconnaissance (B.R.G.M.) par tranchées. La zone minéralisée s'étend sur environ 400 × 50 m, selon une direction W.NW—E.SE, et correspond à des lentilles plurimétriques de quartz stannifère dans des filons de granite aplitique à muscovite. Les minéraux présents sont la cassitérite en plages atteignant 3-4 cm, le mispickel, le béryl, le rutile.

D'autres indices, reconnus dans les micaschistes briovériens, placés sur la carte, sont sans doute liés à de telles minéralisations filoniennes.

Minéralisations stannifères du feuillet granitique de Foleux

Comme pour le granite de Questembert, les minéralisations sont liées à des formations de type pneumatolytique-hydrothermal de haute température (tourmalinites et filons de quartz stannifères). Les deux principales occurrences sont situées d'une part en bordure de la Vilaine, d'autre part dans la carrière de la

Martinais-le Bois Juhel ; à celles-ci, il faut ajouter l'occurrence de la Haie (8-4002) et celle de la Hautière (00-4005) au Sud-Ouest de Saint-Dolay :

— la Chaussée-Foleux (7-4002) : de petites excavations dans le bois à proximité de la route menant de Ros à la Chaussée-Foleux montrent des filons de quartz à tourmaline, riches en amas pluricentimétriques de cassitérite en grands cristaux lamellaires et en mispickel largement altéré ;

— la Martinais (8-4006) : cette carrière entame le leucogranite recoupé de filons aplitiques et de filonnets de quartz stannifères. Les minéraux les plus fréquents y sont le mispickel et la cassitérite, la tourmaline et l'apatite.

Autres minéralisations

gre. Grenat. Les occurrences grenatifères les plus importantes observées sur la feuille Questembert sont liées aux amphibolites (métagabbros $\delta\theta$) situées de part et d'autre de la Vilaine au Nord de la Roche-Bernard. Dans l'affleurement de la Ville Danet (7-4003) le grenat, rouge, arrondi de 2 à 4 mm de diamètre est surtout de l'almandin ; il voisine avec le sphène et l'ilménite.

Dans ces mêmes amphibolites, mentionnons l'existence des grenats de grande taille à l'Ouest de Kerroux-Port-ès-Gerbes. Dans cette même région, A. Lacroix signale la présence de l'almandin en gros trapézoèdres près de l'ancien pont de la Roche-Bernard, vraisemblablement dans des filons aplitopegmatitiques. Le grenat est également présent dans les filons d'aplite et de pegmatite qui parcourent le granite de Péaule ; tel est le cas des carrières de la Corderie au Sud-Est de Péaule. Les micaschistes et les gneiss thermométamorphisés par les granites contiennent fréquemment du grenat (Kergrignon au Nord de Péaule, Nord-Est de Berric...).

ber. Béryl. La fréquence du béryl est fonction de l'extension des granites à deux micas. Les principales occurrences sont celles de la carrière de Quily (2-4008) et des alentours (commune de Questembert) où le béryl peut former des cristaux plurimillimétriques, de Tré (2-4001) où le béryl blanchâtre, en cristaux isolés, voisine avec la tourmaline et l'apatite de Valauga (3-4003) au Sud de Caden, et Mont-Joly (4-4001) au Sud-Est de Caden.

Fluorite. La fluorite a été observée aux environs de Caden (3-4002) sans que l'on en connaisse la provenance exacte.

Minéralisation uranifère. Le seul indice uranifère à uranocircite, reconnu en liaison avec le massif granitique de Questembert, se situe à proximité du lieu-dit « chez Héllard » (3-4013).

Roches

Il existe de nombreuses carrières sur le territoire de la feuille Questembert : tous les types de matériaux y affleurant ont été à peu près exploités à la fin du siècle dernier et au début de ce siècle.

Actuellement il ne reste que quelques exploitations en activité continue ou temporaire et les excavations abandonnées sont peu à peu comblées ou servent ordinairement de décharge.

sab. Sable. La principale formation sableuse est représentée par les sables rouges pliocènes p. Le matériau fin, relativement facile à extraire, parfois épais, n'est exploitable qu'à proximité des formations paléozoïques de Béganne. Au

Sud de celles-ci le gisement est important et la formation puissante de 4 à 6 mètres dans les carrières implantées le long du ruisseau du Moulin Neuf. Au Nord le sable a été extrait des carrières de la Ville aux Jeunes et de Carrouis. Ailleurs les gisements sont extrêmement réduits, et ne servent qu'à un usage local.

gal. Galets. Cette même formation pliocène est parfois riche en galets qui ont fait l'objet d'exploitation dans la petite excavation de Baulouet (commune de Saint-Dolay) pour le revêtement des chemins de desserte. Ailleurs, les alluvions de la Vilaine et de l'Arz constituent de petits placages susceptibles de fournir une bonne quantité de galets.

grn, grs, qua, api, myl, umy, mig, gno, gne. Granite, grès, quartzite, amphibolite, mylonite, ultramylonite, migmatite, orthogneiss, gneiss, pour moellons, granulats et matériaux d'empierrement. Les carrières en activité sur cette feuille sont en nombre restreint. Le granite de Questembert et le granite de Péaule sont activement exploités dans les carrières de la Grée Mainguet pour le premier et de la Corderie pour le second. Le granite de Questembert est concassé et transformé en gravillons tandis que le granite de Péaule fournit surtout des moellons. Le granite d'anatexie de la Roche-Bernard est exploité dans la carrière de Kerjulien en Marzan où il donne des matériaux d'empierrement.

Par ailleurs, les ultramylonites et les volcanoclastites briovériennes sont extraites de façon intermittente de la carrière de Larhénie en Noyal-Muzillac où leur débit régulier facilite l'exploitation.

Toutes les anciennes carrières ou simples excavations qui jalonnent les massifs granitiques ont donné des moellons de bonne qualité que l'on retrouve dans les constructions proches, le transport étant généralement limité (carrières du Gros-Chêne en Allaire, de la Coudraie en Saint-Jacut-les-Pins, de la Houssaie en Caden, de Quily en Questembert, de la Martinais en Saint-Dolay...). La plupart des autres formations ont également fourni des matériaux de construction ou d'empierrement : carrières de Pluherlin, la Meurais, la Ville aux Fèves, la Rotais, Radniguel, dans les quartzites siluriens métamorphiques o6-s2χ au Nord de Questembert ; carrières du Sud de Caden, de la Saulaye, de Trégouët, de Bel-Air, de Bovenant dans les quartzites de la Formation du Grès armoricain o2χ au Sud du granite de Questembert.

Les anciennes carrières sont également nombreuses sur l'orthogneiss de Fescal $p\xi\gamma^4$: le Rual Bizeul, la Boissière, Caréo, Sud de Fescal et sur le granite d'anatexie My et les migmatites $\gamma\xi^{3-4}$ de la Roche-Bernard et Muzillac : Marzan, Cipry, Bodveil, Sud de Muzillac, le Roamis... Enfin, les filons de quartz du cisaillement sud-armoricain sont jalonnés de petites carrières susceptibles de fournir des matériaux pour l'empierrement : Saint-Éloi, Sud-Ouest de Cosquer, la Roche-Bernard.

grn. Pierre de taille. Le granite de Péaule, et dans une moindre mesure le granite de Questembert, offre, dans les carrières de la Corderie, une pierre de taille de bonne qualité, façonnée sur place ou par des artisans tailleurs implantés à Kerblégo.

ard. Ardoises et dalles rustiques. Dès le 13^e siècle, mais surtout au 19^e et début du 20^e, les schistes paléozoïques de la Formation de Rochefort-en-Terre (Membre du Gueuzon o3-4) ont fourni des ardoises dans des carrières à ciel ouvert implantées à l'Est de Rochefort-en-Terre (Nord-Ouest de l'Éternet) et aux

environs de Saint-Jacut-les-Pins (le Potenvin, le Haut-Calléon). Actuellement toutes ces exploitations artisanales sont abandonnées. Ces mêmes schistes se débitent surtout en grandes dalles rustiques ou en moellons qui ont été largement utilisés comme matériaux de construction des habitations.

Ces dalles servent aussi très localement à la confection des clôtures des champs à la manière des célèbres « palis » du pays redonnais.

Autres substances

kao. Kaolin. L'altération des granites à deux micas a conduit à la formation de petits gisements de kaolin au Nord de Questembert et à l'Ouest de Saint-Dolay sur la lame granitique de Foleux. A Bel-Air (1-4006), au Nord de Questembert, l'occurrence est visible grâce à des excavations artificielles. C'est à la Hautière (8-4001) que l'occurrence est la plus importante, couvrant plusieurs hectares ; des travaux de recherche ont été effectués par le B.R.G.M. en 1967. A la Chapelle des Landes (4-4007) sur la commune d'Allaire on observe un petit dépôt de transport dans de petites excavations.

gra. Graphite. Les indices de graphite sont presque exclusivement situés dans les formations protérozoïques, plus précisément dans les nombreux bancs de quartzites graphiteux et de schistes graphiteux que l'on observe dans la partie occidentale de la feuille : indices de Louffaut (1-4005), de Coueguello (2-4012).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et des itinéraires intéressant la région, en particulier l'estuaire de la Vilaine, dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand (1977), Masson éd.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN Cl. (1971) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins de la Vilaine. Thèse 3^e cycle, 84 p., Rennes.
- AUDREN Cl. (1974) — Les schistes cristallins de la Vilaine. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), VI, 1, p. 1-41, Rennes.
- AUDREN Cl. et JEGOUZO P. (1974) — Les relations structurales entre le domaine des migmatites et le domaine des micaschistes en Bretagne méridionale. Essai de corrélations des déformations. Réun. ann. Sci. Terre, Nancy, p. 18.

- BABIN Cl. *et al.* (1974) — The Ordovician of the Armorican Massif, *in* the Ordovician System ; éd. M.-G. Basset, Proc. Paleont. Assoc. Symp. Birmingham, 1976, London.
- BAMBIER A. (1961) — Prospection éluvionnaire et étude des gîtes en place à partir des indices de cassitérite dans la région de Questembert. Rapport B.R.G.M. A. 1759, inédit.
- BAMBIER A. et TANON J. (1980) — Compte rendu des prospections des gîtes alluvionnaires à la sondeuse « Banka-Conrad » dans la région de Questembert. Rapport B.R.G.M. A. 1658, inédit.
- BARROIS Ch. (1884) — Sur le chloritoïde du Morbihan. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, VII, p. 37-43, Paris.
- BARROIS Ch. (1890) — Légende de la feuille Vannes (n° 89, carte géologique de la France au 1/80 000). *Ann. Soc. géol. Nord*, XVII, p. 210-226, Lille.
- BARROIS Ch. (1933) — Légende de la feuille Redon (2^e édition, en collaboration avec P. Pruvost). *Ann. Soc. géol. Nord*, LVIII, p. 155-174, Lille.
- BARROIS Ch. et BOCHET L. (1889) — Légende de la feuille Redon. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVII, p. 16-28, Lille.
- BERTHÉ D. *et al.* (1977) — Données nouvelles sur l'origine du « Complexe des Schistes et Arkoses de Bains » (Cambro-Arenig ? de Bretagne centrale). Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 66.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979) — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the exemple of the South Armorican Shear Zone. *Journ. of struct. Geol.*, 1, 1 : p. 31-42.
- BERTHÉ D. et BRUN J.-P. (1979) — Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone.
- CHAROY B. (1970) — Le Massif de Questembert (Morbihan) : variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Étude de la radioactivité. Thèse 3^e cycle, 315 p., Nancy.
- CHAROY B. (1971) — Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). *Sci. de la Terre*, XVI, 1, p. 5-44, Nancy.
- CHAROY B. (1972) — Géochimie de l'étain dans le massif granitique de Questembert (Morbihan). *Bull. B.R.G.M.*, II, 6, p. 25-34, Orléans.
- CHAURIS L. (1965) — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 31, 218 p., Orléans.

- CHAURIS L. (1977) — Ceintures granitiques hercyniennes et minéralisations stanno-wolframifères dans le Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, 284, p. 1009-1012, Paris.
- CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Volume 1 : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 74, 96 p., 8 cartes h.-t., Paris.
- CHAUVEL J.-J. (1960) — Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. 1, p. 12, Paris.
- COGNÉ J. (1957) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 1960, 382 p., Paris.
- COGNÉ J. (1974) — Le Massif armoricain, in J. Debelmas. Géologie de la France, t. 1, p. 105-161, Doin éd., Paris.
- DAVY L. (1911) — Les minerais de fer de l'Anjou et du Sud-Est de la Bretagne. *Bull. C.R. Soc. Industrie minérale*, 4, 14, p. 19-110.
- DEMAY A. (1952) — Sur le métamorphisme régional du Paléozoïque dans la région comprise entre Caden, Saint-Gildas-des-Bois et Nort, en Armorique méridionale. *C.R. Acad. Sci.*, 234, p. 448-450, Paris.
- GORICHON A. (1972) — Flats stannifères de la région Vannes—Questembert. Point des travaux effectués au 1^{er} mai 1972. Rapport B.R.G.M., inédit.
- GOUIN (1966) — Synthèse des connaissances acquises sur les minerais de fer du département du Morbihan. Rapport B.R.G.M., inédit.
- GUIGUES J. (1970) — Les sables stannifères de la région de Questembert. Campagnes Banka 1960 et 1964-65. Rapport B.R.G.M., inédit.
- GUILLAUME-BRUNO S. (1972) — Le Plio-Quaternaire des côtes du Morbihan ; étude sédimentologique et stratigraphique. Thèse 3^e cycle, 110 p., Paris.
- GUILCHER A. (1948) — Le relief de la Bretagne méridionale, de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, la Roche-sur-Yon, H. Potier éd.
- HANMER S.-K. (1978) — Mise en place des leucogranites carbonifères (Raz—Nantes) en Bretagne méridionale. Réun. ann. Sci. Terre, Orsay, p. 202.
- HERROUIN Y., LE CORRE Cl. et LIMASSET J.-C. (1970) — Ardoisières du Morbihan. Rapport B.R.G.M., 70 SGN 250 BPL, Orléans.
- JEGOUZO P. (1973) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en basse Vilaine. Thèse 3^e cycle, Rennes, 93 p.
- JEGOUZO P. (1976) — La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. Réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 234.

- JEGOUZO P. (1980) — The South Armorican Shear Zone. *Journ. of struct. Geology*, 2, 1-2, p. 39-47.
- LACROIX A. (1913) — Minéralogie de la France et de ses colonies. Tomes 1 à 5. Librairie polytechnique Ch. Béranger, Paris.
- LACVIVIER M. (de) (1881) — Note sur les terrains primaires du Morbihan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), IX, p. 503-508, Paris.
- LIMUR (de) (1883) — Catalogue raisonné des minéraux du Morbihan. Vannes, 112 p.
- LULZAC Y. (1970) — Les formations stannifères primaires du bassin de Trévelo en Limerzel (Morbihan). Rapport B.R.G.M. 70 RME 032 RMM, inédit.
- MEYNIER A. (1940) — La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Étude géographique. *Travaux Lab. Géogr. Univ. Rennes*, n° 11.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) — Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 108 p., Rennes.
- PHAN K.-D. (1965) — Distribution des traces de Sn, de Li et de Be dans quelques massifs granitiques du Morbihan. Différences entre granites stannifères et granites stériles. *Bull. B.R.G.M.*, 5, p. 1-48, Orléans.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET Cl. et PILLARD F. (1980) — Inventaire minéralogique de la France n° 9 : Morbihan. B.R.G.M. éd., Orléans.
- PIVETTE B. (1978) — Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3^e cycle, 108 p., Rennes.
- PLAINE J., QUÉTÉ Y. et HALLEGOUËT B. (1981) — Notice explicative et carte géologique à 1/50 000, feuille Malestroit. B.R.G.M. éd., Orléans.
- PUSSENOT Ch. (1906) — Sur les schistes graphitiques du Morbihan. *C.R. Acad. Sci.*, 142, p. 1358-1360, Paris.
- PUSSENOT Ch. (1907) — Sur les schistes et quartzites graphitiques de Berric et sur leurs relations avec ceux du Morbihan, de Sarzeau, de Belle-Ile. *C.R. Acad. Sci.*, 144, p. 530-532, Paris.
- PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IV, 399 p., Rennes.
- RANOUX J. (1959) — Rapport de mission à Questembert. Origine de l'étain. Rapport B.R.G.M. A 1543, inédit.
- TANON J. (1960) — Additif au compte rendu de prospection des gîtes alluvionnaires de la région de Questembert. Travaux de resserrement sur le flut de Trévelo. Rapport B.R.G.M. A 1720, inédit.

- VIDAL Ph. (1980) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p., Rennes.
- VOGT J. (1959) — Rapport sur l'étude des flats de la région de Questembert et généralités sur la prospection alluvionnaire en Bretagne. Rapport B.R.G.M. R 5012, inédit.
- VOGT J. (1960) — L'évolution récente de la région de Questembert. Rapport B.R.G.M. A 1659, inédit.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

- Feuille *Vannes* (n° 89) : 1^{re} édition (1890), par Ch. Barrois.
2^e édition (1949), par Ch. Barrois.
- Feuille *Redon* (n° 90) : 1^{re} édition (1890), par Ch. Barrois et L. Bochet.
2^e édition (1938), par Ch. Barrois et P. Pruvost.
3^e édition (1964), édition précédente non modifiée.
- Feuille *Saint-Nazaire* (n° 104) : 1^{re} édition (1897), par Ch. Barrois.
2^e édition (1949), par Ch. Barrois.

Carte géologique du département du Morbihan (1850), par E. Lorieux et E. de Fourcy.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Nantes* (1961), coordination par F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Nantes* (1979) et notice, coordination par J. Méloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents cartographiques manuscrits (répertoire et fiches d'affleurements, répertoire des carrières...), les échantillons pétrographiques et les lames minces correspondantes sont conservés dans les locaux de l'Institut de géologie de Rennes, service des collections (université de Rennes, campus de Beaulieu).

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes, pour le département de la Loire-Atlantique, soit au S.G.R. Bretagne, 14, avenue Sergent-Maginot, 35100 Rennes, pour le département du Morbihan, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice est définie comme suit :

- introduction, formations paléozoïques, roches cristallines et cristallophylliennes, plutoniques et filoniennes, phénomènes géologiques et synthèse géologique du socle : Jean PLAINE, d'après les travaux de Bernard PIVETTE pour les terminaisons périclinales de Béganne, de Bernard CHAROY pour le granite de Questembert ;
- formations tertiaires et quaternaires : Bernard HALLÉGOUËT (ingénieur à l'université de Bretagne occidentale) ;
- hydrogéologie : Yves QUÉTÉ (Institut de géologie de Rennes et Centre armoricain d'étude structurale des socles) ;
- ressources minérales et carrières : Jean PLAINE (d'après Roland PIERROT *et al.*), avec la collaboration de André BAMBIER, ingénieur géologue au B.R.G.M.

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Feuille Malestroit (1/50 000)		Feuille Questembert (1/50 000)	
Notation		Notation	
05b-6 χ	Formation de l'Éclys	06-s2 χ	Formation de l'Éclys
03-5a S	Formation de Rochefort-en-Terre	03-5S	Formation de Rochefort-en-Terre
05a S χ	— Membre de Liverzel	05S	— Membre de Saint-Perreux
03-4S	— Membre du Gueuzon	03-4S	— Membre du Gueuzon
02c χ S	Formation du Grès armoricain	02 χ	Formation du Grès armoricain

TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE QUESTEMBERT

(*)	Granite porphyroïde		Granite à petits porphyroblastes				Granite à grain moyen		
	39	18	21	54	44	64	7	38	49
	AC 1	AC 2	AC 3	AC 4	AC 5	AC 6	AC 7	AC 8	AC 9
SiO ₂	71,40	72,20	72,00	70,80	69,70	72,40	71,70	72,10	73,50
Al ₂ O ₃	15,60	14,70	14,70	15,20	15,95	15,40	14,85	15,10	14,50
Fer total	2,03	1,48	1,62	2,12	2,27	1,64	1,84	1,74	1,44
MnO	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01
MgO	0,69	0,44	0,59	0,64	0,78	0,34	0,54	0,49	0,34
CaO	1,16	0,15	0,68	1,18	0,88	0,89	0,69	0,99	0,59
Na ₂ O	3,21	3,19	3,08	3,05	3,09	3,41	3,41	3,46	3,45
K ₂ O	4,69	4,66	4,80	5,06	5,10	5,14	4,55	5,09	4,98
TiO ₂	0,29	0,23	0,20	0,26	0,32	0,22	0,28	0,23	—
P ₂ O ₅									
Perte au feu	1,19	1,79	2,07	1,73	1,87	1,21	1,05	1,20	1,40

(*) Ces références renvoient aux numéros d'échantillons des auteurs.

Granite porphyroïde : AC 1 : la ville Armel (Saint-Gorgon) ; AC 2 : moulin de la Touche (Allaine).

Granite à petits porphyroblastes : AC 3 : le Gros Chêne (Allaire) ; AC 4 : Ringallo (Caden) ; AC 5 : Rozan (Saint-Gorgon) ; AC 6 : le Maguéro (Caden).

Granite à grain moyen : AC 7 : le Vau Jouan (Allaire) ; AC 8 : Saint-Gorgon ; AC 9 : le Village de Bas (Malansac).

Analyses C.R.P.G. de Nancy in B. Charoy, 1971.

TABLEAU 2 : ANALYSES CHIMIQUES DU GRANITE DE QUESTEMBERT

(*)	Granite à grain moyen					Granite à muscovite			Granite à petits porphyroblastes
	87	133	163	183	R 26	116	141	149	136
	AC 10	AC 11	AC 12	AC 13	AC 14	AC 15	AC 16	AC 17	AC 18
SiO ₂	72,80	72,40	71,00	70,50	72,54	74,90	74,00	73,80	72,50
Al ₂ O ₃	15,30	15,60	15,30	16,55	15,48	15,20	14,20	14,80	14,30
Fer total	1,29	1,39	2,08	1,42	1,20	0,70	1,24	1,09	1,39
MnO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,07	0,06	0,04	0,05	0,02
MgO	0,24	0,29	0,69	0,34	0,16	0,01	0,01	0,01	0,44
CaO	0,64	0,64	0,94	0,39	0,32	0,59	0,34	0,59	0,92
Na ₂ O	3,44	3,54	3,30	3,21	3,83	3,74	2,92	3,60	3,11
K ₂ O	5,07	4,88	5,28	5,20	4,16	3,99	4,63	4,29	5,03
TiO ₂	0,22	0,13	0,39	0,17	0,08	—	0,10	0,07	0,20
P ₂ O ₅					0,35				
Perte au feu	1,23	1,43	1,38	2,70	1,14	1,48	2,48	1,70	1,32

(*) Ces références renvoient aux numéros d'échantillons des auteurs.

Granite à grain moyen : AC 10 : Kermeux (Malansac) ; AC 11 : la Grée Mainguet (Questembert) ; AC 12 : Nord de Bocaran (Questembert) ; AC 13 : Sud de Kerlapin (la Vraie Croix) ; AC 14 : Sud-Ouest de Paulay (Questembert).

Granite à muscovite : AC 15 : Sud-Ouest de Kervidas (Limerzel) ; AC 16 : Sud-Est de Maison Neuve (Limerzel) ; AC 17 : Sud de Kergonadan (Questembert).

Granite à petits porphyroblastes : AC 18 : carrière de Quily (Questembert).

Analyses C.R.P.G. de Nancy in B. Charoy, 1971, sauf AC 14, analyse CAESS Rennes, F. Vidal et J. Cornichet, analystes.

TABLEAU 3 : GISEMENTS ET INDICES MINÉRALISÉS

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Kervily	1-4001	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par sondages Banka
Beric	1-4002	Sn	Cassitérite	Placer	— id —	Flat reconnu par puits
Kervily amont	1-4003	Sn	— id —	— id —	— id —	— id —
Bobertho	1-4004	Sn	Cassitérite Tourmaline Béryl Mispickel	Champ filonien W.NW	Micaschistes avec interca- lations de granite aplitique	Lentilles de quartz au sein du granite, à la bordure ou isolés dans les micas- chistes. Passages greisenifiés. Teneurs faibles
Louffaut	1-4005	Gra	Graphite	Pierres volantes	Quartzite	Indices - Éboulis abondants
Bel-Air	1-4006	Kao	Kaolin	Amas	Granite	Indice - Granite kaolinisé
Tré	2-4001	Be	Béryl Apatite Tourmaline	Disséminé	Leucogranite	Indice - Dans différenciations pegma- titiques du granite ou de l'aplite

Cadalin	2-4002	Sn	Cassitérite Tourmaline Mispickel Quartz	Filon	Granite	Indice en pierres volantes
Pinieux	2-4003	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par puits
Kermahé	2-4004	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par sondages Banka
Tohon 2	2-4005	Fe	Magnétite Pyrite	Stratiforme	Quartzite	Indice
La Croix aux Moines	2-4006	Fe	Goéthite Hématite	Pierres volantes	Schistes	Indice en éboulis
Saint-Roch	2-4007	Fe	— id —	— id —	— id —	— id —
Le Quily 1	2-4008	Be	Béryl Grenat Apatite Cassitérite	Disséminé	Leucogranite	Indice visible dans une carrière - Filonnets aplito-pegmatitiques béryl- lifères
Le Temple de Haut 1	2-4009	Sn	Cassitérite Columbite Apatite	Disséminé	Pegmatite	Indice - Lentille pegmatitique de 10 m de long

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Saint-Clair	2-4010	Sn	Cassitérite Grenat Tourmaline	Disséminé	Pegmatite	Indice - Pegmatite dans les micaschistes à proximité du granite
Truda	2-4011	Sn	Cassitérite Stannite Rutile Columbite	Filon	Leucogranite	Indice filonien à proximité de la bordure du granite
Péaule	2-4012	Gra	Graphite Andalousite Leucoxène	Stratiforme	Schistes	Affleurement - Éboulis
le Quily 2	2-4013	Be	Béryl Tourmaline	Disséminé	Leucogranite	Tourmalinite béryllifère de direction W.NW
le Quily 3	2-4014	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Placage alluvionnaire marin
le Temple de Haut 2	2-4015	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Galets	Dépôt de sable et galets littoraux
Beauvais	3-4001	Fe	Goéthite Graphite Quartz	Pierres volantes	Schistes	Indice en éboulis

Caden 3	3-4002	F	Fluorite Quartz	Pierres volantes	Granite	Indice de situation imprécise
Valauga	3-4003	Be	Béryl	Disséminé	Granite	Le granite de la carrière de Valauga présente des passages aplitiques et pegmatitiques à béryl
la Grée Pelée	3-4004	Sn	Cassitérite Apatite	Disséminé	Granite	Indice en pierres volantes (pegmatite diffuse)
Caden 1	3-4005	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par sondages Banka
Caden 2	3-4006	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Strati- forme	Grès (ordovicien)	2 bancs parallèles
les Belettes	3-4007	Fe	Goëthite Hématite	?	Schistes	Ancienne minière en voie de comblement
le moulin de Trévelo	3-4008	Sn	Cassitérite Columbite Tourmaline	Disséminé	Leucogranite	Indice - Granite recoupé par aplites, pegmatite, tourmalinite
Ville-Oillo	3-4009	Sn	Cassitérite Tourmaline	Disséminé	Leucogranite	Granite feuilleté recoupé par des lentilles subméridiennes riches en tourmaline

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
le Coq	3-4010	Sn	Cassitérite Tourmaline Columbite	Disséminé	Leucogranite	Filons d'aplite recoupant le granite visibles dans carrière abandonnée
Brangouret	3-4011	Sn	Cassitérite Mispickel Stannite Blende Chalcopyrite	Filon	Leucogranite	Indice - Filons quartzeux stannifères en bordure du massif granitique - Éboulis
la Ville aux Bois	3-4012	Sn	Cassitérite Tourmaline	Filon	Leucogranite	Granite à 2 micas recoupé par minces tourmalinites stannifères subverticales
chez Héllard	3-4013	U	Urano- circite	Filonnet	Leucogranite	Fissure au contact du granite de Questembert - Roches métamorphiques
Mont-Joly	4-4001	Be Sn	Cassitérite Béryl Quartz	Filon ?	Schistes	Pierres volantes de quartz faiblement minéralisées
Pierre-Blanche	4-4002	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline	Strati- forme	Grès (ordovicien)	Banc de grès minéralisé sur plus de 2 km

le Bois d'Avy (le Bois David)	4-4003	Fe	Goëthite Hématite Quartz	?	Schistes	Fouilles du 19 ^e siècle sur quelques centaines de m d'E en W
le Mortier	4-4004	Zn W	Calcite Blende Scheelite Pyrrhotite	Amas	Calcaire Skarn	Très anciennes exploitations de castine
la Championnaie	4-4005	Sn	Cassitérite	Disséminé	Aplite Pegmatite	Indice en éboulis
la Chapelle des Landes	4-4007	Kao	Kaolinite	Amas	Grès	Excavations - Petit dépôt de kaolin de transport
la Brousse	4-4008	Fe	Hématite Goëthite Quartz	Amas	Grès	Nombreuses excavations peu profondes - Minerai de fer superficiel sans doute tertiaire
Betahon	5-4001	Ti	Ilménite Grenat	Placer	Sable	Petits placages de sables noirs de plages
Boderiabé	6-4001	Sn	Cassitérite Quartz	Filon	Granite	Indice en pierres volantes, filon probable
Beauregard	7-4001	Fe	Limonite	Amas	Grès	Ancienne fouille des forges de Tobago - Minerai trop siliceux

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
la Chaussée Foleux	7-4002	Sn	Cassitérite Mispickel Bismuthinite	Filon	Leucogranite	Indice - Tourmalinites, filons de quartz stannifères
la Ville Danet	7-4003	Gre	Grenat Ilménite Pyrrhotite	Disséminé	Amphibolite à grenats	Minéralisation visible en affleurement sans intérêt économique
la Hautière	8-4001	Kao	Kaolinite	Amas	Leucogranite	Altération du granite sur 4 ha
Saint-Dolay	8-4002	Sn	Cassitérite Béryl Tourmaline	Filon	Schistes	Filons de quartz stannifères - Teneurs faibles
la Saulaye (la Saulais)	8-4003	Fe	Goëthite Hématite	Filonien	Grès armoricains (Arenigien)	Le gîte se trouve dans une faille. Exploitation en mine et en profondeur de 1840 à 1860 - Reprise en 1872 pour les forges de Tobago
la Guichardais	8-4004	Fe	Goëthite	Filonien	Grès armoricains	Anciennes excavations
Bovenant	8-4005	Fe	Goëthite Hématite	Lié aux strates	Grès armoricains	Anciens travaux miniers

la Martinais	8-4006	Sn	Cassitérite Mispickel Apatite	Filon- nien	Leucogranite	Leucogranite recoupé par des filons aplitiques et des filonnets de quartz stannifères
Pesle	00-4001	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par puits
Tohon	00-4002	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par sondages Banka et profils de puits
Trévelo	00-4003	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	Flat reconnu par sondages Banka
chez Jego	00-4004	Sn	Cassitérite Tourmaline Apatite Tantalite	Disséminé	Filon d'aplite dans mi- caschistes	Affleurement chaotique de 400 m d'extension SnO ² 12-42 g/t
Nivillac- Saint-Dolay Saint-Cry	00-4005	Sn	Cassitérite	Placer	Sable Gravier	3 flats distants de 2 à 3 km reconnus par sondages à la tarière