

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

PLOËRMEL

par

E. THOMAS, N. BRAULT, A. CARN,
Y. LECERF, J.-M. RIVIÈRE



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

par

E. THOMAS, N. BRAULT, A. CARN, Y. LECERF, J.-M. RIVIÈRE

**avec la collaboration de
J.-M. OUTIN**

2004

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THOMAS E., BRAULT N., OUTIN J.-M. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Ploërmel (351). Orléans : BRGM. Notice explicative par THOMAS E., BRAULT N., CARN A., RIVIÈRE J.-M., LECERF Y. avec la collaboration de OUTIN J.-M. (2004), 115 p.

– *pour la notice* : THOMAS E., BRAULT N., CARN A., RIVIÈRE J.-M., LECERF Y., avec la collaboration de OUTIN J.-M. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plöermel (351). Orléans : BRGM, 115 p. Carte géologique par Thomas E., Brault N., Outin J.-M. (2004).

© BRGM, 2004. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1351-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ - ABSTRACT	7
INTRODUCTION	8
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	8
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>FORMATIONS FILONIENNES</i>	12
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	13
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	17
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	20
<i>FORMATIONS (MÉTA)SÉDIMENTAIRES</i>	21
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	34
CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	53
<i>LES SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS</i>	53
<i>LE BASSIN BRIOVÉRIEN : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE</i>	55
<i>LES SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES</i>	56
<i>L'ÉPISODE VOLCANIQUE ORDOVICIEN</i>	57
<i>LE GRANITE DE LIZIO-LA VILLE DER</i>	58
<i>LES SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES</i>	58
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	59
<i>STRUCTURES TECTONIQUES</i>	59
<i>MÉTAMORPHISME</i>	64
<i>APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE</i>	65
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	69
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	72
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	75
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	75
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	79
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	84
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	86

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	91
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	91
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	95
<i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i>	96
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	96

AUTEURS	104
----------------	------------

ANNEXES

<i>ANNEXE 1 - « LA COUPE SÉRENT » DANS LA RÉGION DE PLOËRMEL</i>	107
<i>ANNEXE 2 - CARTE DE RÉPARTITION ET D'ÉPAISSEURS DES ALTÉRITES OBSERVÉES</i>	109
<i>ANNEXE 3 - LISTE DES FORAGES DE LA FEUILLE PLOËRMEL DONT LA LOCALISATION, LE DÉBIT EN FIN DE FORATION ET LA PROFONDEUR SONT CONNUS, AVEC LEURS LÉGENDES</i>	111

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - La feuille Ploërmel au sein des grands ensembles armoricains	10
Fig. 2 - Position des analyses chimiques dans un diagramme (alcalins en fonction du taux de silice) de classification des roches volcaniques	18
Fig. 3 - Stratigraphie du Briovérien selon les cartes à 1/80 000 : une terminologie variée et des raccords imparfaits	22
Fig. 4 - Exemple de succession stratigraphique à Kermagaro (ensemble b1), à l'ouest de Néant-sur-Yvel	26
Fig. 5 - Exemple de succession stratigraphique à la carrière de Leuléac (ensemble b2G/b2Cg), au sud-est de Néant-sur-Yvel	28
Fig. 6 - Profil d'altération type du leucogranite de Lizio-La Villelder	38
Fig. 7 - Exemple de profil d'altération sur formations schisto-gréseuses (b1, b2S, b3S...)	42
Fig. 8 - Éléments structuraux du Briovérien et du Paléozoïque	60
Fig. 9 - Géophysique aéroportée : données de la spectrométrie	hors-texte
Fig. 10 - Géophysique aéroportée : données du magnétisme	66
Fig. 11 - Géophysique aéroportée. Radiométrie spectrale du Massif armoricain. Évaluation de la répartition des altérites à partir du rapport Potassium/Thorium, pour les métasédiments briovériens	68
Fig. 12 - Évolution de la surface continentale du Massif armoricain au Cénozoïque le long d'une coupe : plateau continental-Centre armorique-Golfe normano-breton	hors-texte
Fig. 13 - Occurrences stannifères et tungstifères du massif de Lizio-la Villelder	88
Fig. 14 - Stades d'évolution du district stannifère de la Hye	92

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Compositions chimiques moyennes du Briovérien le long de la coupe Sérent	14
Tabl. 2 - Compositions chimiques du granite de Lizio – La Villeder	15
Tabl. 3 - Analyses chimiques des laves et roches volcaniques ordoviciennes du synclinal de Réminiac	16
Tabl. 4 - Coupes résumées des sondages	43 à 47
Tabl. 5 - Hydrogéologie : caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille Ploërmel (351)	81
Tabl. 6 - Hydrogéologie : ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille Ploërmel	83

RÉSUMÉ

La feuille de Ploërmel se situe au cœur du domaine centre-Armoricain. La plus grande partie de la feuille est recouverte par des sédiments attribués au Protérozoïque supérieur. Comme dans le cadre du lever des cartes récentes en Centre-Bretagne, une cartographie détaillée du Briovérien en terme de lithofaciès a été réalisée. Elle a permis de mettre clairement en évidence la structuration en grands ensembles plissés plus ou moins parallèles entre eux, selon une orientation moyenne N80. La discordance qui cartographie des séries aréniennes sus-jacentes est ainsi distinctement matérialisée. Cette cartographie a de plus, avec l'aide des données de la géophysique aéroportée, permis de définir la structuration liée au passage des relais de failles constituant l'une des branches du faisceau, vraisemblablement triasique, de Quessoy-Nort-sur-Erdre.

La cartographie des séries paléozoïques n'apporte que peu d'éléments nouveaux, ces domaines ayant été largement étudiés par le passé. L'absence de toute relique d'une couverture sédimentaire méso-cénozoïque, ainsi que le décapage des produits d'altération, ne permettent pas non plus d'apporter de faits nouveaux quant à l'évolution tertiaire du Massif armoricain.

ABSTRACT

The sheet of Ploërmel is located within the center-Armorican field. Most of the sheet is covered by sediments allotted to Upper Proterozoic– Lower Paleozoic. As within the framework of the rising of the recent charts in center-Brittany, a detailed cartography of Brioverian in term of lithofacies was carried out. It made it possible to clearly highlight the structuring in great more or less parallel sets folded between-them according to an average N80 orientation. The major unconformity of the overlying arenigian series is thus distinctly materialized. This cartography moreover, with the supplie of airborne geophysics, allowed to outline the structuring related to the passage of the constituent nest of the probably triassic Quessoy-Nort-Sur-Erdre fault system.

The cartography of the paleozoic series hasn't provide new elements ; these fields having been largely studied in the past. The non-preservation of any relic of a mezo-cenozoic sedimentary cover, as well as the scouring of the weathered products do not allow to propose new facts for the tertiary evolution of the continental surface.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille de Ploërmel s'étend pour sa plus grande partie sur le nord-est du Morbihan. Seuls quelques kilomètres carrés concernent le département de l'Ille-et-Vilaine à l'extrême nord-est de la carte. Il s'agit, dans l'ensemble, d'un domaine de faibles reliefs, avec rarement plus de 30 m entre l'altitude moyenne d'une vallée et les crêtes avoisinantes. La majeure partie du terrain est caractérisée par des altitudes moyennes situées autour de 80 à 100 m. Cependant, trois traits morphologiques viennent rompre cette apparente monotonie :

- dans l'extrême sud-ouest de la feuille, les altitudes s'élèvent assez brutalement à l'approche du granite de Lizio-La Villeder. Cette augmentation d'altitude, si elle est liée à la présence du batholite hercynien, s'amorce déjà dans les terrains protérozoïques métamorphisés. Les altitudes maximales rencontrées sur le granite avoisinent 150 m ;
- tout le secteur est de la feuille est constitué de terrains paléozoïques sur lesquels est implantée l'école militaire de Saint-Cyr-Coëtquidant. Comme ailleurs en Bretagne centrale (feuilles Montfort-sur-Meu, Janzé...), il existe une rupture de pente, souvent nette, à l'approche des séries ordoviciennes. Cette rupture se marque généralement là aussi dans les séries briovériennes, plutôt qu'au réel contact entre Briovérien et Ordovicien.

Dans sa plus grande partie, le secteur est recouvert d'une forêt mixte de feuillus (chênes, hêtres et châtaigniers) qui correspond aux reliques de la célèbre forêt de Brocéliande. Les zones où cette forêt a été exploitée par les défrichements militaires ou agraires, se couvrent le plus souvent d'une végétation arbustive de landes et de genêts. Il s'agit de zones généralement pauvres en sols et qui offrent les meilleures conditions d'affleurement.

C'est sur ces sédiments paléozoïques que s'observent les altitudes les plus importantes de la feuille, avec un maximum à 258 m à l'Ouest de Paimpont ;

- dans l'extrême sud de la feuille, la bordure septentrionale du synclinal de Réminiac forme une « barre » morphologique encadrée par des terrains à faibles reliefs dont l'altitude moyenne est de 80 m. Les altitudes maximales du synclinal de Réminiac se situent quant à elles autour de 160 m au niveau de la Lande des Cinq-Chemins, à l'extrême sud-est de la feuille.

Cinq rivières principales drainent la région. Le Ninian et son affluent le Leverin coulent de façon rectiligne dans une direction nord-sud avant de se rejoindre au Sud de Héliéan. Ces deux rivières, à vallées souvent larges (dépassant localement 300 m), incisent peu le substratum. L'Yvel parcourt la

feuille dans une direction NE-SW en décrivant quelques larges méandres au Nord de Loyat avant que les eaux soient collectées au niveau du Lac au Duc (lac de Ploërmel d'origine artificielle) dont l'élaboration a modifié le débit des cours d'eaux au sud de la ville. L'Yvel présente au nord de Loyat une vallée souvent encaissée mais rarement incisée, excepté dans le secteur du Bois de la Roche au Nord de la feuille où le relief est plus marqué. Après Ploërmel, l'Yvel rejoint le Ninian à la Ville-Bouquet. Les trois rivières ainsi réunies se jettent dans l'Oust, cours d'eau majeur de ce secteur de Centre-Bretagne dont le lit n'a ici été que peu modifié lors de la construction du canal de Nantes à Brest, si ce n'est lors de la mise en place des quatre écluses de faibles dénivelés. La cinquième rivière, l'Oyon, qui prend naissance à l'Est de Ploërmel, sur les hauteurs de la forêt de Paimpont (Forêt de Brocéliande), coule jusqu'à Campénéac dans une direction sensiblement Nord-Sud. Puis elle infléchit sa course vers l'Est en évitant le synclinal de Réminiach avant de rejoindre l'Aff sur la feuille Guer. L'Aff prend aussi naissance sur la feuille Ploërmel, au Sud de Paimpont où elle correspond à un ruisseau, encaissé dans les séries paléozoïques, dont le débit en périodes de fortes eaux peut être important.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La zone couverte par la feuille Ploërmel est située au cœur (fig. 1a) du domaine structural Centre-armoricain (Cogné, 1962, 1972) ou, si l'on se réfère à l'organisation de l'orogène cadomien (fig 1b), dans le domaine cadomien intraplaque (Chantraine et *al.*, 1980 ; Chantraine et *al.*, 1988), entre le « Synclinorium » paléozoïque du Menez-Bélaïr, au Nord, et les domaines granitiques et métamorphiques qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain. Les limites méridionales des premiers granites (granite de Goméné, feuille Saint-Méen-le-Grand) liés à l'orogène hercynien se situent à une dizaine de kilomètres au Nord de la feuille. Les granites de ce secteur n'ont aucune influence sur le style structural ainsi que sur les paragenèses des métasédiments plus anciens. Au Sud, le granite de Lizio-La Villeder, témoin septentrional des granites liés au fonctionnement des cisaillements hercyniens, ne s'étend ici que sur un secteur limité et n'influence que très localement, par métamorphisme de contact, les sédiments encaissants. Le reste de la feuille est constitué de terrains sédimentaires protérozoïques et paléozoïques. Les sédiments protérozoïques font partie de l'ensemble du « Briovérien de Bretagne centrale » qui s'étend depuis le Finistère sud et l'Ouest du Morbihan (Région de Porzay et Gourin), jusqu'aux environs de Nantes. Les sédiments paléozoïques constituent ici la terminaison de plis de faible amplitude, mais de longueur d'onde pluri-hectométrique à kilométrique, connus régionalement sous le nom aujourd'hui désuet des « synclinaux du Sud de Rennes ». Les sédiments mésozoïques sont absents (lacune de sédimentation ou érosion) tandis que les sédiments cénozoïques

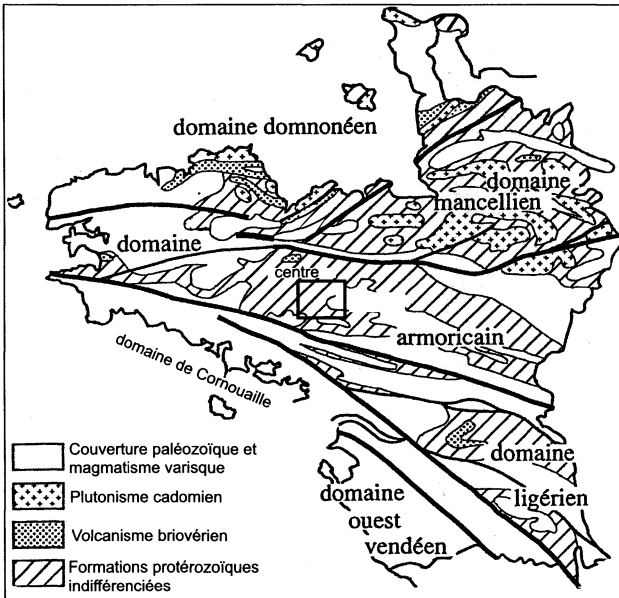


Fig. 1a : Position de la feuille Ploërmel par rapport aux grands ensembles du Massif armoricain (modifié de J. Cogné, 1972 ; J. Chantraine, 1980)

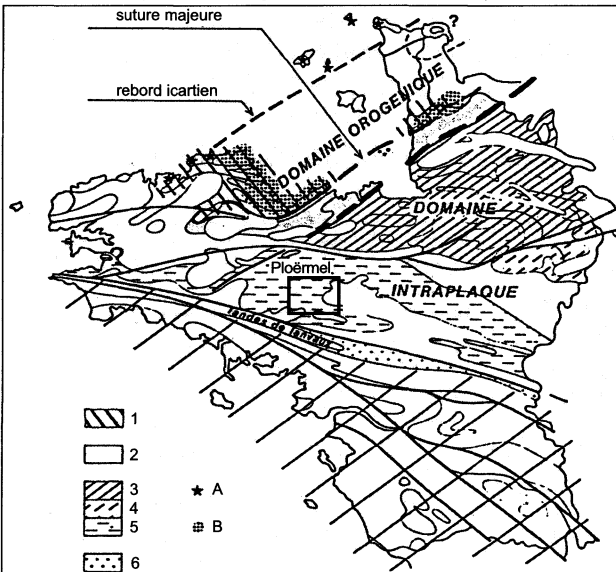


Fig. 1b - Position de la feuille Ploërmel par rapport aux grands traits structuraux de l'orogène cadomien dans le Massif armoricain, avec 1 : Briovérien volcanogène, 2 : Briovérien inférieur (phanites interstratifiés), 3, 4, 5 : Briovérien supérieur ; 6 : Groupe de Bain-Sur-Oust ; A : subsaisement protérozoïque inférieur ; B : anomalie gravimétrique positive. (D'après J. Chantraine et al., 1988)

Fig. 1 - La feuille Ploërmel au sein des grands ensembles armoricains

sont très faiblement représentés sur la carte, comme en général en Bretagne centrale. Le bord nord-ouest de la feuille Ploërmel frôle la limite sud de l'accumulation sédimentaire de la Trinité-Porhoët dont au moins une partie du remplissage est rapportée à l'Éocène inférieur (Cuisien ; Ollivier-Pierre, 1974). Dans l'angle sud-ouest de la feuille se localise une des carrières faisant partie de l'ensemble des exploitations du Pouho (feuille Malestroit ; Plaine et *al.*, 1981) ouverte dans les « sables rouges » réputés pliocènes (voir synthèse dans N. Brault, 2002).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés cartographiques de cette première édition de la feuille Ploërmel à 1/50 000 ont été effectués de décembre 1999 à novembre 2000 par Eric Thomas, post-doctorant au BRGM, Nicolas Brault, doctorant à l'université de Rennes 1 et par Jean-Marie Outin, géologue indépendant de la société Géocarta (Rennes).

Le périmètre de la zone cartographiée se situe à la jonction des feuilles à 1/80 000 de Rennes (1^{ère} éd. ; Barrois et Lebesconte, 1894), de Pontivy (1^{ère} éd. ; Pruvost, 1959a), de Redon (Barrois et Blochet, 1886-1887) et de Vannes (1^{ère} éd. ; Barrois, 1886-1888).

Une partie importante du socle de la feuille est rapportée au Briovérien supérieur ; celui-ci est classiquement rattaché au Protérozoïque supérieur, mais des données récentes laissent envisager un âge Cambrien pour sa partie terminale (Guerrot et *al.*, 1992). Dans le Briovérien, comme pour les feuilles à 1/50 000 récemment publiées (Chateau-Gontier, Janzé, la Guerche-de-Bretagne, Montfort-sur-Meu, Rennes) ou en cours de réalisation (Vitré), il a été possible de distinguer de grands ensembles lithostratigraphiques dont les critères distinctifs seront discutés dans les chapitres « Description des terrains » et « Conditions de formations des entités géologiques ». Cependant, nos travaux reposent largement sur les résultats d'une étude menée dans le cadre de « l'inventaire lithologique et structural du Briovérien de Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche des guides métallogéniques », et en particulier, sur la « Coupe Sérent » qui traverse l'intégralité de la feuille Ploërmel suivant une direction SW-NE (voir annexe 3, Chantraine et *al.*, 1980).

Les sédiments du Briovérien sont recouverts en discordance par les sédiments terrigènes de l'Ordovicien inférieur. Cette discordance a fait l'objet d'études détaillées (Quété, 1975 ; Le Corre, 1978) qui ont donné naissance au modèle d'extension ordovicienne (Ballard et *al.*, 1986 ; Brun et *al.*, 1991). Un épisode volcanique ordovicien a été reconnu dans la région

(Barrois, 1886-1888). Les roches associées (laves et formations volcano-sédimentaires) ainsi que leur contexte géodynamique, ont fait l'objet d'études très détaillées par C. Boyer (1996) et surtout par Y. Quété et *al.* (1972), Y. Quété (1975) et d'un travail de cartographie par D. Buil (1996).

Le granite de Lizio-La Villeder, mondialement connu pour ses minéralisations en cassitérite (dioxyde d'étain), béryl et apatite, affleure dans le Sud-Ouest de la feuille. Ce leucogranite, d'âge radiochronologique estimé à 338 ± 13 Ma (Peucat et *al.*, 1979), fait partie de l'ensemble des granites qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain et qui se sont mis en place lors de la tectonique cisailante hercynienne. L'impact de cet épisode tectonique, notamment en ce qui concerne l'expression de la déformation (schistosité) et le métamorphisme, a été étudié par Le Corre (1977, 1978).

Comme pour les cartes récemment publiées (Montfort-sur-Meu), en cours de publication ou d'achèvement (Rennes, Saint-Brieuc) ou en cours de levé (Saint-Méen-Le-Grand), une attention particulière a été apportée à une cartographie la plus précise possible des formations superficielles et particulièrement des formations d'altération. Cette démarche s'inscrit dans la reconnaissance, la caractérisation et la quantification des ressources en eau disponibles dans les aquifères superficiels de Bretagne. Elle s'inscrit également dans la détermination et l'utilisation des paléosurfaces pour caractériser les déformations de grande longueur d'onde (flambage lithosphérique par exemple) ou de plus courte longueur d'onde (failles) ayant affecté le Massif armoricain, essentiellement au cours du Cénozoïque.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

L'annexe 1, en hors-texte, montre sous forme synthétique la succession stratigraphique des différents terrains rencontrés sur la feuille Ploërmel.

FORMATIONS FILONIENNES

η. Dolérites. Observée en sill, dans l'ensemble b2G (Guilliers ; X : 246,850 ; Y : 2348,900), cette roche a été décrite comme une dolérite ouralitisée¹ par P. Pruvost (1959a). Elle est ici fortement altérée et se distingue macroscopiquement peu des séries gréseuses altérées avoisinantes. Sa reconnaissance sur le terrain est donc très délicate. Ces dolérites n'ont pas été datées en Bretagne centrale. Plus au Nord, dans la région de Saint-Malo, le champ filonien a fait l'objet d'études plus précises et les dolérites ont été datées à 330 ± 10 Ma (âge K/Ar sur roche totale confirmé par des mesures paléomagnétiques ; Perroud et *al.*, 1986). Dans

¹ « En sills ou en filons, généralement très altérées, ces dolérites, transformées en épidiories (...) sont à l'origine du minerai de fer limonitique autrefois exploité... » (Pruvost, 1959a).

le Finistère, le cortège doléritique associé au « champ filonien » du Léon semble plus récent (aux alentours de 200 Ma, Bellon *et al.*, 1985, 1988).

Q. Quartz. Seuls les filons de quartz dont la taille était significative (plusieurs mètres de large) ont été reportés sur la feuille Ploërmel. Il est évident, de par l'abondance des fragments de quartz remaniés en surface, que leur extension est sans commune mesure avec ce qui peut être représenté sur une carte géologique au 1/50 000. L'examen des rares affleurements de taille conséquente montre que le socle est parcouru de filonnets et de veines avec des fréquences importantes, notamment en ce qui concerne le quartz mis en place dans les unités protérozoïques. Les directions des filons répertoriés sont clairement associées à celles des deux familles de failles rencontrées (N140-160 et N40-60), mais les filons les plus importants sont liés à la fracturation N140-160. Il s'agit principalement, lorsque le filon se met en place dans les formations sédimentaires, d'un quartz blanc, laiteux, amorphe, et plus rarement d'un quartz amorphe translucide et coloré (« quartz noir »). Les filons qui traversent le massif granitique de Lizio ont généralement une extension latérale faible mais peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres. Ces filons, présentant localement de très belles « têtes » pyramidées et des cristaux dits « en aiguilles » (le gisement de la carrière de Quily est connu depuis longtemps par les minéralogistes), renferment en outre une minéralisation importante en étain qui a donné lieu à une exploitation minière importante. Aujourd'hui, les mines sont fermées, ennoyées, et la plupart des entrées et des évacuations ont été condamnées. Néanmoins, il est possible, dans les haldes encore accessibles, de trouver de belles cassitérites maclées, ainsi que des cristaux de mispickel et de pyrite de belle facture.

L'affleurement de la Lande Méen, à l'Ouest du synclinal de Réminiac, se distingue très nettement dans le paysage. La faille de direction E-W est ici mise en évidence au sein de séries rouges silto-gréseuses recristallisées par un puissant cortège de filons de quartz. Pour la plupart, ces filons sont subverticaux et ont une direction E-W. Cette première génération est elle-même entrecoupée de plusieurs générations successives de filons où les orientations et les pendages des veines et veinules de quartz sont très variables.

FORMATIONS PLUTONIQUES

γ^{1-2} . **Leucogranite à biotite et muscovite du massif de Lizio-La Ville Der.** Sur la feuille Ploërmel, seule apparaît la terminaison nord-orientale d'un leucogranite lobé qui s'enracine au niveau de la branche nord du cisaillement sud-armoricain. Le granite affleure mal et se réduit le plus souvent à sa forme altérée, représentée par une arène grossière à matrice silteuse, ou encore sous forme d'arènes feuilletées. Néanmoins, il existe deux affleurements de très bonne qualité : l'un se situe dans le bourg de Quily où

Données chimiques	Coupe Sérent : 69 échantillons
Pb ppm	36,7
Zn ppm	105,1
Cu ppm	30,9
Ba ppm	381,4
B ppm	68,2
V ppm	96,4
Cr ppm	124,8
Ni ppm	38,9
Sr ppm	57,4
Ga ppm	29,8
Zr ppm	156,2
La ppm	27,6
Li ppm	31,4
Mn ppm	413,9
TiO ₂ %	0,751
Quartz %	54,5
CaO %	0,045
C.O.T. %	0,1
P ppm	471
R.I. %	94,7
Na ₂ O %	0,825
SiO ₂ %	69,5
Al ₂ O ₃ %	14,2
Fe ₂ O ₃ %	7
MgO %	1,6
K ₂ O %	2,2
Perte au feu 1050°	3,3
SiO ₂ -Quartz	15
BA/K ₂ O	0,0172
Ga/Al ₂ O ₃	0,021

Tabl. 1 - Compositions chimiques moyennes du Briovérien le long de la coupe Sérent (d'après Chantraine et al., 1980).

Granite de Lizio	
SiO ₂	72,1
Al ₂ O ₃	16,15
Fer total	1,25
CaO	0,5
MgO	0,25
Na ₂ O	3,6
K ₂ O	4,6
TiO ₂	0,15
P ₂ O ₅	0,2

Tabl. 2 - Compositions chimiques du granite de Lizio-La Villeleder

D'après M.-R. Tronquoy, 1912

	Leucogranite de Lizio (granite précurseur)			Leucogranite albitisé à l'éponte des filons Qz-Sn	Granite spécialisé Albitique sous-jacent
	Cœur du pluton	Zone intermédiaire	Bord du pluton		
SiO ₂	72,21	72,59	72,79	57,95	72,35
Al ₂ O ₃	15,16	15,14	15,4	25,3	15,61
Fe ₂ O ₃	1,45	1,47	1,37	1,2	0,64
MnO	0,03	0	0,02		0,04
MgO	0,51	0,46	0,4	0,56	0,1
CaO	0,88	0,71	0,58	1,5	0,54
Na ₂ O	3,69	3,56	3,35	6,05	5,29
K ₂ O	3,95	4,81	4,62	5,4	3,83
TiO ₂	0,21	0,24	0,22	0,3	0,08
P ₂ O ₅				0,46	0,4
Perte au feu	1,33	0,9	1,39	1,9	1,19
Total	99,42	99,88	100,14	100,62	100,07

D'après L. Chauris, 1986

	La Grée Callac'h			La Gerbaudais	La Bresselais
	Lave de type A		Lave de Type A-B	Roches volcanoclastiques	Lave de type B
N° échantillon	12-12A	14-16B	14-13A	14-1A	16-1A
SiO ₂	61,4	67,25	65,45	76	65,4
Al ₂ O ₃	18,75	16,29	15,35	16,86	15,65
Fe ₂ O ₃	5,17	4,56	5,13	0,89	4,2
MnO	0,04	0,04	0,09	0,01	0,06
MgO	1,12	1,53	1,86	0,34	1,55
CaO	0,38	0,38	1,47	0,03	2,94
Na ₂ O	9,4	7,23	5,07	0,1	3,36
K ₂ O	0,04	0,1	1,87	4,34	2,48
TiO ₂	0,47	0,2	0,54	0,35	0,51
H ₂ O ⁺	1,7	1,32	1,48	2,46	2,25
H ₂ O ⁻	0,65	0,38	0,39	0,41	0,2
Total	99,12	99,28	98,7	100,79	98,6

Tabl. 3 - Analyses chimiques des laves et roches volcaniques ordoviciennes du synclinal de Réminiac.

D'après Y. Quété, 1975 (analyses de Quété et Cornichet, 1972).

une carrière a connu un agrandissement et un approfondissement au cours de l'année 2000, date de sa fermeture. Le granite y était exploité sous une forme concassée comme granulats variés. L'autre affleurement, qui se situe au Sud de Tréguguet sur la D174, correspond à une ancienne exploitation artisanale (matériau de construction). Enfin, le long de la D4, on peut facilement observer le granite où une fissuration horizontale bien développée est visible.

Sur la feuille Ploërmel, le granite de Lizio se présente comme un granite massif, homogène, leucocrate à grain moyen (2 à 5 mm), non orienté. La texture est grenue. On distingue aisément des feldspaths, du quartz en cristaux xénomorphes et engrenés, de la biotite (parfois chloritisée) et de la muscovite. Le plagioclase (An 5-15) est automorphe à subautomorphe, fréquemment zoné, maclé albite, albite-Carlsbad ou à macles complexes ; il est souvent envahi de petites muscovites qui se disposent selon les directions cristallographiques du cristal hôte. Le microcline est xénomorphe à subautomorphe. Les minéraux accessoires sont surtout représentés par de l'apatite. Quelques analyses chimiques sont données (tabl. 1). Dans les anciens puits de la mine d'étain de la Villelder, il a été reconnu un granite albitique (Tronquoy, 1912 ; Chauris, 1986) qui pourrait être le granite différencié à l'origine du champ filonien stannifère et tungstifère. Ceci suggère une mise en place polyphasée avec intrusion d'un granite albitique au sein du batholite principal dont la mise en place est datée à 338 ± 13 Ma par mesure Rb/Sr sur roche totale (Peucat et *al.*, 1979). En fonction de la répartition des indices métallogéniques, il paraît vraisemblable que le granite albitique s'enracine au Nord-Est du massif de Lizio. Les compositions chimiques du granite de Lizio et du granite albitique sont présentées tableau 2.

FORMATIONS VOLCANIQUES

KM. Formation de Marsac : laves et volcanoclastites. Sur le territoire étudié, les roches d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire sont rares. Pour cette raison, elles ont été regroupées au sein d'un même ensemble. Ces roches sont plus nombreuses sur la feuille voisine Malestroit, où elles ont été reconnues lors des levés de la feuille 1/80 000 de Redon (1^{ère} éd., Barrois et Bochet, 1886-1887) puis étudiées par C. Boyer (1966) et plus récemment par Y. Quété (1975). Les analyses chimiques menées dans le cadre de cette dernière étude (tabl. 3) avaient permis la distinction entre deux types de laves, entre lesquels existent tous les termes de transition : les laves de type A définies comme des kératophyres sodiques à rapport $\text{Na}_2/\text{K}_2\text{O}$ élevé, à forts taux de Na_2O (entre 3 et 6 %) et à taux en calcium et magnésium faibles ; les laves de type B définies comme des dacites, enrichies en CaO (> 3 %) et légèrement en K_2O (2 %). Dans le système de classification actuel des roches volcaniques, les laves des premier et second groupes entrent dans le champ de classification des

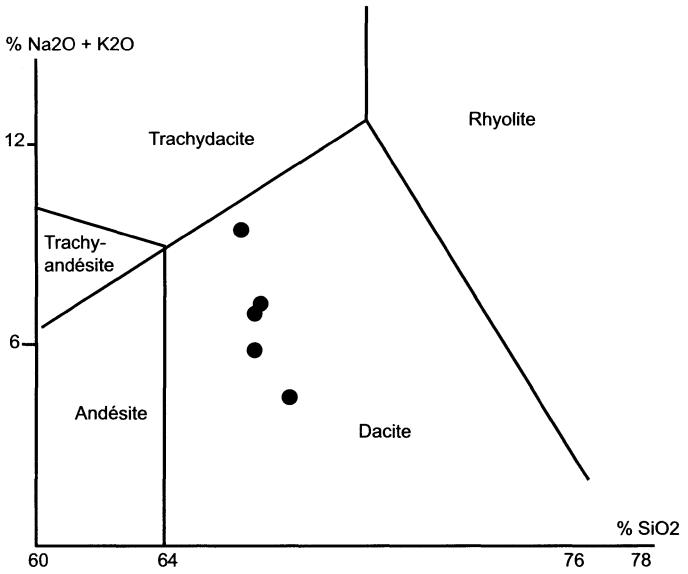


Fig. 2 - Position des analyses chimiques (tableau 3) dans un diagramme de classification des roches volcaniques (alcalins en fonction du taux de silice)

dacites *s.l.* (fig. 2). Sur la feuille Ploërmel, les formations volcaniques apparaissent en deux « bandes » : l'une, étroite, allongée Est-Ouest sur 5 à 6 km, s'intercale cartographiquement entre les siltites de la Formation de Pont-Réan et les grès quarzitiques de la Formation du Grès armoricain. Cette bande (« Lambeau de la Crée Callac'h ») correspond au prolongement occidental de la Formation de Marsac. Elle s'observe dans de bonnes conditions au Sud de la Faraudais. L'autre domaine volcanique, très restreint cartographiquement, est situé au contact Briovérien–Séries rouges (« Lambeau de la Bresselais »). Les contacts de ces roches volcaniques ou volcanoclastiques avec les autres roches ne s'observent que très rarement ; la raison principale en est le fort degré d'altération des laves (voir paragraphe « Formations superficielles »).

L'étude minéralogique menée par Y. Quété (1975) avait montré que dans la Formation de Marsac, se retrouvent un volcanisme effusif et un volcanisme explosif étroitement associés. Nous empruntons, pour les descriptions des faciès volcaniques, celles que donnait l'auteur :

Les laves

– **laves de type A : « kératophyres hypersodiques »**. Ces laves possèdent une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par de l'albite limpide (22 à 27 % Volume Total de la Roche) et des minéraux entièrement chloritisés où se reconnaissent principalement d'anciens cristaux de biotite (4 à 7 % VTR). Les quartz automorphes corrodés sont très rares. Les microlites albitiques (4 à 14 % VTR) sont fins. La mésostase microgrenue et felsitique (44 % VTR) est riche en chlorite (9 à 11 % VTR).

Un autre échantillon de lave a montré la présence de phénocristaux de plagioclases saussuritisés (15 % VTR) près desquels existent des cristaux à composition d'albite (An7), faiblement séricitisés et contenant des inclusions chloriteuses (9 % VTR). Les minéraux ferro-magnésiens correspondent à d'anciennes biotites totalement chloritisées (pennine). Le quartz n'est pas présent à l'état de phénocristaux. Les microlites albitiques fins automorphes sont nombreux (30 % VTR) et la mésostase, généralement microgrenue (41 % VTR), est quartzo-chlorito-feldspathique. Y. Quété (1975) l'avait classée comme lave « hybride », mêlant les caractères des laves de type A et ceux des laves de type B ;

– **lave de type B : « dacites »**. Le « lambeau de la Bresselais » est représenté par une lave microlitique porphyrique dont l'aspect macroscopique diffère peu de celui du groupe précédent. Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases saussuritisés en granules d'épidotes, lamelles de chlorites et de séricite (23 % VTR), des quartz automorphes corrodés (0,2 % VTR), d'anciens cristaux de pyroxènes chloritisés (4,2 % VTR) et de nombreux cristaux d'apatite automorphes. La mésostase contient des microlites (14 % VTR) généralement très fins et légèrement séricitisés. Le fond de la roche

(51 % VRT) est finement microgrenu, riche en chlorite et en minéraux opaques. Outre l'assemblage quartzo-feldspathique, on y reconnaît de petites granules d'épidote. Les taux en alumine, en fer total et en manganèse sont identiques à ceux des laves du premier groupe mais le pourcentage de silice et la teneur en sodium sont moins importants. En revanche, ces laves sont plus riches en calcium, potassium, titane et magnésium.

Les volcanoclastites

Tout comme pour les laves, plusieurs types de roches ont été distingués au sein de l'assemblage volcano-sédimentaire. Deux types sont présents sur la feuille Ploërmel :

– **les niveaux tuffacés.** Au niveau de la Grée Callac'h, la Formation de Marsac renferme quelques niveaux tuffacés étroitement associés aux laves. Ils sont essentiellement constitués de fragments de laves ou de fragments de cristaux présents dans les laves (phénocristaux d'albite à inclusions chloriteuses, microlites brisés). Les éclats de quartz sont rares. La matrice est riche en séricite et en chlorite. Les niveaux tuffacés n'ont livré aucun fragment de roches sédimentaires ;

– **les tuffites.** Au Sud-Ouest de la Gerbaudais, Y. Quété (1975) avait reconnu dans une ancienne carrière aujourd'hui disparue, des tuffites claires ayant subi une lamination secondaire importante (liée au contact faillé avec les sédiments paléozoïques). La roche se compose de fragments lithiques étirés, de roches sédimentaires représentées par des siltites micacées schistifiées, de roches volcaniques altérées reconnaissables par la présence de phénocristaux entièrement séricitisés et de quartz corrodés. La matrice contient de nombreux éclats de quartz et la forme « en écharde » de certains d'entre eux, confirme la nature pyroclastique de la roche. Les analyses chimiques effectuées alors montraient des taux de silice, alumine et potassium très élevés par rapport à ceux des autres roches d'origine volcanique.

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

ξb. Protérozoïque métamorphisé (micaschistes) au contact du granite de Lizio–La Ville Der. L'auréole de métamorphisme de contact reportée sur la carte ne traduit qu'incorrectement l'extension des transformations minérales liées à la mise en place du granite de Lizio–La Ville Der. En effet, s'il existe des micaschistes « vrais » selon une bande assez bien délimitée sur le pourtour du lobe granitique, tous les intermédiaires peuvent s'exprimer jusqu'aux sédiments très peu métamorphiques. Ainsi, par exemple, les séries rouges violacées observées à l'Ouest du synclinal de Réminiac n'ont pas été incluses dans cette auréole métamorphique, bien que les phénomènes thermiques aient modifié certaines paragenèses (Quété, 1975 ; Le Corre, 1978). Sur la feuille Ploërmel, les affleurements de bonne qualité sont rares et ce à

cause essentiellement du fort degré d'altération. Les micaschistes peuvent être observés dans des conditions plus ou moins favorables le long de la D4 qui relie Malestroit à Josselin. Il s'agit principalement de micaschistes à texture grano-lépidoblastique (taille des grains < 200 m) où la schistosité de type flux est soulignée par les muscovites, les chlorites et parfois par les biotites. Le quartz peut être localement abondant. Sur la feuille Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), des faciès poeciloblastiques ont été attribués à un deuxième épisode métamorphique. Ces faciès n'ont pas été observés sur la feuille Ploërmel.

FORMATIONS (MÉTA)SÉDIMENTAIRES

Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal

Briovérien

Pendant longtemps, les connaissances sur la stratigraphie du Briovérien de Bretagne centrale étaient principalement issues des travaux de C. Barrois. La colonne stratigraphique du Briovérien établie « feuille à feuille » par cet auteur (fig. 3) a conduit : 1) à des raccordements imparfaits entre les différentes cartes 1/80 000 ; 2) à l'utilisation d'une nomenclature identique (Xa, Xb et Xc) pour toutes les feuilles, alors que le « contenu » de cette classification évoluait en même temps que les levés ; et 3) à des aberrations stratigraphiques liées essentiellement à la méconnaissance de la nature des contacts entre les différentes unités.

Ainsi, on distinguait anciennement : un Briovérien Xa constitué par des « Phyllades, grauwackes et phtanites de Saint-Lô » (feuilles Vannes, Pontivy, Rennes) ou des « Schistes et grauwackes de Lamballe » (feuille Guer), un Briovérien Xb assez homogène sur l'ensemble des feuilles (« Schistes et poudingue de Gourin », feuilles Vannes et Rennes ; « Grès et poudingues de Gourin », feuille Pontivy ; « Schistes, grauwackes et poudingues de Gourin », feuille Guer) et un ensemble Xc constitué des « Dalles de Néant » (feuille Pontivy), des « Schistes de Néant » (feuille Rennes), des « Schistes et quartzophyllades » (feuille Guer).

Par la suite, ces ensembles ont été regroupés en un Briovérien moyen (Xa et Xb) et un Briovérien supérieur (Xc). Le Briovérien moyen était défini comme un ensemble dans lequel étaient interstratifiés des niveaux de phtanite. Le Briovérien supérieur était quant à lui défini comme un ensemble dans lequel étaient remaniés des fragments de phtanite, mais où il n'existait pas d'intercalation (Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1980). Si cette classification avait le mérite d'exister dans une formation où il n'existe pas de marqueur chronostratigraphique², elle n'était néanmoins pas satisfaisante. Les principales objections ont été relevées par C. Le Corre (1977) :

² Les sédiments briovériens renferment néanmoins un microbios qui n'a malheureusement aucune valeur comme marqueur chronologique (Chauvel et Schopt, 1978 ; Mansuy, 1983).

Feuille 1/80 000 Pontivy, 1959

1^{re} édition : Barrois, 1884-1886

2^e édition : Pruvost, Jérémime, Le Maître, 1941-1948

Faure-Muret, 1947-1950

Feuille 1/80 000 Rennes, 1966

1^{re} édition : Barrois et Lebesconte, 1891 - 1893

2^e édition : réimpression sans modifications de la première édition

3^e édition : contours des éditions précédentes et S. Durand pour le Tertiaire du bassin de Rennes

Xc
Dalles de Néant

Xb
Grès et Poudingues
de Gourin

Xa
Phyllades de St-Lô

Xb
Schistes
et Poudingues
de Gourin

Xa
Phyllades de St-Lô

Paléozoïque

Micaschistes,
gneiss granulitiques

Granulite grenue

Feuille 1/80 000 Vannes, 1949

1^{re} édition : Barrois, 1886-1888

2^e édition : Barrois depuis 1880

Feuille 1/80 000 Redon 1964 - réimpression sans modifications de la deuxième édition, 1938

1^{re} édition : Barrois et Bochet, 1886-1887

2^e édition : Barrois et Pruvost, 1924-1932

Xc
Schistes de Néant

Xb
Schistes et
Poudingues de Gourin

Xa
Phyllades de St-Lô

Paléozoïque

Xc
Schistes et quartzophyllades

Xb
Schistes, grauwackes et
Poudingues de Gourin

Paléozoïque



Fig. 3 - Stratigraphie du Briovérien d'après les cartes à 1/80 000 : une terminologie variée et des raccords imparfaits

– d'une part, la présence de niveaux de phtanites interstratifiés n'a jamais été décrite en Bretagne centrale « même dans les formations réputées Xa » (Le Corre, 1977). Des travaux récents (Dabard, 1996) ont également montré que la présence de phtanites remaniés ne peut constituer un argument irréfutable pour distinguer le Briovérien moyen du Briovérien supérieur ;

– d'autre part, un des principes ayant guidé l'élaboration des distinctions dans le Briovérien était l'acceptation d'une concordance parfaite entre le Briovérien et le Paléozoïque (Barrois et Pruvost, 1931 ; 1959b). Sur cette base, des ensembles de faciès dont les contours devaient se mouler harmonieusement sur ceux du Paléozoïque ont été cartographiés. Ce postulat, n'intégrant aucune donnée structurale, abouti à des aberrations cartographiques comme on peut en observer en raccordant les cartes géologiques à 1/80 000. De plus, à la suite des travaux de C. Le Corre (1978), il a été montré que tous les faciès distingués pouvaient coexister sur un même affleurement (carrière de Leuléac près de Néant-sur-Yvel, dont C. Le Corre (1978) donne une coupe schématique (p. 21). Aujourd'hui, cette carrière n'est plus accessible).

Au cours des trente dernières années, il n'a pas été effectué d'avancée significative sur l'âge du Briovérien de Bretagne centrale. Ainsi, et malgré les objections décrites plus haut, le découpage entre un Briovérien moyen et un Briovérien supérieur reste encore utilisé aujourd'hui. En Bretagne centrale, il n'a jamais été décrit de niveaux de phtanites interstratifiés ; pour cette raison, les terrains briovériens reconnus sur la feuille Ploërmel sont rapportés au Briovérien supérieur. Nous ne reviendrons ici que très succinctement sur les arguments qui permettent d'encadrer l'âge du Briovérien en Bretagne centrale :

– limite « inférieure » : le substratum du Briovérien de Bretagne centrale est inconnu. Ce substratum pourrait être un socle ancien dont certaines reliques très anciennes (Icartien) ont été mises en évidence dans le Trégor et dont l'âge serait antérieur à 700-800 Ma. Il pourrait également s'agir d'un socle « cadomien » avec un âge proche de 600-650 Ma. Dans le domaine nord-armoricain, les premiers sédiments rapportés au Briovérien remanient des fragments de roches plutoniques dont l'âge avoisine les 650 Ma. Les plutons tardi-cadomiens, datés aux alentours de 595 Ma (Vidal et *al.*, 1974) scellent les déformations qui affectent les sédiments attribués au Briovérien inférieur. Le Briovérien de Bretagne centrale a donc un âge postérieur à 595 Ma ;

– limite « supérieure » : en Bretagne centrale, les dépôts attribués au Briovérien sont recouverts en discordance par les dépôts des « séries rouges initiales ». Des mesures effectuées sur des volcanites interstratifiées dans ces séries proposent un âge de 486 ± 28 Ma à Réminiac (Guerrot et *al.*, 1992). Plus à l'Est, en Mayenne, les datations effectuées sur des zircons remaniés dans un Briovérien détritique (Guerrot et *al.*, 1992) ont donné, pour l'une des populations, un âge de cristallisation avoisinant 540 Ma.

Ainsi, les terrains briovériens de Bretagne centrale ont probablement un âge postérieur à 595 Ma et antérieur à 485 Ma. De plus, une partie des dépôts s'est vraisemblablement effectuée postérieurement à 540 Ma, date considérée comme limite (Odin, 1994) entre le Précambrien et le Paléozoïque. Il n'est donc pas exclu que sur la feuille Ploërmel, comme en Mayenne, certaines formations du Briovérien aient un âge cambrien.

Comme dans l'ensemble de la Bretagne centrale, le Briovérien supérieur correspond à une puissante série dont les variations verticales et latérales sont encore méconnues, principalement du fait de la rareté en affleurements. Ce Briovérien se caractérise par des alternances de bancs gréseux et de bancs silto-argileux. Les niveaux conglomératiques lenticulaires sont fréquents et quelques niveaux de grès calcareux peuvent localement être mis en évidence. Pour l'instant, aucune étude sédimentologie régionale n'a encore été entreprise pour déterminer les environnements de dépôts des sédiments briovériens.

Au début des années 1980, une importante étude a été menée sur le Briovérien de la région de Ploërmel (Coupe Sérent ; Chantraine *et al.*, 1980). Cette étude s'inscrivait dans une tentative d'inventaire et de corrélation régionale (Bretagne et Normandie) des caractéristiques pétrographiques, lithostratigraphiques et structurales des sédiments du Protérozoïque supérieur (ann. 3). Les résultats majeurs de cette investigation ont conduit les auteurs à séparer deux unités à caractères sédimentaires et géochimiques différents et à styles tectono-métamorphiques distincts. L'une de ces unités, dite Unité de Néant, correspond à la partie nord de la « Coupe Sérent » qui correspond globalement à la partie nord de la feuille Ploërmel. Cette coupe est caractérisée par des conglomérats (graviers à galets) immatures et par des grès quartzeux à grains moyennement usés, auxquels sont associés des grès feldspathiques et lithiques riches en quartz volcanique et biotites détritiques. Ces sédiments alternent avec des siltites où s'individualisent les associations de type « Néant-sur-Yvel » riches en figures sédimentaires.

L'autre unité (dite unité de Ploërmel) correspond à la partie sud de la « Coupe Sérent » et englobe les terrains briovériens situés au Sud de Ploërmel. Elle est caractérisée par une association de conglomérats pétrologiquement matures (type Gourin), des siltites feldspathiques, des argilites et des grès feldspathiques nettement plus évolués que ceux de l'unité de Néant. Au Sud de Ploërmel, les fragments lithiques et les quartz volcaniques disparaissent.

Pour les auteurs de cet inventaire, les données structurales permettent également la distinction de deux unités. Au Nord de Ploërmel, a été reconnu un domaine de faible déformation caractérisé par des plis de longueur d'onde hectométrique associés à une schistosité du type fracture, généralement de plan axial. En revanche, dans l'unité sud, les ondulations symétriques

reconnues au Nord passent à des structures à déversement sud, à flancs verticalisés ou localement inverses. La schistosité régionale devient nettement plus pénétrative (type flux).

Les contacts entre les unités (Néant et Ploërmel) ne s'observent malheureusement jamais nettement sur le terrain et l'emploi des arguments cités plus haut est nécessaire pour les distinguer. Il s'en suit une méconnaissance importante dans la nature et la localisation précise des contacts. Ainsi, les différences entre les unités peuvent s'expliquer, soit par des variations latérales ou verticales de faciès, soit par des juxtapositions, soit par des empilements (chevauchements ?) liés à la présence d'accidents n'ayant en surface aucune signature particulière. Nous aborderons ce problème de façon plus détaillée dans le chapitre traitant de « l'évolution tectono-métamorphique ».

Les résultats apportés par cette étude ont largement contribué à la distinction des différents faciès rencontrés lors du levé de la feuille Ploërmel. Nous avons adopté, sur des critères macroscopiques, la séparation de la série briovérienne en deux unités. On a ainsi défini des ensembles b3 et b2 correspondant respectivement à l'unité sud et à l'unité nord. Comme pour les feuilles au 1/50 000 récemment publiées, il a été possible de distinguer plusieurs grands groupes au sein de chacun de ces ensembles. Les critères distinctifs sont l'abondance et la puissance des niveaux gréseux ; on définit ainsi b2S et b3S (siltites dominantes), b2G et b3G (grès dominants) et b2Cg et b3Cg (conglomérats). Les associations de type « Néant » ont également été distinguées sous l'appellation b1. La justification de l'utilisation des indices 1, 2 ou 3 sera présentée dans les chapitres « Conditions de formations des entités géologiques » et « évolution tectono-métamorphique », mais ils présupposent déjà une réflexion quant à la position relative, chronologique et stratigraphique, de ces ensembles les uns par rapport aux autres.

b1. Briovérien, faciès type 1 : alternances silto-gréseuses de Néant-sur-Yvel. À l'affleurement, ce faciès se présente sous forme d'alternances de bancs millimétriques d'argilites grises homogènes présentant un débit caractéristique en « baïonnette » ou « prismatique », avec des bancs de siltites fines rubanées et des bancs de grès moyens à grossiers (Dalles de Néant) (fig. 4, succession stratigraphique à Kermagaro).

Les bancs de grès, souvent chenalisants et plurimétriques, sont généralement massifs et dépourvus de figures sédimentaires (carrière de la Noë-Vermand ; x : 250,480 ; y : 2346,100). Certains affleurements, notamment en bordure de l'ancienne voie ferrée, à l'Est de l'Yvel et à côté de la carrière de la Noë-Vermand, montre néanmoins des turbidites avec une organisation de type séquences de Bouma incomplète (il manque régulièrement les termes sommitaux). Les grès sont riches en quartz et

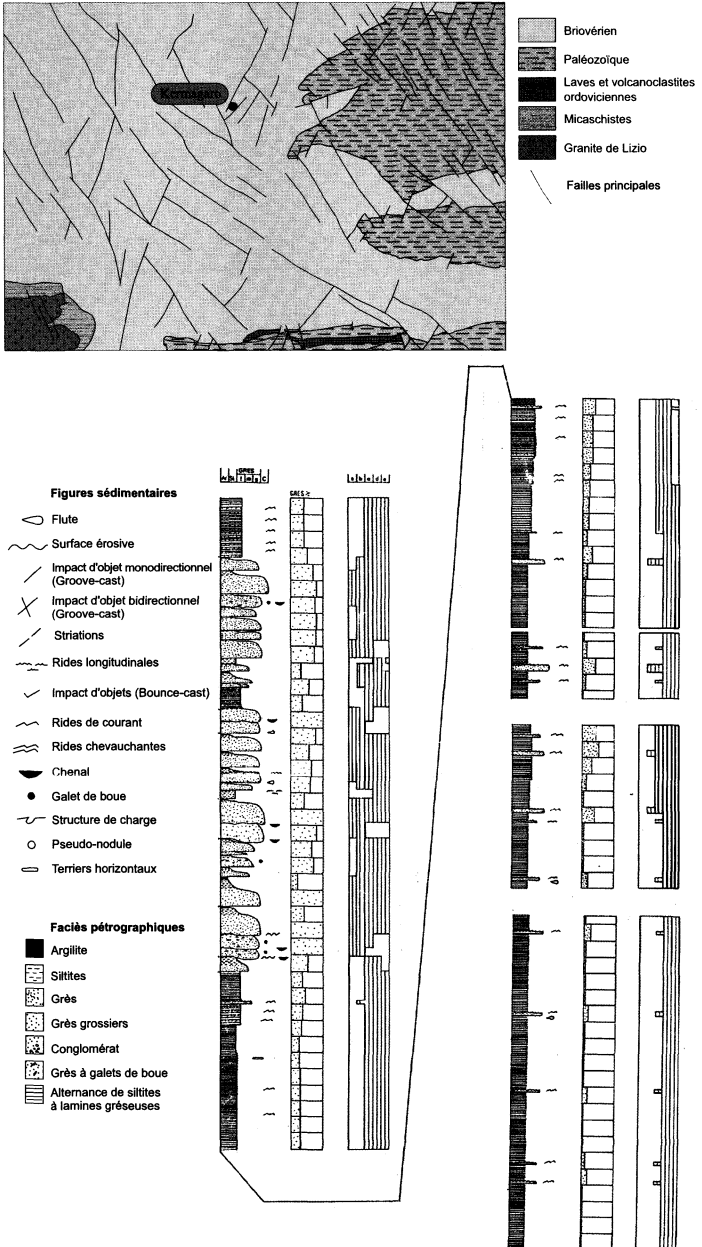


Fig. 4 - Exemple de succession stratigraphique à Kermagaro (Ensemble b1) à l'ouest de Néant-Sur-Yvel (d'après R. Louvel, 1988, modifié)

contiennent quelques grains de phtanite et de rares fragments lithiques de roches sédimentaires et de roches métasédimentaires. Les minéraux accessoires sont essentiellement l'albite et l'oligoclase et quelques micas (muscovite et biotite). Les minéraux lourds sont présents en faible quantité et sont constitués de zircon, tourmaline, apatite, rutile et pyrite (Louvel, 1988).

Dans les niveaux fins, intercalés dans les grès, les figures sédimentaires les plus courantes sont constituées de litages plans, de rides de courant unidirectionnel, de figures de charge, de convolutes et de pseudo-nodules (la Noë-Vermand ; Château-Trô (x : 244 ; y : 2348,750). Ces siltites fines, riches en quartz, présentent des passées plus grossières qui soulignent la stratification où l'on observe également l'abondance de micas.

Nous n'avons pas observé de traces fossiles, même si des pistes de *Montfortia filiformis* (Lebesconte, 1886) ont été décrites par R. Louvel (1988). Les organismes sont rares, peu diversifiés, et limités à des microsphères proches des cyanophycées (genres *Paleocryptidium* et *Favosphaera*). Ces organismes traduiraient un milieu marin peu profond de type plate-forme (Mansuy, 1983), ce qui semble en contradiction avec l'interprétation de ces dépôts en terme de séquences turbiditiques (Louvel, 1988).

b2G. Briovérien, faciès type 2 : alternances argilo-gréseuses à grès dominants. Il s'agit de l'association de faciès la plus répandue sur la zone cartographiée. Celle-ci, qui se marque particulièrement bien dans la topographie, se caractérise par l'abondance des niveaux métriques ou plurimétriques de grès grossiers, mal classés. Par opposition à l'ensemble b2S, l'association de faciès b2G se caractérise par un rapport argilite/grès faible (< 1). Cet ensemble correspond à l'ensemble bG cartographié sur la feuille Montfort-sur-Meu (Thomas et al., 2000). Les grès sont majoritairement massifs, homogènes à rares structures. Les rares figures sédimentaires observées sont, comme dans l'ensemble b2S, des litages plans dans les niveaux les plus fins. On observe également, au Nord de Loyat (x : 247,500 ; y : 2344,40), des rides de courant à écoulement unidirectionnel, identiques aux figures sédimentaires du faciès b1 (fig. 5 - Exemple de succession stratigraphique à Leuléac).

b2S. Briovérien, faciès type 2 : alternances argilo-gréseuses à siltites dominantes. Ce faciès, constitué d'alternances de niveaux argilo-silteux et de niveaux gréseux, est caractérisé par un rapport argilite-grès élevé (> 1). Il peut être rapporté au groupe bS cartographié sur la feuille voisine de Montfort-sur-Meu (Thomas et al., 2000). Les bancs de grès sont relativement fréquents, mais d'épaisseur généralement inférieure à la dizaine de centimètres. À l'échelle de l'affleurement, les bancs sont subparallèles, d'épaisseur constante et les contacts en base et sommet de bancs sont nets. Localement, les bancs gréseux ravinent faiblement les niveaux argileux sous-

jacents. Les figures sédimentaires observées dans les niveaux argileux sont composées de litages plans. Les faciès gréseux sont généralement massifs, sans figure sédimentaire et sans granoclassement. Localement des faciès plus ardoisiers sont observés au sein de cet ensemble (Crédutel = x : 244 ; y : 2343,700 ; Coëtmeur = x : 240,900 ; y : 2350,850).

b2Cg. Briovérien, conglomérats à galets de quartz intercalés dans les faciès type 2. Parfois appelés « Conglomérats de Néant », les conglomérats sont bien représentés sur le secteur cartographié. Bien que ces faciès soient très rarement observés à l’affleurement (Nord de Kermagaro = x : 250 ; y : 2344,700 ; Botel = x : 248,200 ; y : 2346,950), de nombreuses « pierres volantes » marquent leur présence et permettent ainsi une cartographie assez précise. On peut les observer dans des conditions correctes au Bois de la Roche, à l’entrée du village, en bordure de l’Yvel, et dans la carrière abandonnée de Leuléac, au Nord-Est de Néant-sur-Yvel. Ces conglomérats ont été observés de façon récurrente, aussi bien dans l’ensemble b2S que b2G, et arment généralement les hauts topographiques.

Les éléments de ces conglomérats sont constitués de quartz blanc souvent arrondis, de quartz noirs, de phtanite et localement de grès. Si la nature des éléments du conglomérat est relativement constante, on observe de nombreuses variations dans le pourcentage de matrice dans la granulométrie des éléments.

b3G. Briovérien, faciès type 3 : alternances silto-gréseuses à grès fins dominants. L’association précédente est parfois beaucoup plus gréseuse. Ces faciès plus gréseux n’apparaissent pas comme des domaines continus sur de longues distances et les affleurements dépassent rarement quelques centaines de mètres. Cette association silto-gréseuse présente des bancs de grès verts dont l’épaisseur dépasse rarement 20 cm. Ces grès fins à moyens sont constitués de quartz anguleux parfois d’origine volcanique, de grains lithiques de nature variée (siltites fréquentes, rares fragments de phtanite), de feldspaths potassiques, de plagioclases (albite), de muscovites en grandes paillettes et de biotites détritiques. Certains bancs présentent des granoclassements remarquables (Rocher de la Ville Bouquet, par exemple) alors que d’autres présentent des lamines subhorizontales. La proportion de matrice est toujours importante (20 à 30 %). Cette matrice est composée de grains de quartz ou de grains lithiques, de paillettes de chlorite, de muscovite et de séricite.

b3S. Briovérien, faciès type 3 : siltites fines à aspect lustré. Cette association lithologique caractérise l’ensemble de la partie sud de la feuille Ploërmel et correspond *pro-parte* à l’Unité de Ploërmel définie par J. Chantraine et *al.* (1980). Il s’agit d’argilites et de siltites verdâtres, finement rythmées en bancs centimétriques à infra-centimétriques, souvent

fauchées et cryofractées en surface. Elles sont constituées de quartz anguleux, de chlorite, de biotite et de mica blanc pouvant apparaître sous forme de grandes lamelles. L'aspect particulier de ce faciès (patine lustrée) provient probablement de l'abondance des micas blancs. Les structures sédimentaires les plus courantes sont les lamines planes subhorizontales, les structures entrecroisées et quelques figures de charge. Aucun travail n'a pour l'instant montré l'existence de traces fossiles. Dans certains secteurs, la nature fine du sédiment, l'orientation des bancs et une schistosité très développée ont déterminé l'implantation d'ardoisières dont la plus connue est certainement celle de Côt, mais les puits d'extraction sont nombreux dans la région directement au Sud de Ploërmel.

b3Cg. Briovérien : conglomérats à galets de quartz (type Gourin) intercalés dans les faciès type 3. Les récurrences de conglomérats assimilés aux « Poudingues de Gourin » sont nombreuses dans l'ensemble b3 et souvent associées au faciès b3G. Ces conglomérats forment généralement de petits ensembles lenticulaires d'épaisseur métrique à plurimétrique au sein des sédiments silto-gréseux. Les bases de bancs sont souvent érosives et ravinent les niveaux sous-jacents sur parfois une dizaine de centimètres. Les galets, bien roulés sont essentiellement constitués de quartz, de grains de phanite, de grès et de quartzite. La matrice, en proportion très variable, est silto-gréseuse. Les structures sédimentaires sont absentes.

La composition géochimique moyenne des sédiments briovériens le long de la « coupe Sérent » est présentée sur le tableau 1.

Paléozoïque

À l'image de l'ensemble du domaine Centre-armoricain, le Paléozoïque commence par un ensemble de terrains reposant en discordance sur ceux du Briovérien. Cet ensemble, connu sous le nom de Formation de Pont-Réan, regroupe des conglomérats et des siltites pourpres (Membre de Montfort), des grès (Membre de Courouët) et des volcanites (Membre de Tréal). La Formation de Pont-Réan est recouverte en concordance stratigraphique par la Formation du Grès armoricain. Au sein du synclinal de Réminiac, les Grès armoricains sont surmontés par les siltites sombres de la Formation de Traveusot. Les autres formations ordoviciennes de Bretagne centrale (Formation du Chatellier, Formation de Riadan...) sont absentes de la feuille, mais sont identifiées plus au Sud, sur la feuille Malestroit (Plaine et *al.*, 1981). Une datation Pb/Pb sur monozircons effectuée sur des volcanites situées à la base de la Formation de Pont-Réan donne un âge de 486 ± 28 Ma (Guerrot et *al.*, 1992), c'est-à-dire Arénigien basal.

Formation de Pont-Réan (Arénig inférieur)

Dans l'ensemble du domaine cartographié, la Formation de Pont-Réan possède trois termes différenciables cartographiquement et pétrographiquement. Il s'agit des grès grossiers du Membre de Courouët, des siltites et conglomérats du Membre de Montfort. Le Membre de Tréal (cinérites) n'est pas représenté sur la feuille Ploërmel.

• Membre de Courouët

02C. Grès grossiers rouges. Les grès de type Courouët (du nom du Bois de Courouët, sur la feuille Guer, où le faciès a été défini ; Barrois et Pruvost, 1929) n'ont pas une position stratigraphique précise au sein de la Formation de Pont-Réan. Sur la majeure partie des affleurements où les deux faciès coexistent, il semble que ces niveaux lenticulaires de grès soient stratigraphiquement au-dessus des conglomérats du Membre de Montfort auxquels ils font suite graduellement (exemple de la Vallée du Casse, feuille Montfort-sur-Meu). Cependant, et suivant l'interprétation du contexte sédimentaire comme étant celui de cônes alluviaux, aucun argument n'exclut localement le dépôt synchrone des grès du Membre de Courouët et des conglomérats du membre de Montfort. De la même façon, ces grès apparaissent le plus souvent en position stratigraphique plus basse que les siltites rouges bien qu'il ne soit pas rare de rencontrer des récurrences de ces faciès gréseux grossiers au sein des premiers mètres des siltites rouges. Là aussi, le dépôt des grès et celui des siltites rouges peut être synchrone et l'expression de la sédimentation ne dépendre finalement que de la distance aux sources d'approvisionnement.

Sur la feuille Ploërmel, ces grès ne s'observent sous forme de « pierres volantes » qu'en deux endroits : au niveau de la Lande de Monteneuf (au Sud-Est de Porcaro) et au lieu-dit La Coudraie (au Sud d'Augan). Il s'agit de grès grossiers mal classés, à grains de quartz anguleux à subarrondis dont certains ont une origine volcanique. Ils renferment des fragments lithiques divers (microquartzites, siltites...), d'abondants grains de phtanite et des muscovites détritiques. Ils présentent généralement une couleur blanche à verdâtre, mais il arrive parfois qu'ils soient colorés par de l'hématite issue de l'altération d'une chlorite ferrifère (Trautmann et *al.*, 1994). La matrice, parfois abondante (jusqu'à 50 % du volume de la roche) est de nature quartzo-phyliteuse (muscovite – chlorite – séricite).

• Membre de Montfort

02P. Conglomérats de Montfort (0 à 100 m). Si l'on excepte le synclinal de Réminiac où, sur le flanc nord, s'observent en plusieurs endroits remarquables (La Bresselais, La Gerbaudais, Le Plessis, Treson) de beaux

ensembles conglomératiques, ces conglomérats sont assez mal représentés sur la feuille Ploërmel, à l'opposé de ce qui peut être observé sur la feuille Montfort-sur-Meu (Moulin du Casse, carrière de la Marete...). Les conglomérats se présentent généralement sous plusieurs faciès qui peuvent être regroupés en deux ensembles :

– un conglomérat à galets arrondis (1 à 15 cm de diamètre), pas ou mal classés et à matrice en proportion variable. Les galets sont essentiellement formés par du quartz et accessoirement par des grès fins, des fragments de phanite et par de rares fragments d'une roche silteuse. La matrice est essentiellement gréseuse à grains de quartz anguleux et mal classés. En fonction du taux de matrice, tous les intermédiaires existent entre un conglomérat à gros éléments et un grès grossier (que l'on peut rapporter au Membre de Courouët). L'étude menée dans le cadre de l'élaboration de la feuille Montfort-sur-Meu (Thomas et *al.*, 2000) a montré que les dépôts conglomératiques sont organisés en séquences récurrentes de plusieurs dizaines de mètres de puissance avec pour chaque séquence une organisation similaire : des niveaux à galets centimétriques ou pluricentimétriques à la base passant graduellement à des niveaux de grès grossiers puis à des niveaux de siltites grossières à rares galets et dont la surface supérieure est ravinée par la séquence suivante. Cette évolution a été interprétée comme celle d'un cône alluvial en tresse (Thomas et *al.*, 2000), par analogie avec les travaux de A.D. Miall (1996) ;

– un sable grossier à galets qui se rencontre de façon très localisée à la base des siltites pourpres. Les affleurements sont rares et de qualité médiocre. Ces conglomérats sont constitués de galets dont la taille ne dépasse pas le centimètre. On peut y reconnaître des galets de quartz mais c'est surtout la proportion en éléments issus de roches sédimentaires (quartzite, grès à matrice chloriteuse et siltites verdâtres micacées) qui le distingue du faciès précédent. Les études menées sur la stratigraphie du synclinal de Réminiac (Quéty, 1975) ont montré que la matrice occupe parfois jusqu'à 80 % du volume et que les fragments de quartz qui la composent sont anguleux et mal classés. Certains fragments de quartz sont d'origine volcanique.

o2B. Siltites micacées pourpres de type Le Boël. Ces siltites, également appelées « Séries rouges » ou « Séries rouges initiales », représentent globalement plus de 75 % de la Formation de Pont-Réan. Ce sont des siltites grossières, à classement granulométrique variable, à quartz (parfois d'origine volcanique) anguleux ou arrondis, fragments de quartzites, micas blancs, zircons, tourmaline et minéraux opaques. La matrice recrystallisée est constituée de quartz, de muscovite, de chlorite et de séricite. Leur couleur lie de vin typique est liée à la présence d'un pigment d'hématite. Elles peuvent être décolorées localement par réduction du fer, ce qui les rend alors assez difficilement distinguables des sédiments du Briovérien. Le métamorphisme thermique lié à l'intrusion des granites carbonifères peut

aussi participer à la modification de coloration de la roche (Quété, 1975 ; Le Corre, 1978), par transformation des oxydes de fer. À l'échelle de l'affleurement, l'identification de la stratification est souvent difficile car les limites entre les bancs sont très mal marquées (pas de joints argileux ou joints discrets). L'observation se fait généralement à plus grande échelle ou lorsqu'un banc plus gréseux diffracte la schistosité. Il en existe de beaux exemples dans le Val Sans-Retour, au Sud-Est de Tréhorentec. Un des traits caractéristiques des siltites est leur débit en lames subverticales lié à une schistosité grossière bien développée et dont l'aspect amygdaloïde est occasionné par l'hétérogénéité du sédiment à l'échelle centimétrique. Ces sédiments comportent en général peu de traces de vie. Les plus fréquentes sont celles de vers marins (Tigillites ou *Skolithos*) mais des affleurements situés sur la feuille Pipriac ont montré des petits fragments de brachiopodes visibles à l'œil nu (Dadet *et al.*, 1995).

Formation du Grès armoricain inférieur (Arénig moyen)

02. Quartzites massives et interlits argileux. Excepté dans le synclinal de Réminiac, la Formation du Grès armoricain possède trois membres distinctifs qui ont été cartographiés sur les feuilles voisines de Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) et de Pipriac (Dadet *et al.*, 1995). Il s'agit du Membre du Grès armoricain inférieur, du Membre du Congrier ou « Schistes intermédiaires » et du Membre du Grès armoricain supérieur. Le Membre du Congrier, formé par des pélites schisteuses micacées n'a pas été reconnu sur la feuille Ploërmel. Il ne nous a pas paru possible d'effectuer une distinction entre le Membre supérieur et le Membre inférieur de la Formation du Grès armoricain : ils sont tous deux constitués d'alternances de quartzites et de psammites avec augmentation des niveaux pélitiques et psammitiques et diminution de l'épaisseur des bancs quartzitiques pour le Membre supérieur. De plus, les épisodes de sédimentations ferrugineuses (Chauvel, 1968) n'affleurent pas sur cette feuille.

La Formation du Grès armoricain est généralement représentée par sa forme d'altération qui correspond à une argile blanche à ocre emballant de nombreux blocs de grès résiduels. Cependant, les grès sont visibles sur les hauteurs de la Forêt de Paimpont et à l'Est du lieu-dit Le Bois Guillaume, au Sud-Est d'Augan. La rareté et le mauvais état des affleurements, et surtout leur recouvrement par la forêt de Brocéliande, excluent toute tentative de description très détaillée. Néanmoins, le Grès armoricain peut être décrit ici comme une succession de bancs décimétriques à métriques de grès et de quartzites fins, à matrice réduite. Ces grès et quartzites sont composés de grains de quartz, de grains lithiques, et de micas de type muscovite. Les interbancs sont formés par des lits centimétriques de psammites blanchâtres. Les études microscopiques ont permis de mettre en évidence des minéraux accessoires tels que le zircon, la tourmaline et le rutile (Plaine *et al.*, 1981 ;

Trautmann et *al.*, 1994). Un autre affleurement remarquable se situe directement à l'Est de Paimpont, sur la feuille Guer (non levée en 2002) où une carrière encore récemment exploitée permet d'établir la coupe sur plusieurs dizaines de mètres. Cette carrière possède en outre des niveaux riches en traces de vie : bilobites (*Cruziana*) de grande taille et d'une conservation exceptionnelle, *Daedalus* ; sur la feuille Ploërmel, seuls quelques terriers ont pu être observés (*Skolithos*).

Arénig supérieur – Llanvirn-Llandeilo, *pro parte* Caradoc

Formation de Traveusot

02c-5a. **Siltites fines et sombres.** Connue régionalement sous le nom de « Schistes d'Angers » ou « Schistes à Calymènes », cette formation se restreint, sur la feuille Ploërmel, à un petit secteur s'étendant suivant une direction ouest-est au Sud de Monterrein. Elle est par contre bien représentée sur la feuille Malestroit (Plaine et *al.*, 1981) où sa position morphologique en dépression facilite la cartographie. Les conditions d'affleurement, sur le Nord du synclinal paléozoïque de Réminiac, sont nettement moins bonnes, du fait de l'altération prononcée ainsi que du couvert végétal représenté ici par des forêts à dominante de conifères. Ainsi, les limites avec la Formation du Grès armoricain suggérées sur la carte sont à considérer avec prudence, d'autant que le passage entre les deux formations semble se faire le plus souvent de manière graduelle. La Formation de Traveusot est représentée (bons affleurements continus au Sud-Ouest de Monterrein) par des lutites bleu-noir homogènes et fines, sans bancs réellement différenciables (stratigraphie oblitérée par la schistosité). Elles sont composées de quartz, de muscovite généralement détritique, de chlorite en fines paillettes qui soulignent la schistosité et de quelques minéraux accessoires comme le zircon et le rutile. La matrice quartzo-sériciteuse représente 90 % du volume de la roche. La formation de Traveusot se caractérise par une faune très abondante mais très mal conservée. Sur la feuille Malestroit, juste au Sud de la limite avec la feuille Ploërmel, des gisements ont livré une faune abondante permettant de montrer que la période de dépôt de la Formation de Traveusot recouvre au moins le Llanvirn (*Placoparia cambriensis*) et le Llandeilo (*Neseuretus*) (Plaine et *al.*, 1981).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

La cartographie détaillée des formations dites « superficielles », s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer aujourd'hui, sur les cartes géologiques, des informations capitales pour les collectivités locales. Ces données concernent notamment la

protection de l'environnement, la détermination des secteurs agricoles à risques (vulnérabilité aux polluants) et corollairement, la connaissance des chemins (alimentation) et réservoirs (étendues, capacités...) de l'eau souterraine en Bretagne et sont indispensables à une gestion durable de la ressource et à son retour à une qualité appréciable.

Un autre intérêt de la cartographie des formations superficielles, et notamment des altérites (ou de l'altitude de la base du profil d'altération), est de mettre en évidence les variabilités à l'échelle régionale. Le décalage de l'altitude de la base des altérites ou de la zone fissurée sous-jacente, peut servir de repère afin de mettre en évidence l'existence de discontinuités structurales autrement difficilement discernables (et éventuellement même de proposer des rejets verticaux).

Comme partout en Bretagne, les conditions d'affleurement sur la feuille Ploërmel sont relativement médiocres et l'observation se limite, dans la plus grande partie des cas, aux premiers mètres, sinon moins, de la couche dite « superficielle ». Dans un tel cas de figure, le recouvrement est souvent surestimé en superficie et en épaisseur. Nous avons essayé de trouver un compromis afin que les informations sur le « socle » ne soient pas intégralement masquées par les informations se rapportant aux formations superficielles. Ainsi, l'épaisseur considérée comme représentative se situe sur cette feuille aux alentours de 1,5 m. De plus, le lever de la carte s'est appuyé sur les levés des cartes périphériques récentes comme celle de Montfort-sur-Meu (Thomas *et al.*, 2000), ceci afin d'assurer une cohérence cartographique à l'échelle régionale. Pour cette même raison, nous avons essayé de conserver la grande majorité des dénominations employées sur ces cartes.

Le terme de « formations superficielles » désigne un ensemble de formations de natures et d'origines très différentes. Ces formations sont regroupées en fonction des processus qui les ont formés plutôt qu'en fonction de leur âge, généralement largement méconnu ou très incertain, car elles sont azoïques pour la plupart.

L'altération superficielle

Les formations d'altération dérivent de l'action principale des eaux météoriques qui modifient *in situ* les propriétés physiques et chimiques des roches mères (méta)sédimentaires ou plutoniques. Localement, on peut être amené à différencier géochimiquement (Boulvais *et al.*, 2000) des altérations issues de l'action et la circulation de fluides de moyenne ou haute température d'origine endogène (i.e. profonde). Dans les processus supergènes (qui se déroulent en surface), les climats chauds et humides du Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre, 1980) ont pu être d'excellents

catalyseurs des transformations physico-chimiques. Ils ont engendré, sur tout le Massif armoricain, de véritables profils latéritiques à kaolinite, parfois épais (40 m en moyenne dans la région de Scaër dans le Finistère Sud ; 20 à 30 m dans les zones effondrées à l'Ouest de Rennes). On pense maintenant (Wyns, 1991a, 1996 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999) que c'est aussi la position altimétrique de la surface continentale par rapport au niveau marin relatif, associés à l'absence de pentes fortes à l'échelle régionale, qui ont pu conditionner très largement le développement ou la destruction des profils d'altération, peut-être même sous des climats dits « hydrolysants ».

Des lambeaux de surface continentale subsistent très localement sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, dans le secteur de Ménéac (Brault, 2002), à une quinzaine de kilomètres au Nord de la feuille Ploërmel. Ces lambeaux peuvent être repérés par la présence de formations silicifiées, d'origine pédologique, en dalles ou le plus souvent en blocs épars sur des points hauts. L'apparition de ces formations marque l'arrêt du fonctionnement du profil d'altération, consécutivement à des changements climatiques et à un affaissement de l'altitude moyenne de la surface continentale. Elles sont donc les témoins d'une histoire postérieure à la latérisation et peuvent constituer un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999). À côté de ces transformations supergènes, vraisemblablement tertiaires (anté-Éocène supérieur, âge communément admis pour les silcrètes armoricaines), il est probable que d'autres périodes d'altération aient pu intervenir, postérieurement au Tertiaire, éventuellement sous les climats tempérés du Plio-Quaternaire (Estéoule-Choux, 1967, 1968b, 1983).

Ces altérations dites « ménagées » (Estéoule-Choux, 1967) ont conduit à la formation de roches meubles caractérisées par la très faible représentativité de la kaolinite. Il n'est pas nécessaire ici de distinguer altérations ménagées de celles marquant la base d'un profil d'altération classique (ce qui ne peut se faire au demeurant que sur la minéralogie des argiles) ; il s'agit en réalité du même phénomène, la cinétique de l'altération récente étant sans doute réduite par rapport à celle de l'altération tertiaire. Les formations d'altération et les cuirasses sont regroupées dans l'ensemble « Formations résiduelles ».

Formations altéritiques

Schématiquement, sur le Massif armoricain, un profil d'altération complet se décrit comme la superposition de trois ensembles à limites verticales graduelles. De la base au sommet on distingue ainsi : le domaine fissuré, les isaltérites et les allotérites. Faisant partie de ce profil, mais très rarement conservées, on peut associer les formations cuirassées sommitales (ferricrètes). Sur la feuille Ploërmel, aucune relique de cuirasses ferrugineuses n'a pu être mise en évidence.

Le domaine fissuré s'individualise à la base du profil, au-dessus de la roche-mère. Son épaisseur est variable : moins d'une dizaine de mètres localement à plus de 30 m sur le granite de Lizio par exemple. Sur tout type de lithologie, le domaine fissuré est caractérisé par une fracturation importante qui décroît en profondeur et qui provient de l'éclatement de la roche sous l'effet des contraintes produites par les changements de phases des minéraux (hydratation des ferro-magnésiens avec augmentation de volume, oxydation des sulfures, etc.). Cette zone fissurée, particulièrement bien mise en évidence dans les domaines à roches plutoniques grenues (cette fissuration est horizontale et donc facilement observable dans les roches isotropes ou semi-isotropes) telles que le granite de Lizio-La Villeder, est beaucoup plus difficile à caractériser dans les domaines métasédimentaires (Briovérien – Paléozoïque), notamment en raison de la fragmentation importante de la zone généralement observable (moins de 10 m le plus souvent, absence de carrières...). Pour des raisons d'homogénéité sur l'ensemble de la feuille, cette zone fissurée n'a pas été reportée en tant que telle. Sur les domaines granitiques, lorsque l'affleurement présentait une fracturation intense et une lithologie proche des altérites, il a été classé parmi les isaltérites ; lorsque la fracturation apparaissait moins développée (ou en tous cas moins perceptible) et la roche beaucoup plus résistante, il a été classé avec la roche saine.

Les isaltérites sont des roches meubles où la texture originelle de la roche et les relations spatiales entre les minéraux sont préservées. Dans les premiers stades de l'altération d'une roche, même si les minéraux sont tous altérés, la structure originelle est conservée. Chaque minéral est simplement remplacé par un minéral secondaire ou par un pore qui possède la forme externe du minéral primaire remplacé. Les relations spatiales entre minéraux préexistants dans la roche originelle sont ainsi maintenues. Dans le détail, il s'avère néanmoins que la conservation du volume d'origine n'est pas toujours respectée. La néoformation de silicates, comme ceux du groupe des montmorillonites ou des vermiculites par exemple, introduit dans l'assemblage minéralogique des perturbations mécaniques car ces minéraux « gonflent » ou « se contractent » en fonction de l'état d'hydratation du profil. Certains minéraux, essentiellement argileux, néoformés dans les parties profondes, ne sont pas nécessairement stables dans la partie superficielle du profil. Ils sont le plus souvent remplacés par des argiles plus stables, des oxydes ou hydroxydes. Ces transformations et remplacements sont généralement accompagnés d'une disparition des structures minéralogiques des isaltérites qui se transforment progressivement en allotérites.

Le terme d'allotérites est par définition réservé pour désigner les horizons où les structures de la roche-mère (stratification, litages schistosité ou foliation...) ne sont plus visibles. Certains minéraux, stables dans les parties profondes du profil d'altération, ne le sont pas dans les parties les plus superficielles. Ces minéraux argileux sont alors remplacés par des minéraux

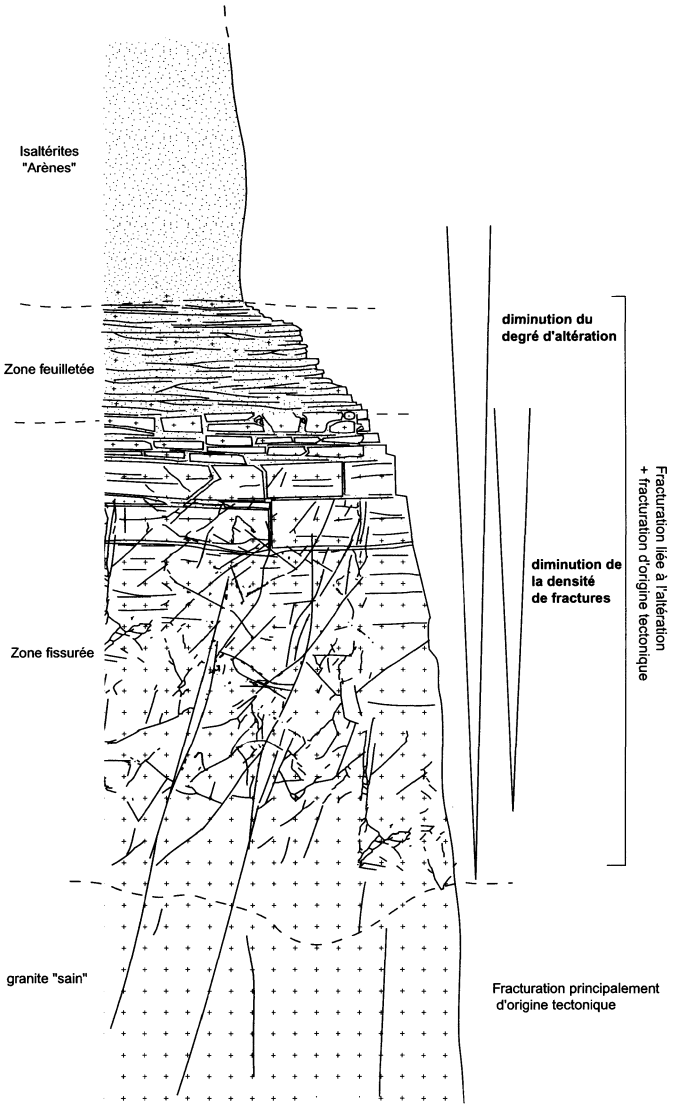


Fig. 6 - Exemple du profil d'altération du leucogranite de Lizio - La Ville Der.
Les épaisseurs des différents domaines ne sont que figuratives : elles peuvent varier de façon importante d'un lieu à l'autre. Certaines tranches, comme par exemple la zone feuilletée, ne sont pas toujours représentées sur le profil

argileux plus stables, des oxydes et hydroxydes. Ceci s'accompagne généralement d'une disparition progressive de la structure de la roche originelle (i.e. des isaltérites sous-jacentes) et d'une modification (perte) de volume.

Le passage entre une isaltérite et une allotérite peut être très graduel verticalement. Certains niveaux altérés observés sur le terrain et déterminés comme des niveaux d'allotérites peuvent très bien s'avérer être des niveaux d'isaltérites : les changements de couleurs liés à une redistribution ou à une dissolution partielle de certains constituants (oxyhydroxydes de fer, par exemple), ou aux accumulations d'éléments allochtones (silice et calcite) ou encore le remplissage des pores par des éléments mobiles (oxydes de manganèse, par exemple) pouvant gommer le caractère isaltéritique.

Pour ce travail, nous avons retenu les deux termes dans leur application la plus usuelle : les isaltérites présentent à l'œil nu des structures visibles, alors que dans les allotérites, ces structures (stratifications, schistosité...) ne sont plus décelables sur le terrain.

Les profils d'altération de la feuille Ploërmel sont toujours tronqués. Les cuirasses et les silicifications superficielles ont totalement disparu. Les allotérites sont représentées par quelques rares lambeaux résiduels et, dans de nombreux secteurs, leur épaisseur de quelques dizaines de centimètres ne permet pas une cartographie détaillée et fiable et donc un report sur la carte géologique. Afin de caractériser au mieux les profils d'altération, l'épaisseur des différents horizons et l'altitude de la base du profil, un certain nombre de sondages reconnaissance (tabl. 4) ont été conduits lors de l'établissement des levés. Des sondages anciens (années 1950 et 1960) dont la position reste incertaine ont pu localement être utilisés. La carte en annexe 2 synthétise ces observations.

Isaltérites

Υ^{1-2} **Isaltérites sur roches plutoniques, leucogranite de Lizio-La Ville Der.** Le granite de Lizio-La Ville Der, présente, (excepté dans l'étroite vallée du ruisseau de la Gré Cocherel et de son affluent occidental), une altération en arènes grenues très hétérogènes. L'épaisseur des arènes est extrêmement variable : inférieure au mètre sur les parties sommitales du batholite, elles peuvent avoisiner une dizaine de mètres dans d'autres secteurs et notamment au Nord-Est du pluton. Les variations d'épaisseur sont généralement brutales et le front d'altération ne dessine aucunement une « surface tabulaire » à l'échelle de la carte. Les arènes reposent sur un horizon où le granite est variablement altéré et fissuré (fig. 6). Dans les parties supérieures du profil, un débit horizontal est souvent nettement marqué (de bons affleurements tout au long de la D4) mais lui aussi présente des

caractéristiques qui évoluent : certains secteurs montrent, à l'œil nu, un délitage milli- à centimétrique alors que d'autres secteurs, à une altitude très voisine des premiers, montrent un délitage très frustré métrique à plurimétrique.

Localement, aux abords des vallées, les arènes ont subi un transport lié à la pente. Elles se présentent alors comme des arènes litées où alternent niveaux grenus et lentilles argileuses. Leur épaisseur peut parfois être conséquente : plus de 10 m sur les versants de la vallée du ruisseau de la Gré Cocherel. Pour ne pas surcharger la carte, ces arènes transportées ont été regroupées avec les arènes en place ($\gamma^{1-2} \mathcal{A}$) mais auraient pu aussi être figurées sous l'indexation \mathcal{AS} (altérites solifluées).

KM \mathcal{A} . Isaltérites sur roches volcaniques. Les formations volcaniques et volcano-clastiques du synclinal de Réminiac ne s'observent à l'état « sain » que dans la vallée du Patouillet. Ailleurs, les formations sont altérées en une argile blanche (plus grise en profondeur) dans laquelle est conservée la structure microlitique porphyrique de la roche originelle et le quartz sous forme de petits grains résiduels. L'épaisseur de ces isaltérites est au moins de 19 m au lieu-dit La Coudraie, mais le sondage n'a pas atteint la base de la partie meuble.

Y. Quété (1975) avait supposé l'existence d'une faille orientée sensiblement est-ouest entre les laves au Sud et les séries rouges au Nord, à cause de l'escarpement souvent net entre les deux formations (abrupt d'une vingtaine de mètres). Il est vrai que le contact est franc : les formations volcaniques très altérées passent brutalement aux séries rouges parfaitement saines mais l'écart altimétrique entre les deux formations pourrait aussi se justifier par l'altération différentielle plus prononcée des laves.

Les contacts avec la Formation du Grès armoricain au Sud sont beaucoup moins nets pour deux raisons : d'une part, en surface, l'altération des laves et des grès présente la même forme (argile blanche à ocre). Dans ce cas, seule l'analyse pétrographique détaillée permet une distinction. D'autre part, il est fréquent que le contact entre les deux formations soit masqué par les éboulements.

b \mathcal{A} . Isaltérites du Briovérien. Les secteurs montrant des isaltérites sur substratum briovérien sont relativement nombreux et bien observables sur les 3 ou 4 premiers mètres du profil. L'appréciation de l'épaisseur réelle du profil est par contre beaucoup plus difficile. Les isaltérites sur Briovérien silto-gréseux correspondent à une roche verdâtre, à structures conservées (stratification et schistosité encore visibles), partiellement transformée en argiles blanches à ocre (kaolinite, chlorite, argiles micacées, illite) pour les niveaux fins et en sables et argiles plus ou moins consolidés pour les niveaux

les plus gréseux (fig. 7). Les isaltérites développées sur les conglomérats se caractérisent par des ensembles à galets plus ou moins jointifs, mais désolidarisés par rapport au faciès sain (faciès b3Cg et b2Cg) et par une « pâte » argileuse constituée de kaolinite dominante, associée à de l'illite et localement de la chlorite. Ces isaltérites se rencontrent rarement à l'affleurement, et elles se distinguent généralement à la surface des champs par d'abondants galets de quartz arrondis emballés dans une argile blanche à ocre.

Le passage entre les isaltérites et le socle « sain » sont très graduels et se matérialisent par une zone très fracturée où les plaquettes de schistes et les fragments gréseux sont emballés dans une matrice argileuse, localement plus sableuse. Théoriquement, au vu des définitions données plus haut, ceci ne correspond pas strictement à des isaltérites où les structures de la roche doivent être conservées mais dans un souci de lisibilité, ces zones ont été incluses dans l'ensemble « isaltérites ».

02B.A. Isaltérites sur Formation de Pont-Réan (Arénig). Les isaltérites sur siltites paléozoïques sont rares. Sur la feuille Ploërmel, elles se limitent à un seul affleurement visible au Sud du lieu-dit Les Rues-Gaspais, à mi-chemin entre Campénéac et Paimpont. Au Sud de Beignon, les indices (« terre rouge » argileuse, absence d'affleurement) témoignent en faveur de la présence d'altérites mais elles n'ont, dans ce secteur, jamais pu être observées directement. Aux Rues-Gaspais, elles correspondent à des argiles rosâtres et blanches dans lesquelles les structures des siltites sont encore identifiables (schistosité conservée). Elles emballent également de nombreux reliquats de siltites saines sous-jacents. Un forage effectué dans ces isaltérites a montré qu'elles atteignent 2 m d'épaisseur au maximum. Les isaltérites rosâtres sont caractérisées par l'association mica dominant – kaolinite ; les argiles blanches sont composées de micas, de kaolinite et de chlorite en trace.

Allotérites

Ab. Allotérites sur Briovérien. Sur feuille Ploërmel, les secteurs à allotérites sont peu fréquents et localisés uniquement sur substratum briovérien. Ces secteurs se distinguent notamment dans la partie nord-ouest de la feuille, aux alentours des hauts topographiques, et au Sud de la feuille, entre Ploërmel et Augan, où ces altérites forment de petits plateaux de faible extension. Quel que soit le niveau briovérien considéré (b1, b2 ou b3), ces allotérites se présentent comme des argiles blanches à ocre, souvent homogènes et où les seuls fragments sont représentés par du quartz en proportion et en taille plus ou moins variable.

02.A. Allotérites sur Formation du Grès armoricain (Arénig). La Formation du Grès armoricain est largement affectée par les phénomènes d'altération, si bien qu'elle se présente rarement sous sa forme saine, excepté

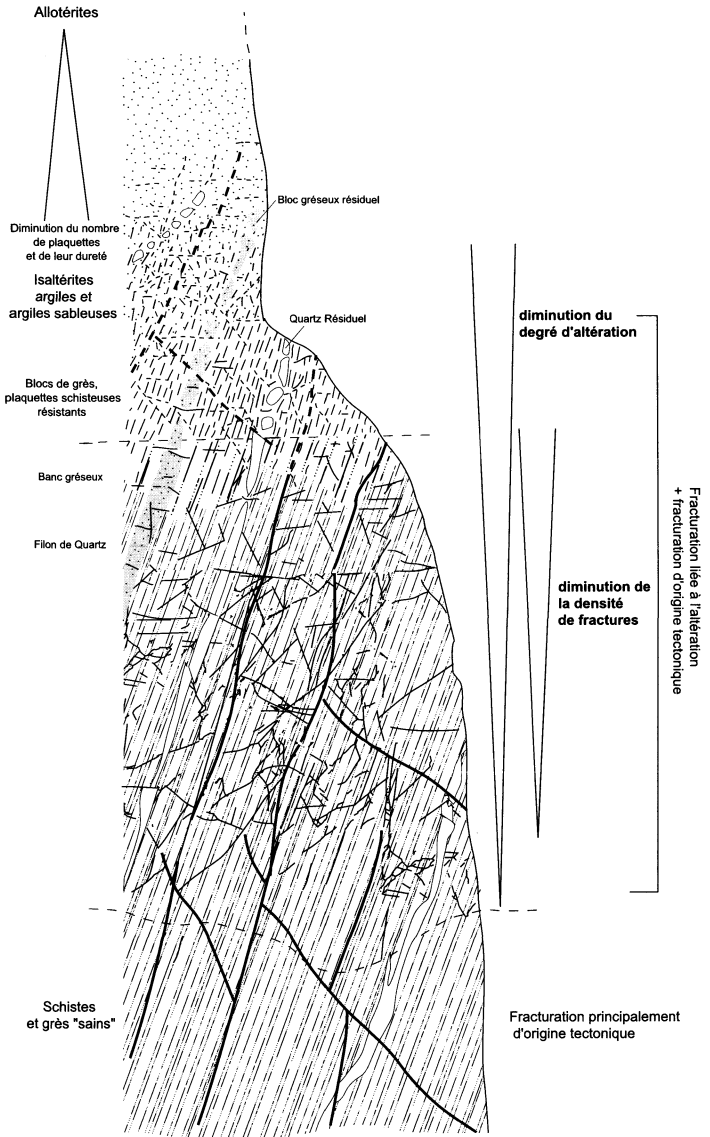


Fig. 7 - Exemple de profil d'altération sur formation schisto-gréseuse (b1, b2s, b3s...). Les épaisseurs des différents domaines ne sont que figuratives : elles peuvent varier localement de façon importante mais les altitudes des transitions restent relativement constantes (excepté faille majeure) à l'échelle régionale

N° d'archivage BSS	Commune	Lieu-dit	X (m)	Y (m)	Z (m) arrondi	Profondeur forée (m)	Z toit Fm (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
0351-3X-0022 BRGM	Mauron	La Ville Jehan	2 254 092,00	2 349 861,00	58,00	19,50	57,50 55,00 42,00	Argiles blanches à ocre avec petits fragments tendres Argiles ocre et fragments résistants Schistes bleu-gris	Allotérites ? isaltérites Briovérien peu altéré Briovérien
0351-3X-0023 BRGM	Mauron	Le Bois Jagu	256 144,00	2 350 065,00	73,00	18,00	72,50 71,00 69,50 67,00 58,50	Argiles blanches et ocre à structures conservées Idem et petits bancs de grès marron Schistes verts tendres et argiles blanches Schistes verts altérés et argiles ocre Schistes bleu-gris	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-3X-0024 BRGM	Mauron	Saint-Guinel	253 750,00	2 348 720,00	77,00	2,00	77,00	Grès verts sains, très durs	Briovérien
0351-3X-0016 BRGM	Néant-sur-Yvel	La Ville Zine	255 379,00	2 347 526,00	118,00	4,50	118,00 117,00	Grès verdâtres et argiles ocre Schistes verts et grès verts	Vase des isaltérites Briovérien
0351-3X-0017 BRGM	Concoret	Haligan	257 872,00	2 349 582,00	97,00	13,50	96,5 95,50 94,50 87,50 84,50	Argiles grises et ocre Argiles ocre et quelques fragments schisteux Schistes verts altérés, grès marron, argiles Schistes verts en plaquettes tendres Schistes bleu-vert résistants	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-3X-0018 BRGM	Néant-sur-Yvel	Le Tayat	251 425,00	2 343 819,00	92,00	16,00	91,50 89,50 84,50 76,50	Argiles marron à ocre avec reliques de schistes Fragments schisteux tendres en augmentation Fragments schisteux résistants Schistes bleus	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-8X-0018 BRGM	Beignon	La Vigne	264 065,00	2 338 895,00	76,00	17,00	76,00 71,00 69,00	Mélange d'argiles grises, schistes et grès quartzitiques blancs Schistes verts altérés, grès marron, argiles Schistes gris-vert	Colluvions Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-3X-0021 BRGM	Loyat	Le Jeune Quily	251 846,00	2 343 005,00	72,00	10,60	71,50 69,50 68,00 66,00 62,50	Argiles blanches sans structure Argiles ocre et blanches à structures Argiles rougeâtres et oxydes de fer Argiles ocre et fragments de schistes tendres Schistes gris-bleu	Allotérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-8X-0020 BRGM ^a	Beignon	Launay	263 321,00	2 338 775,00	78,00	13,50	77,50 75,00 73,00 66,00	Blocs, sables, argiles Argiles ocre, argiles blanches, fragments schistes Argiles blanches, fragments de schistes verts tendres Schistes gris-bleu résistants	Remblais Dépôt de pente Isaltérites du Briovérien Briovérien

NB : la feuille Ploërmel est relativement pauvre en sondages exploitables. Les sondages réalisés lors du levé de carte ont été principalement effectués afin de déterminer les épaisseurs d'altération.

Tabl. 4 - Coupes résumées des sondages.

N° d'archivage BSS	Commune	Lieu-dit	X (m)	Y (m)	Z (m) arrondi	Profondeur forée (m)	Z toit Fm (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
0351-3X-0019 BRGM	Campénéac	Les Madrieux	253 363,00	2 340 713 00	100,00	24,50	99,50 98,00 95,00 89,50 86,50 84,00 83,00	Blocs, sables, argiles Schistes tendres, éléments gréseux, matrice argileuse Schistes verdâtres, éléments gréseux, matrice silteuse Schistes plus résistants, structuration marquée Éléments de schistes résistant noirs, matrice argileuse grise Argiles gns noir, oxydes de fer Schistes bleu-noir résistants	Remblais Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Fracture Briovérien
0351-3X-0020 BRGM	Campénéac	Les Madrieux	253 575,00	2 340 450,00	102,00	12,00	102,00 97,50 91,50 90,00	Argiles ocre à verdâtres, éléments de schistes tendres Sables jaunâtres et fragments de grès altérés Schistes verts altérés, matrice argileuse à sableuse Grès verts très résistant	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien (altéré ?)
0351-7X-0034 BRGM	Campénéac	Le Val	250 782,00	2 335 771,00	95,00	19,00	95,00 93,50 92,00 78,00	Argiles marron ocre, éléments schisteux et gréseux Sables argileux jaunâtres Schistes tendres et fer abondant Schistes gris-bleu	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-7X-0035 BRGM	Ploërmel	La Villenars	250 301,00	2 333 695,00	96,00	8,50	95,50 89,50	Schistes verts altérés, matrice argileuse Schistes gris-bleu	Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-7X-0036 BRGM	Monterrein	Romfort	250 426,00	2 331 306,00	108,00	13,50	107,50 75,50	Argiles blanches à grises à structure nette Argiles grises, structure des laves très nette	Isaltérites volcanites Isaltérites Fm Marsac
0351-7X-0037 BRGM	Augan	Boussac	252 950,00	2 332 490,00	99,00	4,00	99,00 96,00	Schistes verts légèrement altérés, argiles localement Schistes verts très résistants	Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-4X-0068 BRGM	Paimpont	Riochon	261 130,00	2 347 595,00	183,00	5,00	182,50 182,00 179,00	Argiles ocre sans structure Grès blancs altérés, localement passage argileux Grès quartzitiques blancs très résistants	Isaltérites grès armoricain Isaltérites grès armoricain Fm du grès armoricain
0351-4X-0069 BRGM	Paimpont	Lande de Haute Forêt	262 062,00	2 344 357,00	222,00	4,00	222,00 218,50	Mélange argiles blanches et grès très résistants Grès quartzitiques blancs très résistants	Isaltérites grès armoricain Fm du grès armoricain
0351-4X-0070 BRGM	Paimpont	Guilguerois	164 248,00	2 347 995,00	160,00	2,50	160,00 158,50	Mélange argiles blanches et grès très résistants Grès quartzitiques blancs très résistants	Isaltérites grès armoricain Fm du grès armoricain

NB : la feuille Ploërmel est relativement pauvre en sondages exploitables. Les sondages réalisés lors du levé de carte ont été principalement effectués afin de déterminer les épaisseurs d'altération.

Tabl. 4 - Coupes résumées des sondages (suite).

N° d'archivage BSS	Commune	Lieu-dit	X (m)	Y (m)	Z (m) arrondi	Profondeur forée (m)	Z toit Fm (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
0351-4X-0071 BRGM	Paimpont	La Croix du Houx	164 073,00	2 344 660,00	160,00	13,50	159,50 157,00 154,50 147,00	Argiles marron, ocre, localement rouges Argiles blanches très sableuses et fragments de grès blancs Argiles blanches et ocre Grès quartzitiques blancs très résistants	Isaltérites grès armoricain Isaltérites grès armoricain Isaltérites grès armoricain Fm du grès armoricain
0351-4X-0073 BRGM	Beignon	Beignon	263 353,00	2 340 033,00	115,00	14,00	114,50 112,00 108,00 102,00	Argiles blanches et ocre, structures préservées Argiles rougeâtres, schistes verts à rouges Schistes tendres colorés (rouge) Schistes résistants gris-bleu	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-7X-0038 BRGM	Augan	La Coudraie	254 922,00	2 330 975,00	108,00	19,00	108,00 105,00 102,00	Argiles grises, quartz roulés, alets grès Courouët Argiles grises à structure volcanites préservée Argiles grises et fragments de lave	Colluvions, dépôt de pente Isaltérites volcanites Isaltérites volcanites
0351-4X-0072 BRGM	Paimpont	Les Rues Gaspais	258 000,00	2 343 269,00	165,00	3,00	165,00 163,00	Argiles rouges et bariolées à structures nettes Siltites rouges très résistantes	Isaltérites siltites pourpres Fm Pont-Rean
0351-1X-0020 BRGM	Saint-Malo	Penfrat	241 970,00	2 345 500,00	75,00	10,65	74,50 70,00 69,50	Argiles gris-bleu plastiques Schistes argileux jaunâtres et gris-bleu, argiles plastiques grises Schistes gris-bleu	Isaltérites du Briovérien Isaltérites du Briovérien Briovérien
0351-1X-0021 BRGM	Guilliers	Grand Kerbigot	242 907,00	2 350 617,00	75,00	12,00	74,50 69,00 68,70 66,00	Schistes jaunâtres Banc de grès diaclisé à oxydes de fer dans les diaclases Schistes jaunâtres Banc de grès diaclisé à oxydes de fer dans les diaclases	Briovérien altéré Briovérien altéré Briovérien altéré Briovérien altéré
0351-2X-0026 BRGM	Taupont	La Ville Buo	244 053,00	2 341 133,00	81,00	10,70	80,00 78,50 77,00	Argiles jaunâtres Schistes bleu-gris tendres Schistes gris-bleu	Isaltérites du Briovérien Briovérien altéré Briovérien
0351-1X-0022 BRGM	Guilliers	Pont de la Madouillance	243 501,00	2 345 605,00	48,00	10,00	48,00 45,40 44,20 43,90 42,20 39,60	Remblais avec blocs de schistes Argiles jaunes et blanches à galets Vases noires Galets et sables Schistes bleus tendres Schistes bleus	Alluvions Alluvions Alluvions Alluvions Briovérien altéré Briovérien
0351-2X-0025 BRGM	Guilliers	La Mormazière	245 782,00	2 348 375,00	107,00	17,00	106,50 106,00	Argiles et fragments de schistes jaunâtres Schistes argileux jaunâtres tendres	Isaltérites du Briovérien Briovérien altéré
0351-2X-0022 BRGM	Loyat	Lesvran	248 817,00	2 341 870,00	78,00	11,80	77,50 76,00 73,00	Argiles, schistes gris-jaune Schistes jaunâtres et gris verdâtres Schistes gris-bleu et grès verts	Dépôt de pente Briovérien altéré Briovérien

NB : la feuille Plœrmel est relativement pauvre en sondages exploitables. Les sondages réalisés lors du levé de carte ont été principalement effectués afin de déterminer les épaisseurs d'altération.

Tabl. 4 - Coupes résumées des sondages (suite).

N° d'archivage BSS	Commune	Lieu-dit	X (m)	Y (m)	Z (m) arrondi	Profondeur forée (m)	Z toit Fm (m)	Coupe sommaire	Stratigraphie
0351-2X-0023 BRGM	Loyat	Route de Taupon	247 648,00	2 342 702,00	75,00	14,00	74,60	Schistes altérés bruns jaunâtres avec bancs de schistes bleus	Briovérien altéré
							72,50	Schistes gris-bleu	Briovérien
0351-2X-0024 BRGM	Loyat	Kerbois	245 637,00	2 344 960,00	100,00	14,00	99,50	Schistes altérés bruns jaunâtres avec bancs de schistes bleus	Briovérien altéré
							98,00	Schistes gris-bleu	Briovérien
0351-6X-0030 BRGM	Ploërmel	Zi route de Rennes	248 080,00	2 336 690,00	101,00	93,00	101,00	Schistes très altérés verdâtres	Remblai et isaltérites ?
							99,00	Schistes gris-bleu et grès altérés	Briovérien altéré
							74,00	Schistes, éléments enrobés d'argile grise, quartz, pyrite	Briovérien
							56,00	Schistes et grès résistants et niveaux schisteux tendres, pyrite	Briovérien
8,00	Schistes noirs et fragments de quartz, pyrite cubique	Briovérien							
0351-4X-0010 (1)	Paimpont	Étang bleu	263 325,00	3 465 550,00	160,00	17,60	159,60	Argiles jaunes et passages sableux	Isaltérites grès armoricain
							158,50	Argiles jaunes et sables fins	Isaltérites grès armoricain
							157,00	Grès altérés et sables fins	Isaltérites grès armoricain
							151,00	Sables blancs très fins	Isaltérites grès armoricain
							147,00	Fragments de grès et argiles blanchâtres	Isaltérites grès armoricain
							145,50	Grès résistants	Fm du grès armoricain
							143,50	Hématite	Niveau ferrugineux
0351-4X-0032	Paimpont	Les Guennebis	263 580,00	342 700,00	150,00	91,00	146,00	Argiles et grès très altérés	Isaltérites grès armoricain
							143,00	Argiles jaunes et grès très altérés	Isaltérites grès armoricain
							137,00	Argiles et grès très altérés	Isaltérites grès armoricain
							134,00	Argiles jaunes englobant des grès démantelés rougeâtres	Isaltérites grès armoricain
							131,00	Idem avec flonnet de quartz	Isaltérites grès armoricain
							107,00	Alternance de niveaux gréseux durs et tendres	Fm du grès armoricain
							97,00	Alternance de grès et siltites rouges	Fm Pont-Réan
							93,00	Grès gris à rouges, argileux	Fm Pont-Réan
							84,00	Grès et siltites rouges	Fm Pont-Réan
							77,00	Siltites rouges	Fm Pont-Réan
							65,00	Grès et siltites rouges	Fm Pont-Réan
							60,00	Siltites rouges très résistantes	Fm Pont-Réan
0351-4X-0020	Paimpont	Les Creux	263 610,00	343 920,00	155,00	64,00	155,00	Argiles ocre, argiles blanches, fragments de grès blanc-beige	Isaltérites grès armoricain
							154,00	Argiles ocre, argiles salbonneuses blanches, grès quartziteux	Isaltérites grès armoricain
							151,00	Grès blancs, grès quartzitiques, oxydes de fer	Fm du grès armoricain
							126,00	Grès gris-clair, gris-foncé, quartzitiques durs et massifs	Fm du grès armoricain
							103,00	Grès gris sombre, durs	Fm du grès armoricain

NB : la feuille Ploërmel est relativement pauvre en sondages exploitables. Les sondages réalisés lors du levé de carte ont été principalement effectués afin de déterminer les épaisseurs d'altération.

Tabl. 4 - Coupes résumées des sondages (fin).

sur les hauts topographiques de la forêt de Paimpont. Ces altérites présentent un faciès caractéristique qui permet une identification aisée : ce sont des argiles blanches (kaolinite) qui emballent de nombreux blocs de grès quartzites anguleux issus du Grès armoricain sous-jacent. L'épaisseur maximale atteinte lors des forages est de 13 m à Paimpont.

02c-5a *A.* **Allotérites sur Formation de Traveusot (Llanvirn)**. Tout comme pour la Formation des Grès armoricains, les siltites de la Formation de Traveusot se présentent rarement, sur cette carte, dans leur forme non-altérée. Le plus souvent, il s'agit d'argiles blanches à ocre (illite, chlorite, kaolinite) et seule la présence de petits fragments résiduels de schistes permet la distinction avec les argiles d'altération des Grès armoricains. Sur le synclinal de Réminiac, l'identification des contacts entre les deux formations est ainsi très délicate. Cette difficulté est encore accentuée par le fait que le synclinal présente des zones forestières développées où l'observation du substratum est rarement possible.

Formations sédimentaires résiduelles

III. Sables et argiles bariolées (Tertiaire probable : Éocène ?). Un secteur restreint présentant des alternances sub-horizontales sablo-argileuse à dominante argileuse, avec ponctuellement des niveaux de quartz parfois roulés (Bodieu = x : 238,850 ; y : 2349,450), a été distingué dans l'extrême nord-ouest de la feuille. La mauvaise préservation des affleurements ne permet pas d'observer de figures sédimentaires. Néanmoins, à la base des faciès les plus grossiers, on observe un ravinement des niveaux argileux. Des investigations récentes (mai 2002) effectuées à la faveur de l'élargissement d'une voie secondaire, a montré que cet ensemble n'excédait pas deux mètres d'épaisseur sur la route de La Noë. En surface, le périmètre de cette formation se distingue par l'importance des éléments pluri-centimétriques de quartz en « pierres volantes » plus ou moins roulées. Ces dépôts pourraient faire suite, au sud de Mohon à ceux de la Trinité-Porhoët (feuille Loudéac, non levée en 2002) d'âge Éocène inférieur (Cuisien supérieur) (Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974). À la Trinité-Porhoët, ces sédiments ont été piégés par le fonctionnement postérieur de failles N140 et de failles conjuguées N40-60. Les dépôts argilo-sableux de la Trinité-Porhoët, très riches en flore, se sont vraisemblablement mis en place dans des dépressions de superficie restreinte. L'analyse palynologique (Ollivier-Pierre, 1974) a montré que ces dépôts s'étaient effectués dans des étendues d'eau douce bordées de zones marécageuses, elles-mêmes entourées de forêts palustres.

p. Sables rouges, grossiers ou argileux (Mio-Pliocène probable). Le Massif armoricain est parsemé de dépôts gravelo-sablo-argileux regroupés sous l'appellation de « Sables rouges » (Milon, 1929). Le

substratum de ces dépôts est extrêmement variable et rassemble toutes les lithologies que l'on peut rencontrer dans le Massif armoricain : schistes (micaschistes) et grès (cas des accumulations sur Briovérien ou Paléozoïque : Réguigny, Radenac, Saint-Malo-de-Phily...), granites et gneiss (cas des accumulations de Lauzach, Missilac, Saint-Broladre, Hénanbihen...), calcaires ou faluns tertiaires (cas des bassins de Rennes, de Nort-sur-Erdre...). La diversité de faciès et le caractère généralement azoïque des sédiments rendent extrêmement difficiles et hasardeuses les corrélations entre les divers gisements et surtout leur attribution au même cycle sédimentaire.

Pendant longtemps, les « Sables rouges » furent considérés comme les reliques d'une formation marine (Milon, 1929 ; Milon et Lucas, 1935 ; Milon, 1937). Les arguments principaux étaient la présence de glauconie et la perforation du substratum par des organismes marins (pholades). Des études sédimentologiques et stratigraphiques récentes menées à Réguigny (à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de la feuille Ploërmel, sur la feuille Josselin) ont montré que les « Sables rouges » ont une origine principalement fluviale avec des milieux de dépôts tels que des rivières en tresse et des rivières faiblement sinueuses (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Van Vliet-Lanoë et coll., 1998 ; Brault, 2002). Les faciès marins ne sont représentés que par des milieux estuariens internes. Ces sables auraient comblé un réseau de paléovallées fluviales (paléorias) pendant deux périodes de remontée du niveau de base. Le dernier maximum transgressif correspond aux dépôts des argiles de Saint-Jean-La-Poterie. Ceci traduirait un retour à des conditions franchement marines dans ce secteur (M.-T. Morzadec, 1989 *in* Fourniguet et *al.*, 1989). À Saint-Jean-La Poterie, l'étude des palynomorphes a montré que ces argiles ont un âge Reuvérien proche du Prétiglien (M.-T. Morzadec *in* Fourniguet et *al.*, 1989 : 2,7 - 2,4 Ma).

Récemment, des techniques nouvelles ont permis d'approcher l'âge de ces sédiments et notamment des mesures de datations RPE (Résonance Paramagnétique de Spin, ESR des anglo-saxons). De telles mesures, effectuées sur des échantillons provenant du gisement de Réguigny (Morbihan) ont donné deux populations d'âges : 8 - 7 Ma et 3,5 - 3 Ma (Van Vliet-Lanoë et coll., 1998 ; Mercier et Brulhet, 2000) ce qui suggère un âge Miocène supérieur à Pliocène pour ces sables.

Sur la feuille Ploërmel, un seul gisement, visible en carrière, a été rapporté aux « Sables rouges ». Il est localisé dans l'extrême sud-ouest de la feuille, en bordure de l'Oust. Il est entièrement recouvert par une formation conglomératique que nous avons rapportée à l'ensemble d'indice FW mais qui pourrait être plus ancienne (voir paragraphe « Formations superficielles récentes »). Aujourd'hui, les anciennes exploitations sont progressivement remblayées et seul le front de taille septentrional persiste encore. L'affleurement se décompose globalement en deux séquences : une séquence

inférieure constituée de sables grossiers à litages obliques composés en accréation frontale, surmontée localement de sables grossiers à litages obliques tabulaires. La séquence supérieure se compose de sables grossiers à litages obliques sigmoïdaux (rides et mégarides de courant de sens opposé). Dans cette séquence, les doubles drapages argileux et les variations latérales d'épaisseur des faisceaux de mégarides constituent des critères de marée. L'interprétation en terme de milieu de dépôts peut ainsi être la suivante : une séquence caractérisant un système fluvial faiblement sinueux passant vers le haut à une séquence caractérisant un estuaire interne (Bonnet, 1998).

Des mesures de courant effectuées sur mégarides dans la séquence inférieure montrent une répartition des directions entre 350° et 10°N. Ainsi, comme le note S. Bonnet (1998) : « Les directions de paléo-courants déterminées montrent une prédominance des écoulements du Sud vers le Nord dans des secteurs du bassin versant de l'Oust actuellement incisés par des rivières s'écoulant actuellement vers le Sud ». L'auteur concluait donc à l'existence d'une phase d'inversion de drainage entre le (Mio-) Pliocène et l'actuel (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000).

p-IV. Galets de quartz, sables et graviers rubéfiés, en nappes résiduelles (Plio-Quaternaire indifférencié). Dans la partie nord de la feuille, la carrière de la Ville Buo (x : 244,100 ; y : 2341,650) est le seul affleurement où la notation RFW aurait pu se justifier car cette terrasse ne peut être rattachée clairement à l'un ou l'autre des cours d'eau qui drainent la région (Ninian ou Leverin). Le front de taille est de mauvaise qualité et les mesures du sens d'écoulement (paléocourants) ne sont pas malheureusement pas possibles. Les alluvions sont ici constituées de niveaux de galets de quartz roulés (diamètre de 1 à 5 cm) emballés dans une matrice sableuse rubéfiée et de niveaux sablo-argileux. Les niveaux à galets sont chenalisants et ravinent les niveaux plus fins. Les niveaux les plus grossiers sont caractérisés par un litage frustré ou inexistant. En revanche, dans les niveaux les plus fins, on observe des mégarides à litages obliques tabulaires.

Formations fluviales

La notation utilisée pour les terrasses comprend un premier indice F qui indique leur origine fluviale. Un second indice est adjoint (z, y, x, w, v) qui correspond à la position altitudinale de la terrasse par rapport au cours actuel de la rivière. Dans le cas d'une succession idéale, la plus basse terrasse est notée y (Fz étant réservé pour les alluvions actuelles), et les terrasses situées dans une position supérieure sur le versant sont respectivement notées x, w, v...

Les terrasses rencontrées en Bretagne centrale ne peuvent généralement pas être distinguées par leur contenu sédimentaire. De ce fait, elles sont

distinguées en fonction de leur altitude relative par rapport au cours d'eau actuel. Dans la pratique, de nombreux auteurs rattachent ces niveaux altitudinaux aux grandes périodes glaciaires, ce qui donne une valeur stratigraphique très contestable en l'absence de marqueurs (fossiles, outillage).

Trois systèmes de terrasses étagées ont été distingués sur la feuille Ploërmel.

Fw. Alluvions des hautes terrasses (20 à 50 m au-dessus cours actuel) (Pléistocène inférieur ?). En raison de leur dégradation par les processus de solifluxion ultérieurs au dépôt, les hautes terrasses n'ont pas d'expression topographique bien caractérisée. Sur la feuille Ploërmel, ces hautes terrasses se rencontrent uniquement à proximité du réseau hydrographique de l'Oust, ce qui laisse penser qu'il ne s'agit bien de reliques du « paléo-Oust » et non d'un ancien système alluvial indépendant. Pour cette raison et contrairement à ce qui est décrit sur les feuilles proches de Pipriac et de Bain-de-Bretagne par exemple, les notations Rfw et Fv qui font plutôt référence à des systèmes fluviaux disparus, ne peuvent être utilisées ici (seul un petit affleurement situé au Nord de Taupon aurait pu correspondre à cette définition).

Les dépôts observés sont constitués de galets de quartz parfois de grande dimension (diamètre supérieur à 20 cm) et de graviers. Lorsque les conditions d'affleurement sont correctes, il est possible de distinguer des niveaux de sables bruns ou rouges qui rappellent les « Sables rouges » du Massif armoricain, généralement rapportés au Pliocène.

Fx. Alluvions des moyennes terrasses (10 à 20 m au-dessus cours actuel) (Pléistocène moyen à supérieur ?). Outre le critère altimétrique, ces dépôts fluviaux sont moins alimentés par les coulées détritiques périglaciaires issues des versants, que les alluvions des basses terrasses Fy. En conséquence, le pourcentage de blocs du substratum est beaucoup moins important et leur composition s'apparente plutôt à celle des alluvions des hautes terrasses. Cependant, la taille des éléments est souvent bien inférieure et le matériel est généralement beaucoup plus homogène : ce sont principalement des galets de quartz dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm. Localement sont observables des lentilles métriques contenant, soit des sables grossiers rougeâtres, mal classés et sans figure sédimentaire, soit des niveaux d'argiles grises ou ocre, relativement homogènes.

Sur des critères morphologiques, le système Fx peut parfois être scindé en deux sous-systèmes alors dénommés Fx1 et Fx2.

Fy. Alluvions des basses terrasses (2 à 10 m au-dessus cours actuel) (Pléistocène supérieur ?). C'est le système de terrasse le plus bas

et le plus récent ; sa base passe sous le niveau des alluvions actuelles Fz. Il s'imprime nettement dans le paysage à travers des replats parfois assez étendus (Oust). Par places, une petite rupture de pente permet de distinguer deux niveaux étagés qui sont notés Fy₁ et Fy₂.

Les sédiments portés par ces deux sous-systèmes fluviaux sont identiques en géométrie et en nature. Les niveaux de maturité et de granulométrie de ces dépôts sont très hétérogènes. Le matériel varie de blocs anguleux décimétriques à du matériel alluvionnaire centimétrique, le tout emballé dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable. Ponctuellement, viennent se superposer les produits d'écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire ayant affecté les versants. Ces épisodes détritiques se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche.

Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène). Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel et leur extension correspond souvent aux zones inondables. Le matériel argilo-sableux, riche en fragments subanguleux de quartz, provient principalement du remaniement des formations superficielles, telles que les altérites, les colluvions et les alluvions antérieures.

IV. Limons gris sombres et (T) tourbes. Le long de l'Oust, des dépôts présentant des successions de niveaux gris argileux très fins (IV) et de niveaux de tourbes (T) ont pu être repérés. Dans tous les cas, ils se localisent dans des petites dépressions, au-dessus des alluvions des basses terrasses. En Forêt de Paimpont (voir chapitre « Sol »), les petites tourbières de quelques dizaines de mètres carrés sont encore bien préservées.

M. Zones temporairement ennoyées, zones hydromorphes, marécages. Des zones hydromorphes, dont l'âge d'individualisation reste indéterminé, s'observent parfois à proximité des cours d'eau (Sud de Quily, Néant-sur-Yvel, Tréhorenteuc). Il s'agit de zones mal drainées, reposant sur des niveaux plus ou moins imperméables (argiles de colluvionnement ou niveau argileux des terrasses). Lors de périodes de pluies abondantes, les particules fines, arrachées aux formations d'altération ou aux formations de versants, viennent se déposer en petits lits millimétriques, alternant, localement, avec des niveaux plus riches en matières organiques.

Dépôts de versants

Les dépôts de versants sont constitués par des éléments qui ont subi un transport associant gravité et ruissellement, généralement de faible amplitude, et qui sont temporairement immobilisés sur des glacis à pente variable (mais souvent faible), le long des vallées du réseau hydrographique

actuel ou dans les dépressions. Ces recouvrements peuvent être localement très importants et masquer sur plusieurs kilomètres carrés le contact entre altérites en place et roche fissurée.

Si les conditions climatiques périglaciaires (Pléistocène supérieur) favorisent la mise en place de ce type de dépôt (gélifraction, fauchage, etc.), ces processus affectent encore actuellement l'ensemble des versants.

NS. Altérites (tertiaires) remaniées et solifluées sur les versants (Weichsélien à Actuel). Il a paru judicieux de distinguer cette formation des isaltérites « classiques » du Briovérien. En effet, ces altérites remaniées ont subi un déplacement. Bien que ce transport soit souvent faible, cette formation ne correspond donc pas au profil d'altération *sensu-stricto*.

Ces altérites « déplacées » couvrent la roche saine sur parfois plusieurs mètres. Si elles possèdent les mêmes caractéristiques que les isaltérites quant à leur description pétrologique, elles résultent d'un processus de mise en place différent (transport) qui aboutit à la non-conservation de la structure originelle de la roche (stratification et schistosité) et de son volume.

E. Dépôts de versants à éboulis dominants (Weichsélien à Actuel). Sur les pentes de la forêt de Paimpont, ou encore sur le pourtour du synclinal de Réminiac, il est très fréquent de rencontrer un domaine généralement assez étroit qui présente des dépôts non consolidés formés de blocs parfois pluri-décimétriques emballés dans une matrice argilo-sableuse ocre, en proportion beaucoup plus faible que pour les dépôts soliflués indicés S. Les éléments de grandes tailles proviennent principalement des formations paléozoïques (Formations de Pont-Réan et du Grès armoricain) ou des formations briovériennes gréseuses, alors que les fragments plus réduits sont généralement issus des séries briovériennes argilo-silteuses. Le contact entre Briovérien et Arénig est souvent largement masqué par ces dépôts.

S. Dépôts de versant soliflués (Weichsélien à Actuel). Ces dépôts représentent la majorité des dépôts de versants présents sur cette carte aux approches du lit des cours d'eau actuels. Ce sont des dépôts résultant d'une dynamique périglaciaire mise en place vraisemblablement lors de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur, Weichsélien) mais qui manifestement se poursuivent aujourd'hui. Ces dépôts sont constitués de fragments du substratum issus vraisemblablement de processus de fauchage. Les fragments sont emballés dans une matrice sablo-argileuse provenant des formations superficielles antérieures (altérites). Comme pour la totalité des dépôts de versant, le transport est faible, et se fait généralement lentement sous l'action de la gravité et du ruissellement. De par leur ubiquité aux bordures des vallées actuelles, seuls les secteurs où l'épaisseur est certainement plurimétrique ont été représentés.

C. Colluvions de fond de vallon (Holocène à Actuel). Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les fonds des vallées des ruisseaux intermittents ou des ruisseaux à faible débit. Ces sédiments, silto-argileux, localement sableux (quelques niveaux à galets de grès ou de quartz centimétriques roulés peuvent être observés dans les parties supérieures du profil de rivière), proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique : altérites en place, altérites litées, dépôts de pente, lœss... Elles sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et s'enrichissent en matières organiques au niveau de replats.

L'âge du début de mise en place de tels dépôts ne peut être clairement avancé à partir des observations effectuées sur la feuille Ploërmel. Un âge holocène peut être proposé dans la mesure où elles recouvrent des formations de dépôts de versant significatives des climats périglaciaires du Pléistocène. Le développement intensif d'une agriculture sur des parcelles de plus en plus vastes, les remembrements successifs qui se sont traduits par un défrichage quasi-généralisé, se répercutent par une plus grande vulnérabilité des premières dizaines de centimètres des sols aux attaques érosives. La charge particulaire fine, emportée depuis ces zones y est plus importante pour des ruissellements équivalents. Dans certains secteurs, des dépôts colluviaux, nourris indirectement par les activités de l'homme, sont actuellement en développement.

Formations éoliennes

Æ. Limons éoliens, lœss (Weichsélien). Les formations éoliennes sont très peu développées sur la feuille Ploërmel. Ceci, est à l'opposé de ce qui peut être observé immédiatement au Nord (feuille Saint-Méen-le-Grand) et au Nord-Est (feuille Montfort-sur-Meu) où ces formations détritiques meubles d'âge vraisemblablement Pléistocène supérieur (dernière glaciation : Würmien = Weichsélien) recouvrent entièrement la moitié nord de la feuille. Ces sédiments argilo-silteux d'origine éolienne ne s'observent ici qu'en un seul endroit et sur une très petite superficie, au Nord-Ouest du Bois de la Roche ; encore faut-il considérer cette détermination avec beaucoup de prudence car la confusion avec des altérites plus ou moins remaniées est largement possible.

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LES SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS

Le Briovérien de Bretagne centrale est une puissante série (vraisemblablement de plusieurs centaines de mètres) très largement méconnue en surface

et en profondeur en raison (1) de la mauvaise qualité des affleurements et (2) des variations des relations latérales et verticales entre les différents faciès (juxtaposition, empilement, chevauchements...). Les figures sédimentaires caractéristiques sont rares et ne sont bien exprimées que dans le faciès b1. Les traces fossiles, énigmatiques pour la plupart, sont soit assimilées à des terriers (*Montfortia*), soit à des traces de déplacement (*Amanlisia*, *Montfortia*...) et ne sont d'aucune utilité dans la caractérisation des milieux de vie. Une étude menée par R. Louvel (1988) sur les sédiments de « Néant-sur-Yvel » avait conduit à la conclusion que ces dépôts, immatures en texture et très matures en composition, étaient des turbidites (sans considération de bathymétrie) se mettant en place au pied d'une pente, de manière répétée, dans un bassin stable et marin, au débouché de canyons sub-aquatiques. Les analyses pétrographiques effectuées alors ont amené l'auteur à considérer une source de type « bloc continental » ou « orogène recyclé très mature » sans autre considération sur la localisation de la zone source.

Dans le reste des séries briovériennes (b2 et b3) les figures sédimentaires sont représentées par des lamines subparallèles et subplanes, de rares rides de courant et quelques granoclassements dans les bancs plus gréseux. Sur la feuille Montfort-sur-Meu dans des faciès bG (pouvant être comparés à b2G) ont été décrites des figures rappelant des HCS (Hummocky Cross Stratifications). Ces figures témoignent de l'influence des vagues de tempêtes et donc de milieux peu profonds (limite d'action des vagues de tempête : 120 m). D'un autre côté, l'immaturité de texture des séries gréseuses s'accorde assez mal avec des roches formées dans un environnement de faible bathymétrie par vannage des particules les plus fines. On aboutit ici à une certaine contradiction qui se retrouve au niveau des interprétations antérieures. Ainsi, sur la feuille Montfort-sur-Meu (Thomas et al., 2000), les dépôts des séries briovériennes sont considérés comme des séquences liées à la progradation rythmique d'un front de delta situé en grande partie au-dessus de la limite d'action des vagues, les termes silteux ou gréseux correspondant au degré d'éloignement par rapport à la source. Herrouin et al. (1990), à partir de faciès tout à fait équivalents à ceux de type b2 ou b3, aboutissent à la conclusion que les sédiments briovériens pourraient être des turbidites distales, avec un éloignement important des sources d'alimentation.

L'étude pétrographique et les analyses morphoscopiques des conglomérats de type Gourin (Philippot et Chauvel, 1957) a montré que les galets ont été façonnés dans un environnement fluvio-deltaïque. L'apparition de faciès conglomératiques à éléments bien roulés au sein d'une série en grande proportion silteuse, peut faire penser à des épandages deltaïques et conforter ainsi l'hypothèse du delta sous faible tranche d'eau. Ils peuvent aussi provenir d'une remobilisation ultérieure d'un matériel fluvial et se mettre en place de façon beaucoup plus distale, dans les chenaux des cônes de turbidites.

Enfin, sur la feuille Janzé, F. Trautmann et *al.* (1994) considère que la grosse majorité des dépôts briovériens traduit une sédimentation épicontinentale de plate-forme avec de nombreuses influences continentales. Sur cette même feuille des niveaux carbonatés et des niveaux gréseux dont le faciès quartzitique rappelle celui des Membres gréso-quartzitiques de la Formation du Grès armoricain apparaissent. Ces sédiments sont considérés (Chantraine et *al.*, 1988) comme les termes du Briovérien les plus élevés stratigraphiquement en Bretagne centrale.

Ainsi, malgré les disparités régionales ou locales, il est possible de construire une colonne lithostratigraphique du Briovérien de Bretagne centrale, et en particulier pour ce qui concerne la feuille Ploërmel. Les sédiments b1 constituent vraisemblablement les niveaux les plus anciens et sans doute les plus profonds. Ensuite se met en place une sédimentation très rythmique b2 faisant alterner argiles, silts et grès dans un contexte qui reste à définir. Il apparaît plausible qu'une grande partie de l'ensemble b3 soit postérieure à l'ensemble b2 ; ceci se traduisant par un accroissement très net de la maturité des sédiments avec raréfaction progressive des débris de phtanite et disparition des fragments de laves et par la mise en place de systèmes conglomératiques siliceux évolués (Conglomérats de Gourin). Les conditions de passage des faciès de type b2 aux faciès de type b3 sont encore inconnues mais ne semblent pas souvent forcément aussi tranchées que le laisse apparaître la carte. Ceci avait déjà été montré par J. Chantraine et *al.* (1980), qui admettaient que « la transition entre les deux unités, d'aspect assez brusque, est cependant progressive ». Pourtant, il subsiste des doutes quant aux rapports entre les deux unités : si la détermination lithologique a été effectuée de manière correcte lors des levés de cette carte, comment expliquer le voisinage des séries b1 et b3 dans les environs de Campénéac ? N'y a-t-il pas des endroits où les unités sont en contact anormal (ceci n'est jamais observé directement sur le terrain : pas d'anomalies particulières dans les deux séries par rapport aux faciès plus éloignés du contact), ce qui suppose un épisode de déformation entre soit le dépôt de b1 et le dépôt de b3 soit entre le dépôt de b2 et le dépôt de b3 ?

Enfin, et non représentés sur cette carte, les sédiments gréseux calcaireux (Trautmann et *al.*, 1994) et les sédiments très évolués de type quartzites marquent vraisemblablement le sommet du Briovérien de Bretagne centrale (il ne s'agit pas forcément du sommet du Briovérien).

LE BASSIN BRIOVÉRIEN : CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

C. Le Corre (1978, p. 22), considère que les phtanites et les schistes ayant une texture métamorphique (schistosité ou foliation) incluse dans les conglomérats ont déjà participé à un cycle orogénique. Il invoque pour

l'origine de la sédimentation du Protérozoïque supérieur un démantèlement rapide et une érosion profonde du socle (niveau d'érosion dans le domaine de la schistosité) d'une chaîne plus ancienne, plissée et métamorphisée et non seulement le décapage d'une cordelière précoce. Pour l'auteur, il ne s'agit pas d'un flysch (ce qui suppose une tectonique synsédimentaire) mais plutôt d'une molasse (dépôts anorogéniques ou en fin de tectogenèse). Cependant, ces deux termes sont aujourd'hui employés implicitement pour caractériser des dépôts de bassin d'avant-pays ou des zones de piémont des chaînes de collision ou d'accrétion, donc dans des contextes géodynamiques plutôt de nature compressive. Il convient de reconsidérer cette interprétation depuis que des volcanites d'affinité tholéitique ont été mises en évidence, interstratifiées dans des dépôts briovériens localisés près du dôme cristallin de Plouguenast (Saunier et Chauvel, 1986). Les dépôts ont donc pu s'effectuer selon une séquence de comblement d'un bassin en domaine continental plus ou moins aminci et sans doute instable.

LES SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES

Jusqu'à récemment, les dépôts des séries de base du Paléozoïque étaient considérés comme des produits de démantèlement de reliefs peu accentués ; les variations locales dans l'épaisseur des séries étaient considérées comme la conséquence de l'existence de « paléo-creux » progressivement comblés. Or les développements récents en matière de connaissance des environnements de dépôts incitent à penser que ces sédiments pourraient être des dépôts de beaucoup plus haute énergie, se mettant en place dans des cônes alluviaux du type anastomosé (« braided alluvial fans » in A.D. Miall, 1996). Pour cette période, les modèles récents (Ballard et al., 1986) proposent une instabilité du socle médio-armoricain, avec une dynamique en extension qui structure de grands blocs basculés. Dans cette hypothèse, les séries rouges pourraient se déposer au droit des failles normales, le matériel provenant alors de la destruction de reliefs créés par cette tectonique.

Au Sud de Rennes, J.-J. Chauvel et J. Deunff (1970) recensent *Eremochitina baculata brevis* au sommet du Grès armoricain inférieur ce qui lui confère donc un âge Arénig moyen (Paris et al., 1982). Les séries rouges sous-jacentes ont ainsi un âge au moins anté-Arénig moyen. Ceci est confirmé par des mesures de datations sur les émissions volcaniques de la Formation de Marsac (486 ± 28 Ma ; Guerrot et al., 1992), plus ou moins synchrones de la sédimentation des séries paléozoïques initiales. Aux dépôts de cônes alluviaux succèdent progressivement les dépôts de sédiments arénacés matures qui inaugurent une longue période de stabilité sur la plateforme continentale de Bretagne centrale. L'étude des associations de faciès, des figures sédimentaires et des associations fauniques (Chauvel, 1968 ; Robardet, 1981 ; Régault, 1981 ; Durand, 1984 ; Vannier, 1986) montre que

cette plate-forme est peu profonde, soumise à l'influence des vagues (permanentes et tempêtes), et plus localement sensible aux marées et aux courants côtiers.

La sédimentation de la Formation de Traveusot, débute à l'Arénig moyen (Paris, 1981 ; Paris et Skevington, 1979). Les sédiments témoignent d'un environnement calme de plate-forme typique, franchement ouverte sur le domaine marin, d'un faible taux de subsidence associée à des variations eustatiques et d'une grande homogénéité verticale et latérale des faciès (Durand, 1984). Elle témoigne de l'approfondissement progressif de la plate-forme arénigienne.

L'ÉPISODE VOLCANIQUE ORDOVICIEN

Les formations volcaniques et volcanoclastiques observées sur la feuille Ploërmel sont les manifestations les plus septentrionales d'un volcanisme ordovicien dont les évidences sont beaucoup plus nombreuses au Sud-Est, sur la feuille Pipriac (Dadet et *al.*, 1995). Les formations volcaniques décrites sur la feuille Ploërmel sont à rattacher à la formation régionalement connue sous le nom de Formation de Marsac, composée d'un matériel effusif et pyroclastique. Sur la feuille Pipriac, la Formation de Marsac est toujours surmontée par la Formation des Grès armoricains et repose toujours au minimum sur le Briovérien, d'âge Protérozoïque terminal à Cambrien basal. Quant aux relations de cette Formation avec la Formation de Pont-Réan, les interprétations de terrain restent controversées. Ainsi, Y. Quété (1975) n'a jamais observé la formation de Marsac surmontant les séries initiales de l'Ordovicien. Pour cet auteur, l'épisode volcanique productif des laves dacitiques est antérieur à la sédimentation des premiers niveaux détritiques ordoviciens. Dadet et *al.* (1995) précisent en revanche que la Formation de Marsac peut reposer sur les séries rouges. Ceci semble confirmé par un sondage BRGM effectué en 1984, où les siltites rouges ainsi que les siltites briovériennes auraient été atteintes sous les laves. En combinant les deux interprétations, on peut envisager une mise en place plus ou moins synchrone de la Formation de Marsac (486 ± 28 Ma ; Guerrot et *al.*, 1992) et de la Formation de Pont-Réan (à ce titre, et comme le soulignait D. Buil, 1996, la Formation de Marsac deviendrait un Membre de la formation de Pont-Réan). L'analyse chimique effectuée sur une série d'échantillons (Buil, 1996) montre que ces laves se situent (Diagramme AFM) à la frontière des champs tholéïitique et calco-alcalin avec une légère affinité calco-alcaline. Ceci serait compatible avec une mise en place dans un domaine intra-continental en contexte extensif.

LE GRANITE DE LIZIO-LA VILLE DER

Le granite de Lizio-La Ville Der fait classiquement partie d'un ensemble de manifestations plutoniques dites « septentrionales » (ou ceinture nord) ; certaines sont affleurantes : Bignan, Guéhenno, Pontivy, Locronan, d'autres sont masquées : La Gacilly, Chateaubriand. Elles sont associées au fonctionnement de grands cisaillements crustaux lors de la tectonique hercynienne et forment un ensemble précoce où les datations Rb/Sr donnent un âge moyen de 340 Ma (338 ± 13 Ma pour le granite de Lizio). Ces granites forment des lobes dissymétriques et s'ancrent peu profondément (5 km). Les données sur le granite de Lizio, excepté dans sa partie méridionale (Gapais, 1989), sont peu nombreuses. Son type pétrologique correspond globalement à un monzogranite à deux micas et sa composition chimique le rapproche d'un granite peralumineux. Il est vraisemblable que ces plutons dérivent de la fusion partielle de sédiments (Granites de type S), sans doute protérozoïques, à des températures avoisinant 600-700°C sous des pressions proches de 6 Kb en bordure de plaque (Le Corre et al., 1991).

LES SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES

Le dépôt des « Sables rouges » est attribué dans la littérature (Milon, 1926, 1929 ; Milon et Lucas, 1935 ; Durand, 1960 ; Durand, 1962) à un épisode marin transgressif et ils seraient les « témoins de la dernière immersion du pays ». Aux alentours de Nort-sur-Erdre, sur des critères mal définis (façonnement de galets émoussé luisant, stratification oblique...), G. Denizot (1925) suivi par Wang Nai Liang (1951), proposaient cependant une origine fluviale pour une partie des dépôts et imaginait une paléogéographie avec de vastes cours d'eau méandrants sur une surface à relief peu accentué.

Cette proposition s'est vite heurtée à l'opposition d'un certain nombre d'auteurs (par exemple, S. Durand, 1960, p. 258-259) pour qui la présence de glauconie justifiait « pleinement » le caractère marin des dépôts.

Les développements récents dans la recherche des milieux de dépôts des « Sables rouges » et des paléogéographies associées (Guillocheau et al., 1998 ; Bonnet, 1998 ; Brault, 2002) conduisent aujourd'hui à admettre le caractère fluvial à estuarien de certains dépôts, dont ceux du Pouho. Les quantités de sédiments mis en jeu témoignent d'une érosion massive qui pourrait être reliée à un rajeunissement des reliefs consécutif à des manifestations tectoniques qui ne sont malheureusement pas ou peu documentées.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

STRUCTURES TECTONIQUES

Mégastructures

Le territoire de la feuille Ploërmel a été particulièrement étudié par C. Le Corre (1977 et 1978). C'est en effet sur l'Est de la feuille que se localisent les terminaisons périclinales des « synclinaux du Sud de Rennes », ou plus précisément la terminaison périclinale de l'Unité de Paimpont-Guichen.

Sur les feuilles de Bretagne centrale récemment publiées (Bain-de-Bretagne, Château-Gontier, Janzé, Montfort-sur-Meu), ou en cours de lever (Rennes, Vitré), la cartographie des différents faciès du Briovérien, met en évidence de grandes structures d'ordre hectométrique à kilométrique pouvant être assimilées à des plis, orientés N80-110. Sur la feuille Ploërmel, de telles structures ne peuvent être mises en évidence de façon immédiate. En revanche, la carte proposée par rassemblement de lithofaciès sensiblement équivalents permet le dessin de grandes bandes parallèles, orientées en moyenne N70-80. Cette structuration particulière met clairement en valeur la discordance cartographique des séries paléozoïques sur les séries antérieures. Une phase de structuration du Briovérien antérieure aux dépôts des séries rouges initiales est généralement admise (Le Corre, 1977 ; Plaine et *al.*, 1981 ; Dadet et *al.*, 1995) mais elle est très mal documentée en l'absence d'affleurements montrant les structures qui lui sont liées et qui sont surtout oblitérées par les structures liées à l'orogénèse hercynienne.

Microstructures

– **Stratifications.** Dans les sédiments briovériens, la stratification est généralement facile à observer dans toute la partie est de la feuille et au niveau du synclinal de Réminiac, excepté quelques fois dans les niveaux d'argilites fines. Cela a été une des raisons essentielles du choix du tracé lors de l'établissement de la « coupe Sérent » (Chantraine et *al.*, 1988). Les mesures deviennent par contre beaucoup plus difficiles à réaliser à l'Ouest de Ploërmel, compte tenu du recouvrement par les altérites. Dans les séries rouges, et notamment dans les siltites, la stratification n'est pas facilement observable à l'échelle de l'affleurement car elle n'est marquée que par des joints discrets ou des variations granulométriques faibles. En revanche, l'observation à une échelle un peu plus vaste permet une meilleure appréciation des directions et des pendages souvent faibles. Dans la Formation du Grès armoricain, la mesure des stratifications sur la feuille Ploërmel, n'est possible qu'en quelques localités du synclinal de Réminiac. Au niveau de la forêt de Paimpont, le socle est généralement beaucoup trop gélifracé ou altéré. À cet handicap s'ajoute celui d'un couvert végétal

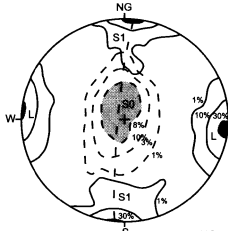
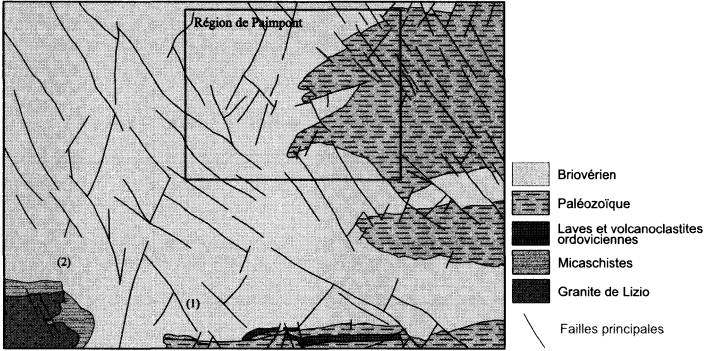


Fig. 8a - Stéréogramme synthétique du paléozoïque dans la région de Paimpont (voir encadré).

S0 : Stratification; S1 : Schistosité régionale; Ls/so : linéation d'intersection. Contours en % dans 1% de surface

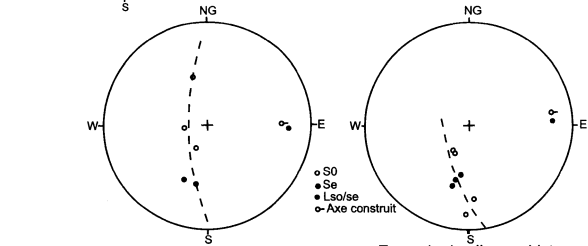


Fig.8b - Exemple de pli synschisteux déversé dans le secteur sud près de Ploërmel (1).

Exemple de pli synschisteux déversé dans le secteur sud près de Guillac (2).

S0 : stratification; Se : schistosité, Lso/se : linéation d'intersection S0/Se

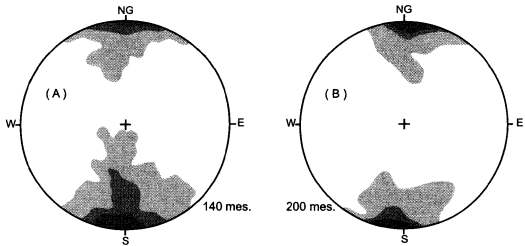


Fig.8c - Stéréogrammes comparatifs de la schistosité dans le Briovérien (A) et dans le Paléozoïque (B) de la région de Paimpont.

Contours : 0.5, 5 et 10% des mesures dans 1% de surface

Fig. 8 - Éléments structuraux du Briovérien et du Paléozoïque (d'après C. Le Corre, 1978)

forestier et arbustif dense et surtout celui d'une interdiction formelle d'accès de certaines zones (réceptacle de tir) par les autorités militaires.

Les mesures de stratifications montrent une dispersion importante aussi bien pour les directions que pour les pendages mais restent cohérentes entre-elles au sein d'une même « bande », excepté quelques anomalies locales pouvant être attribuées vraisemblablement à des rotations liées au fonctionnement de petites fractures.

La terminaison synclinale des séries paléozoïques (fig. 8a) est parfaitement bien marquée. Les stratifications dessinent un pli de longueur d'onde kilométrique dont l'axe pente faiblement vers l'est. Les flancs sont très peu resserrés, les pendages mesurés ne dépassant pas 25°. Au-dessus des séries rouges, le Grès armoricain forme une sorte de structure tabulaire qui n'est qu'apparente. En effet, non loin de Paimpont, sur la feuille Guer (non levée en 2002), une vaste carrière aujourd'hui abandonnée, ouverte dans le Grès armoricain, montre des pendages beaucoup plus importants, de l'ordre de 40 à 50° vers le Nord. Cette disposition de l'ensemble n'est vraisemblablement ici pas une disposition originelle liée au plissement hercynien, mais provient plutôt de la désorganisation créée par le passage de grands accidents orientés N150-160 qui s'expriment particulièrement bien dans ce secteur et dont le jeu récent a permis la préservation des sédiments cénozoïques.

Les stratifications mesurées dans les séries briovériennes montrent elles aussi des variations importantes à l'échelle de la carte (ann. 3). Dans l'unité nord, constituée des faciès b2 et b1, les directions de stratifications s'agencent autour d'une direction moyenne N70-80. Les pendages, alternativement nord ou sud, sont relativement forts, de l'ordre de 60 à 80°. Ces pendages laissent présager de l'existence de plis à flancs accusés, notamment au Nord de Loyal. Il est à noter que les pendages des stratifications dans les faciès regroupés en b1 sont toujours plus faibles que ceux mesurés dans les faciès regroupés en b2 et dépassent rarement 50°, alternativement nord ou sud.

Dans l'unité sud (faciès b3), les stratifications ne suivent pas partout la direction N70-80 mentionnée plus haut. À l'Ouest de la carte, les directions oscillent autour d'une direction moyenne N100. Les pendages sont généralement du même ordre que ceux de l'unité précédente, excepté au niveau des Rochers de la Ville-Bouquet où les conglomérats de type Gourin, et les grès associés, présentent des pendages subverticaux. Les plis métriques ou plurimétriques sont nombreux (fig. 8b) et généralement déversés vers le Sud. À l'Est de la carte, au-delà du réseau de faille N150-160, les stratifications retrouvent une direction moyenne N70-80 et les plis deviennent rares.

L'ensemble de Réminiach se présente comme un synclinorium aujourd'hui en relief du fait de l'érosion plus marquée des terrains briovériens (inversion de relief). Les études antérieures (Quété, 1975 ; Plaine et *al.*, 1981) ont montré que les couches avaient eu, en fonction de leur rhéologie et de leur nature sédimentaire, des réponses au plissement différentes avec développement de nombreuses disharmonies.

– **Schistosité.** Sur l'ensemble de la feuille, la schistosité, quelles que soient les formations considérées excepté pour la Formation du Grès armoricain, est toujours bien exprimée et les mesures ne posent pas de problèmes majeurs. Sur le terrain, il n'existe a priori qu'une seule schistosité (S1) oblique sur la stratification (fig. 8c). Une schistosité de crénulation (S2) tardive (raccourcissement vertical en relation avec la fin de la mise en place diapirique des granites hercyniens ou en relation avec le fonctionnement du cisaillement sud-armoricain), mentionnée plus au Sud, ou sur d'autres feuilles de Bretagne centrale, ne s'exprime pas ici (limite nord de la zone dessinée par C. Le Corre (1978 ; fig. 61, p. 130). Dans le Briovérien, l'intensité de la schistosité est variable, comme le soulignait déjà J. Chantraine et *al.* (1988). Au Sud de Ploërmel, il s'agit le plus souvent d'une schistosité de type flux (pouvant aller jusqu'à une schistosité de type flux ardoisier), alors qu'au Nord de Ploërmel, il s'agit le plus souvent d'une schistosité de fracture avec localement début de recristallisation. La zone de Néant-sur-Yvel constitue une anomalie dans cette répartition. La schistosité y est peu ou pas développée, ceci pouvant correspondre à une zone neutre liée à une fermeture périsynclinale (Le Corre, 1978). Sur l'ensemble de la feuille, les directions de schistosité sont généralement concentrées statistiquement autour d'une direction N110, cette direction ne variant pas lorsque l'on passe du Briovérien au Paléozoïque.

Pour le Briovérien, l'analyse conjointe des directions et des pendages de schistosité et de stratification permet de dégager de grands ensembles structuraux ; cette différenciation étant une des caractéristiques employées lors du levé de la « coupe Sérent » pour définir une Unité nord et une Unité sud. Au Nord de la région de Loyat, les plis synschisteux sont en moyenne symétriques, peu accentués et à plan axial proche de la verticale. Au Sud de Ploërmel en revanche, le style de plis évolue vers des plis synschisteux accentués, le plus souvent dissymétriques et localement déversés vers le Sud. Le flanc normal est généralement peu penté vers le Nord (de l'ordre de 45 à 50°) alors que les flancs inverses sont souvent subverticaux. Entre les deux domaines, les plis sont beaucoup plus souples, ceci se traduisant par une ondulation peu accentuée des couches sédimentaires. Au sein de cet ensemble (ville de Ploërmel, par exemple), il n'est cependant pas rare d'observer des plis droits métriques ou même de petites structures plurimétriques déversées vers le Sud.

La déformation synchisteuse majeure qui affecte ainsi l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques représentés sur la feuille Ploërmel est liée à l'orogénèse hercynienne. Les structures tectoniques ont pu être interprétées comme le résultat d'un cisaillement dextre entre le cisaillement sud-armoricain et le cisaillement nord-armoricain qui délimitent le domaine centre-armoricain (Gapais et Le Corre, 1980).

– **Failles.** Les failles principales ne sont jamais visibles sur le terrain. L'étude du modèle numérique de terrain en ombrage artificiel s'est avéré nécessaire pour localiser des linéaments majeurs dont la présence a ensuite généralement été confirmée sur le terrain (décalage de faciès, variation de la direction de la stratification, abondance de quartz filonien, etc.) ; certains d'entre eux ont été validés par l'interprétation des levés de géophysique aéroportée (fig. 9a, hors-texte).

Les failles principales sont orientées N140-N160. Elles font partie de l'ensemble Quessoy – Nort-sur-Erdre et constituent les structures cassantes majeures qui ont été réactivées à plusieurs reprises, notamment au Cénozoïque. Les rejets (polyphasés) ne peuvent être estimés sur la feuille Ploërmel, mais sur les feuilles Pipriac et Bain-de-Bretagne au Sud-Est, ils ont été estimés à plusieurs centaines de mètres sur les failles qui ont contrôlé le dépôt puis la préservation des sédiments tertiaires. Il est à noter que la direction N150-160 semble s'infléchir au Sud-Est de la carte, aux abords du synclinal de Réminiach, dans une direction proche de N120. L'interprétation des levés géophysiques (voir plus loin) semble aussi montrer la présence de discontinuités (notamment en aéromagnétisme) orientées N110-120. La cause de cette virgation dans la direction des failles majeures n'est pas déterminée. Le système N150-160 est accompagné d'un système conjugué orienté N40-60, de rejet beaucoup moins important (100 à 200 m) et qui a joué, pour la plupart des accidents, en décrochement senestre. Ce système de failles N150-160 est l'expression d'une tectonique en extension qui s'est manifestée vraisemblablement après le Silurien inférieur mais avant la schistogénèse (Dadet et *al.*, 1995). Elles ont été réactivées en contexte extensif vraisemblablement au Permo-Trias (étalement gravitaire de la chaîne hercynienne ?) et au Cénozoïque (Éocène supérieur, Oligocène) lors de l'ouverture du Rift Ouest-européen. L'importance de la participation de ces failles lors de l'ouverture de l'Atlantique et du golfe de Gascogne n'est pas connue.

– **Fractures et diaclases.** Bien que vraisemblablement omniprésentes dans toutes les formations, les zones de fractures (stries, plan de glissement, recristallisations) n'ont été que rarement observées sur le secteur cartographié, excepté dans les séries paléozoïques. Les familles de diaclases possèdent généralement des orientations identiques à celles des failles

dominantes. Les pendages sont toujours subverticaux et les rejets faibles (quelques décimètres, au plus).

MÉTAMORPHISME

L'ensemble des formations, tant briovériennes que paléozoïques, se situent dans un domaine métamorphique épizonal à paragenèses « quartz + chlorite + illite ». Le métamorphisme principal lié à l'orogénèse hercynienne n'a pas fait l'objet, sur la carte Ploërmel, d'étude particulière. Nous reprendrons rapidement les données existantes (Le Corre, 1975, 1978) le plus souvent utilisées dans différentes notices de cartes géologiques à 1/50 000 (Pipriac, Bain de Bretagne, Malestroit).

– **Indice de cristallinité des micas néoformés (synschisteux).** Il existe, dans la région du Sud de Rennes, une discontinuité majeure dans la cristallinité des micas dioctraédriques (illite, phengite, muscovite) néoformés entre les formations briovériennes et les formations paléozoïques. Dans l'ensemble, les terrains briovériens montrent des indices (3-5) qui permettent de les situer dans l'épizone alors que les indices obtenus pour les formations paléozoïques (notamment pour la Formation de Traveusot) attestent de conditions métamorphiques plus faibles à épizonales. Comme pour la schistosité, la carte d'isocristallinité des micas établie par C. Le Corre montre un gradient N-S. Dans le Sud de la feuille Ploërmel, les indices sont équivalents pour le Briovérien et pour le Paléozoïque.

– **Chloritoïdes néoformés.** Les résultats obtenus sur la cristallinité des micas se confirment lors de l'étude de la présence de chloritoïde néoformé (chloritoïde synschisteux). La carte de répartition présentée par C. Le Corre (1978) montre encore clairement un gradient N-S. Certains des minéraux les plus précoces peuvent présenter des traces de déformation, torsion ou rupture. Ils sont contournés par la schistosité alors que d'autres individus montrent clairement leur postériorité par rapport à une schistosité qu'il fossilise. Sur la carte Ploërmel, les terrains situés à l'Ouest du synclinal de Réminiac apparaissent avoir été sujets à la formation de chloritoïdes nettement sécants sur la schistosité (chloritoïde post-schisteux) alors que les autres secteurs en sont totalement dépourvus. Cette répartition, déjà signalée par Y. Quété (1975), semble pouvoir être expliquée par une influence thermique directe du granite de Lizio, et donc comme un métamorphisme de contact *s.s.* Dans les sédiments briovériens métamorphisés autour du granite de Lizio, il est localement possible d'observer des fantômes d'andalousite dont la présence est, comme celle du chloritoïde post-schisteux, nettement liée à l'intrusion plutonique.

L'ensemble de ces données conduisent à imaginer un métamorphisme de basse pression lié à la montée syntectonique des leucogranites hercyniens.

Il en découle un gradient N-S avec quelques anomalies locales lorsque les lobes granitiques remontent très haut au Nord (ce qui est le cas ici avec le métamorphisme à chloritoïde lié au granite de Lizio).

APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE

Une campagne de levés de géophysique aéroportée conduite par le BRGM, à la demande du Ministère de l'Industrie, a été réalisée dans le courant de l'année 1998. L'un des objectifs de cette campagne était la reconnaissance de l'organisation des systèmes de failles et de fractures profondes, qui ont un rôle prépondérant, sinon essentiel, dans la retenue et la canalisation des eaux souterraines profondes. Deux types de levés ont été ainsi réalisés : des levés aéromagnétiques et des levés spectrométriques (teneurs en thorium, uranium et concentrations en potassium).

Levés aéromagnétiques

La représentation (fig. 10a) du gradient vertical réduit au pôle (dérivée première du champ magnétique) et de ce même gradient (fig. 10b) avec filtrage des directions nord-sud, en échelle logarithmique, montre (Debéglija et Perrin, 2000) trois familles de discontinuités :

- une famille de discontinuités N160 bien représentées qui se superposent avec les accidents de la carte géologique. Cette famille de discontinuités magnétiques, occupant un étroit faisceau de quelques 10 à 15 kilomètres de large (si l'on excepte les manifestations de la forêt de Paimpont), marque le passage entre un domaine ouest où les anomalies magnétiques sont fortes et un domaine est où les anomalies magnétiques sont beaucoup plus faibles. Selon les auteurs, le socle magnétique serait ainsi superficiel à l'Ouest alors qu'il s'approfondirait à l'Est. Cette méthode pourrait permettre à terme d'obtenir des informations sur les quantités de rejets sur chaque segment ainsi défini et de calculer un rejet régional moyen pour la faille ;
- une famille N110 (localement N80 à Est-Ouest) bien connue régionalement (direction du cisaillement sud-armoricain). Cette famille N110 s'observe au Sud de la feuille et localement au niveau de Ploërmel. Sur la carte géologique, de telles directions n'apparaissent que rarement en surface (excepté au niveau du synclinal de Réminiac). On peut se demander alors s'il n'y a pas ici un lien avec la nette virgation des failles N140-N150 au Nord du synclinal de Réminiac ;
- une famille interprétée comme un système de dykes magnétiques orientés N30 à N50, recoupant les structures géologiques connues, et qui ne semble pas se manifester en surface.

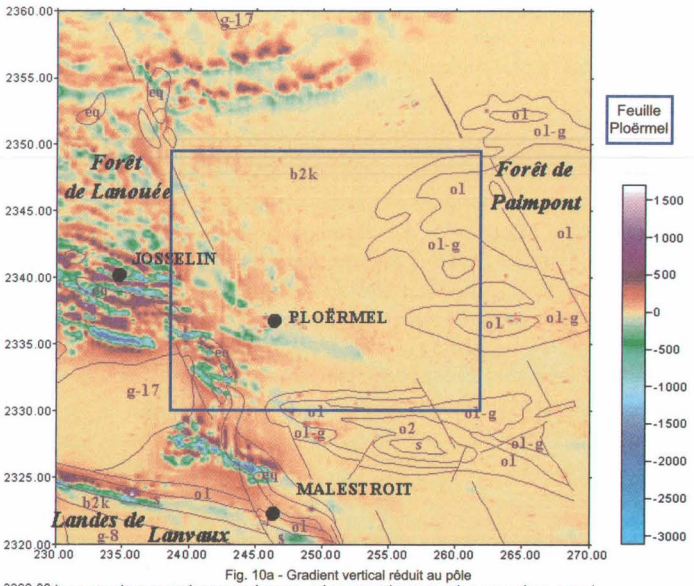


Fig. 10a - Gradient vertical réduit au pôle

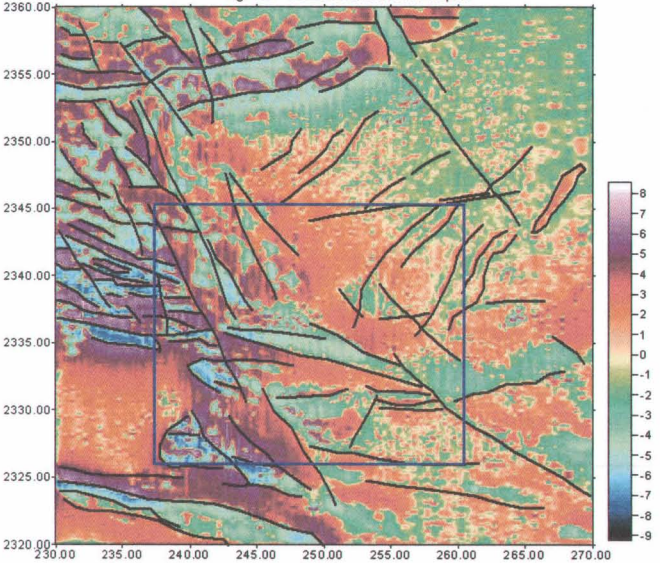


Fig. 10b - Gradient vertical réduit au pôle et filtré des directions nord-sud et représenté avec une échelle de couleur logarithmique. En noir, superposition des principales discontinuités et des dykes magnétiques

Fig. 10 - Géophysique aéroportée : données de la spectrométrie
(N. Debégliat et J. Perrin, 2000)

Les contours géologiques sont ceux de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 avec b2k :
Briovérien supérieur à Cambrien ; O1-g : Formation du Grès armoricain ;
O1 : Ordovicien inférieur et moyen, O2 = Ordovicien supérieur, S : Silurien ; g17 :
Granites hercyniens ; g8 : Granites ordoviciens ; eq : Éocène à Quaternaire

Levés spectrométriques

L'étude des données radiométriques (comptage total résiduel) montre (fig. 10b) que les orientations des discontinuités spectrométriques sont les mêmes que celles des discontinuités radiométriques. On retrouve ainsi :

- une famille N160 bien marquée en forêt de Paimpont et corrélée avec des accidents reconnus mais beaucoup moins marquée au niveau du faisceau de failles Quessoy–Nort-sur-Erdre ;
- une famille N110-120 nettement différenciée au Sud de Ploërmel ;
- une famille N30-50 qui s'exprime beaucoup plus mal. Une des explications tient vraisemblablement au fait que les structures magnétiques responsables de cette orientation ne sont pas affleurantes.

On peut noter que ni les levés radiométriques, ni les levés spectrométriques, ne montrent de discontinuités majeures entre un Briovérien b2 et un Briovérien b3. Ceci laisse supposer que, d'une part, les deux unités ne sont vraisemblablement pas séparées par un accident majeur, et que d'autre part, les deux unités ne sont pas séparables en terme de radiométrie.

L'étude des cartes spectrométriques est susceptible de mettre en évidence des différenciations minéralogiques qui seraient difficilement perceptibles en dehors d'analyses géochimiques répétées. Chaque élément peut être regardé séparément mais l'analyse des rapports de ces éléments deux à deux (Potassium/Thorium, Uranium/Thorium...) permet de rendre compte du comportement de chaque élément par rapport à l'autre pris comme référence. Ainsi, la carte des teneurs équivalentes (ppm) en uranium (fig. 10c) montre une très nette zonation du granite de Lizio avec des teneurs beaucoup plus fortes en périphérie du pluton. On remarque aussi une forte anomalie positive centrée sur Ploërmel.

La carte des teneurs équivalentes en thorium (fig. 10d) montre quant à elle une zonation équivalente à celle de l'uranium mais moins prononcée, des variations de teneurs apparemment non corrélées à la lithologie du Briovérien et de très fortes teneurs pour les sédiments paléozoïques du synclinal de Réminiac, notamment en ce qui concerne la Formation de Traveusot.

L'étude de la répartition des concentrations en potassium (fig. 10e) montre de fortes concentrations sur le granite de Lizio mais sans zonation, des différenciations dans le Briovérien ou le Paléozoïque qui peuvent être exprimées comme des variations de lithologie ou du degré d'altération et une anomalie positive locale centrée sur Ploërmel comme pour l'uranium.

La mise en perspective des différentes interprétations (magnétisme, spectrométrie...) permet la conception d'un schéma structural géophysique.

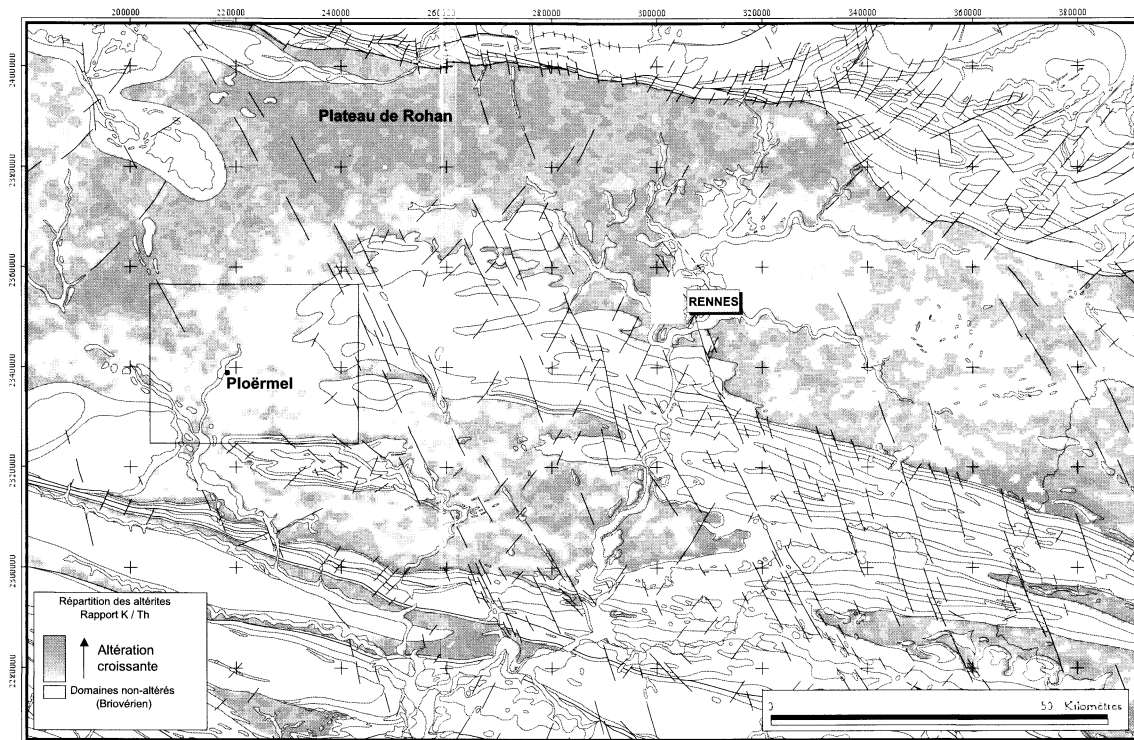


Fig. 11 - Géophysique aéroportée. Radiométrie spectrale du Massif armoricain. Évaluation de la répartition des altérites à partir du rapport Potassium/Thorium pour les métasédiments briovériens.

Dans le cadre du levé de la carte, ce schéma peut être un outil extrêmement important ; c'est le cas pour la feuille Ploërmel où les failles sont difficilement décelables...

L'étude du rapport entre ces différents éléments, et notamment du rapport K/Th, est aujourd'hui envisagée dans la détermination des domaines altérés. En effet, lors d'une altération (et à fortiori lors d'une altération de type latéritique comme il a pu se développer ici), le potassium est un élément susceptible d'être lessivé dès les premiers stades alors que le thorium est, vis-à-vis de l'altération, un élément beaucoup plus stable. Ainsi, au sein d'une même unité géologique (et pour des lithologies semblables), et en première approximation, plus le rapport K/Th est faible, plus grand est le degré d'altération. Cet exercice a été mené (fig. 11) sur la sédimentation rythmique de grès et de schistes du Briovérien de Bretagne centrale. Cette analyse montre que le Briovérien de la feuille Ploërmel est faiblement altéré (i.e. que les altérites ont été décapées) excepté certains secteurs que l'on met en évidence lors de la cartographie détaillée de terrain. Au Nord, en revanche, les feuilles Saint-Méen-le Grand et Montfort-sur-Meu montrent de grandes étendues altérées qui délimitent sommairement l'entité géographique connue sous le nom de Plateau de Rohan. Le territoire de la feuille Ploërmel a donc, au cours de l'évolution cénozoïque (postérieurement aux périodes latéritiques de l'Éocène (Estéoule-Choux, 1967)), une histoire différente de celle de domaines plus septentrionaux. Un des axes de recherche au BRGM et à l'Université de Rennes I, est la caractérisation des déformations locales (mouvements verticaux sur failles) ayant pu engendrer ces variations.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'histoire géologique anté-Protérozoïque supérieur n'est pas connue en Bretagne centrale et, en général, dans le domaine centre-armoricain. Les premières séries observées sont rapportées au Briovérien, défini classiquement comme l'ensemble des formations azoïques se situant sous la discordance du Paléozoïque régional rapportée à l'Arénig inférieur selon la nomenclature stratigraphique actuelle. Les sédiments constituant l'ensemble des séries briovériennes sont immatures en texture, mais généralement matures en composition. Le caractère rythmique de la sédimentation, avec des évidences de granoclassement, la présence locale de chenaux et d'intercalations conglomératiques, ainsi que l'absence de figures sédimentaires caractéristiques de vagues, conduisent à imaginer un environnement turbiditique de type pro-delta, de bathymétrie difficilement appréciable. Les sédiments proviendraient de la destruction avancée d'une chaîne (chaîne cadomienne s.s.) et l'axe d'alimentation pourrait avoir une direction NE-SW, comme le laisse envisager l'analyse des gradients de maturité des sédiments et d'apport de matériel d'origine volcanique dans tout

le centre Bretagne (Chantraine et *al.*, 1988). Les métavolcanites de Plougenast, dont la signature correspond à celle de tholéiites de contexte distensif intraplaque (Saunier et Chauvel, 1986), sont interstratifiées dans les séries du Briovérien supérieur. Dans un tel cas de figure, et si l'on suit le schéma des grands traits structuraux de la chaîne cadomienne proposé par J. Chantraine et *al.* (1988), il est vraisemblable que la sédimentation au Protérozoïque supérieur se soit déroulée dans un domaine intraplaque aminci au Sud de la chaîne cadomienne. Il est à noter que la disparition progressive du matériel conglomératique vers le Nord (feuilles Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes), en même temps qu'une décroissance de la granulométrie pourrait traduire une composante d'alimentation continentale résultant de l'érosion de reliefs situés au Sud du Massif armoricain.

L'histoire de la transition Protérozoïque supérieur (ou peut être Cambrien si certains terrains briovériens sont rattachés à cet âge) – Ordovicien inférieur reste mal connue en Bretagne centrale. Non loin de la feuille Ploërmel (feuille Guer), affleurent deux lentilles carbonatées connues régionalement sous les noms de Calcaire de Saint-Thurial et Calcaire des Rochelles (De Tromelin et Lebesconte, 1876 ; Barrois, 1895 ; Milon, 1928 ; Barrois et Pruvost, 1929). Dans la carrière des Rochelles, les calcaires oolitiques, très recristallisés, se situent très clairement sous les séries conglomératiques arénigiennes qui en remanient des fragments. La position stratigraphique de ces calcaires n'est pas connue, mais l'observation de la nature des contacts avec les séries briovériennes encaissantes conduit aujourd'hui à avancer l'hypothèse (Chantraine et *al.*, 1988) que ces lentilles représentent des olistolites provenant du démantèlement d'une plate-forme plus vaste qui aurait, ailleurs, complètement disparu en Bretagne centrale. Une plate-forme carbonatée d'âge Cambrien est connue en Basse-Normandie. Les calcaires de Saint-Thurial et des Rochelles pourraient donc être les seuls témoins (connus) d'une plate-forme cambrienne.

La discordance infra-paléozoïque peut avoir globalement deux interprétations. Soit, (1) postérieurement à leur dépôt et consolidation, les séries briovériennes subissent un épisode de déformation d'âge mal défini mais antérieur à l'Arénig inférieur, soit (2) il se développe, comme le laissent supposer les travaux plus récents (Ballard et *al.*, 1986 ; Brun et *al.*, 1991), une tectonique distensive synsédimentaire des premiers dépôts de l'Arénig. Les arguments en faveur de l'une ou l'autre des solutions sont de nature indirecte et non exclusifs. Ainsi, les travaux de cartographie les plus récents (feuilles Janzé, Montfort, Ploërmel) semblent mettre en évidence dans le Briovérien de grandes structures plicatives dont les axes sont décalés (entre 10 et 15° au maximum) par rapport à ceux des plis hectométriques affectant le Paléozoïque. À l'échelle de l'affleurement, il n'est pas rare d'observer un Briovérien plissé directement sous les séries ordoviciennes, plis localement tronqués par la surface de discordance. D'après les travaux de C. Le Corre

(1978), une déformation anté-hercynienne est généralement admise pour la Bretagne centrale. Elle est caractérisée par son âge au moins anté-transgression, par l'absence de schistosité associée et par son orientation plutôt subméridienne. Cette déformation est difficile à caractériser du fait surtout de l'oblitération des structures par la déformation synschisteuse (hercynienne), mais, par comparaison avec les séries briovériennes du Finistère (Darboux, 1973 ; Darboux et *al.*, 1975), C. Le Corre n'exclut pas que l'origine des plis observés ne soit pas purement tectonique mais résulte d'un glissement gravitaire d'une couverture meuble par rapport à un socle (slumps). L'hypothèse d'une tectonique arénigienne en blocs basculés, émise à partir de l'observation des angles de discordance entre Briovérien et séries rouges (Ballard et *al.*, 1986), rendrait compte de l'organisation discontinue et hétérogène des sédiments arénigiens qui correspondraient alors à des dépôts de cônes alluviaux se disposant sur les talus des failles actives. Aujourd'hui la configuration géométrique de ces blocs (et notamment la localisation des failles normales principales) dans le domaine centre-armoricain n'est cependant pas connue avec précision. L'existence de cet épisode est confirmée par la présence des laves rhyodacitiques de la Formation de Marsac dont les caractères s'accordent parfaitement avec ceux de laves émises lors d'un volcanisme effusif de contexte extensif.

Cette tectonique extensive semble s'amortir à l'Arénig moyen avec le dépôt de la Formation du Grès armoricain. Les forts écarts d'épaisseur observés (Formation très réduite sur le synclinal de Réminiack) pourraient alors traduire le jeu de blocs basculés, vraisemblablement diachrones, au sein du bassin paléozoïque. Ainsi, comme le suppose C. Noblet (1983), il est possible qu'une tectonique distensive ait perduré pendant le dépôt du Membre inférieur de la Formation du Grès armoricain. Elle aurait favorisé une répartition hétérogène en épaisseur alors que les subsidences différentielles induites par cette tectonique s'estompent pendant le dépôt du Membre du Congrier, puis disparaît au moment de la sédimentation du Membre supérieur de la formation du Grès armoricain. Les dépôts gréseux matures du Grès armoricain assurent alors une transition vers une plate-forme épicontinentale stable qui s'installe avec la Formation de Traveusot (Arénig-Caradoc).

Les sédiments siluro-ordoviciens et dévoniens ne sont pas représentés sur la feuille Ploërmel mais affleurent, juste au Sud, sur les feuilles Malestroit et Pipriac. Ces formations sont bien connues en général dans les synclinaux du Sud de Rennes où elles correspondent à des dépôts marins de plate-forme stable.

Les structures majeures du domaine centre armoricain se forment à la fin de l'orogénèse hercynienne. Les événements varisques antérieurs et notamment la subduction d'une croûte océanique au Dévonien et l'épaississement crustal lié à une collision continentale (Dévono-

Carbonifère) ne s'expriment que dans le domaine sud-armoricain et n'ont que des échos très limités dans le domaine centre-armoricain. Dès la fin du Dévonien, et pendant le Carbonifère, l'histoire varisque est une histoire intracontinentale avec intense production de granites et granitoïdes. Les caractéristiques principales de la déformation correspondent à un raccourcissement globalement N-S, avec fonctionnement de grands cisaillements associés à la mise en place des leucogranites. La venue de ces derniers est syntectonique de la déformation principale qui structure conjointement le Briovérien et le Paléozoïque. Le granite de Lizio est un granite précoce (comme ceux de Guéhenno, Pontivy...) : sa mise en place se situe aux alentours de 340 Ma. En Bretagne centrale, la déformation synschisteuse s'accompagne d'un métamorphisme de faible grade.

Enfin, le granite de Lizio est traversé par un réseau de fractures N140-160, direction reconnue dans tout le Massif armoricain. Cette déformation cassante est postérieure aux grands cisaillements qu'elle décale de façon dextre. Il convient de rattacher les grands accidents qui parcourent la présente feuille du Nord-Ouest vers le Sud-Est à un ensemble beaucoup plus important débutant (actuellement) le long de la côte du Trégor et s'achevant au alentours de Nantes. Il est vraisemblable que ces failles ont été actives au Carbonifère supérieur comme en témoignent, ailleurs en Bretagne (feuille Quimper, Béchenec et *al.*, 1999), les sédiments d'âge stéphanien qui comblent ces pièges structuraux. L'hypothèse d'un fonctionnement précoce (Siluro-Dévonien) ne peut cependant être écartée. Toujours dans le Finistère, le long du système Kerforne (système de failles en relais tout à fait équivalent à celui de Quessoy-Nort-sur-Erdre), des filons basiques se mettent en place vers 200 Ma (Bellon et *al.*, 1985 et 1988). Les failles du centre-Bretagne (dont certaines sont accompagnées de filons de dolérites) pourraient, par comparaison, avoir joué au Permo-Trias.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

De par la rareté des témoins sédimentaires méso-cénozoïques en Bretagne centrale, la connaissance de l'évolution de la région après les événements hercyniens comporte encore de nombreuses lacunes, notamment en ce qui concerne l'évolution mésozoïque. La feuille Ploërmel, peut être plus encore qu'une autre en Bretagne centrale, est dépourvue (si l'on excepte le petit gisement éventuellement cuisien au Sud de Mohon), de tout sédiment anté-Pliocène et le recours aux observations effectuées sur les feuilles voisines et notamment sur la feuille Pipriac est nécessaire. Des études récentes (Thomas, 1999 ; Wyns et *al.*, 1999 ; Brault, 2002) sur l'évolution cénozoïque du Massif armoricain et des études antérieures réalisées sur ces bordures (Wyns, 1991a, 1996b ; Quesnel, 1997) conduisent à considérer le Massif armoricain comme un domaine émergé au moins au début du **Crétacé supérieur**. Une

déformation de grande longueur d'onde, qui peut être interprétée comme le résultat d'un flambage lithosphérique, induit par l'amorce de la convergence Afrique-Eurasie, et plus particulièrement des plaques Ibérie et Eurasie à la fin du Crétacé, va provoquer une surrection de l'ensemble du Massif armoricain (épaulements du rift de Gascogne, érosion de la couverture du socle). Dès la **fin du Crétacé** (fig. 12 hors-texte, stade 1), le domaine émergé va être soumis à des altérations supergènes massives sous des climats chauds, humides, très lessivants. Un épais manteau d'altérites, dont l'épaisseur a certainement pu dépasser 40 ou 50 m par endroits, va se développer, avec de courtes périodes d'interruption (fig. 12 hors-texte, stade 2) ou de début de destruction des profils (comme vraisemblablement au **Cuisien**). La position de la surface continentale, compte tenu (1) des niveaux marins moyens approximativement supérieurs de plus de 200 m par rapport au référentiel actuel et (2) de l'espace vertical nécessaire à l'enfoncement du profil d'altération, devait donc se situer aux alentours de +340 m (Brault, 2002). La phase de déformation paroxysmale est enregistrée dès la fin du Cuisien et au **Lutétien inférieur** (fig. 12 hors-texte, stade 3) par l'absence de dépôts marins sur les bordures du domaine émergé malgré de hauts niveaux marins. C'est aussi à cette période que se manifestent les premiers rejeux de failles N140-160 en décrochements dextres.

À partir du **Bartonien** (fig. 12 hors-texte, stade 4), les climats chauds et humides, très lessivants font place à des climats toujours chauds mais à périodes sèches plus prononcées. Dans les bassins, l'arrivée des eaux de drainage est réduite et le confinement est général. Cet assèchement du climat et le début de l'affaissement de la surface continentale se traduisent par l'apparition de silicifications. Les traces de ces silicifications ne sont plus présentes sur la feuille Ploërmel mais immédiatement au Nord, dans les environs de Ménéac sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, il est possible d'en observer de belles dalles préservées au sommet d'un petit plateau. Dès lors, le début de l'affaissement de la surface continentale est à mettre en parallèle avec les prémices de l'extension E-W qui affecte l'ensemble de l'Ouest de la plaque européenne. L'**Éocène terminal** (Priabonien?) est une période de changement d'équilibre qui se caractérise par la destruction des profils d'altération (fig. 12 hors-texte, stade 5) dont les matériaux (saproplites, silcrètes...) alimentent de nouvelles zones de subsidence articulées autour des grands faisceaux de failles N140-150. C'est le cas notamment dans le bassin de Rennes et plus près de la feuille Ploërmel, des petites accumulations préservées à Pipriac, Saint-Seglin, Lothuel et à Langon (feuille Pipriac). À l'**Oligocène inférieur**, l'arrivée de la mer (ennoyage le plus important depuis le début du Cénozoïque) jusqu'au centre du Massif armoricain, attestée par les niveaux marins carbonatés préservés dans le bassin de Rennes par exemple, ne peut s'expliquer uniquement par les hauts niveaux marins de l'Oligocène inférieur. Un approfondissement des aires subsidentes et en général un affaissement généralisé du bâti armoricain doivent être invoqués

pour expliquer l'étendue de la transgression Oligocène (non limitée sans doute aux zones subsidentes, bien que la géométrie des dépôts soit inconnue aujourd'hui). Cet affaissement est à mettre en relation avec la généralisation à l'ensemble du domaine ouest-européen de l'extension E-W à l'origine de la création du rift ouest-européen. À l'**Oligocène supérieur**, la mer se retire brusquement et ne subsiste alors que des régimes franchement lacustres. Le domaine centre-armoricain va rester alors un domaine émergé jusqu'au retour de la mer au Langhien-Serravalien (**Miocène inférieur**). Cette nouvelle invasion marine se traduit par une transgression majeure sur le Massif armoricain et le dépôt sur de vastes étendues (dont les reliques actuelles ne peuvent que sommairement rendre compte) des faluns (bien conservés dans l'accumulation du Quiou (feuille Caulnes) et dans le bassin de Rennes (feuilles Janzé et Rennes). L'affaissement envisagé dès l'**Éocène supérieur-terminal** n'a pas encore atteint vraisemblablement sa valeur maximale mais est vraisemblablement compris entre 150 et 200 m. L'érosion, sous un climat relativement aride est réduite. Les bas niveaux marins du **Tortonien**, couplés vraisemblablement à une tectonique qu'il est difficile de caractériser vont permettre de nouvelles incisions fluviales que la mer va envoyer à la **fin du Tortonien**. À terre, un réseau fluvial s'individualise (Sables rouges). Celui-ci draine les produits de démantèlement des reliefs nés d'une tectonique mal caractérisée mais probablement à rattacher à la compression alpine. Actuellement, l'ancienne géométrie de ce paléosystème de drainage, ainsi que la localisation des estuaires et en général de la ligne de rivage sont méconnues, mais les travaux de S. Bonnet (1998) et N. Brault (2002) permettent une première caractérisation sommaire de la paléogéographie du Massif armoricain à cette période.

Des études morphologiques récentes (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2002) ont montré que le relief actuel du Massif armoricain est un relief jeune et d'âge Pléistocène. Les vallées actuelles se surimposent à un réseau hydrographique antérieur (Mio-Pliocène). La formation de ce système est probablement contemporaine de l'initiation d'une déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde qui se traduit par des différentiels de surrection articulés autour des structures majeures N140-160, du cisaillement sud-armoricain et des failles en mer (« escarpement nord armoricain » par exemple). À l'échelle du Massif armoricain, S. Bonnet (1998) propose que la déformation du Massif armoricain, initiée au Pléistocène (fig. 12 hors-texte, stade 6), soit la conséquence d'un flambage lithosphérique (Massif armoricain en position d'antiforme) lié à la convergence entre Afrique et Eurasie.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Les sols de la région de Ploërmel sont suffisamment éloignés de la mer pour que son effet ne se manifeste que par une teneur très stable en sodium, apportée par les pluies chargées d'embruns marins ; dans l'ensemble les horizons pédologiques renferment : 0,1 cmol⁺/Kg (0,1 centimole⁺ par kilo de terre).

Deux facteurs dominent dans la typologie des sols : la nature de la roche-mère et la topographie. Du premier dérivent la granulométrie du sol et la perméabilité du substrat, alors que du second proviennent les mécanismes de circulation de l'eau pluviale en surface (donc possibilité d'érosion) et dans le sol (donc risque d'anoxie). La situation hydrique du sol se manifeste par les couleurs grises du fer réduit (Fe₂⁺) et la couleur rouille du fer réoxydé (Fe₃⁺) par de l'hydromorphie.

Sols des matériaux briovériens. Il s'agit essentiellement de matériaux schisteux tendres (ils se rayent aisément à l'ongle), dont la fragilité explique sa rapide altération en sol. Le passage de la roche-mère au sol s'effectue sur une dizaine de centimètres par fragmentation des plaquettes de schiste en petits éléments souvent aciculaires de quelques centimètres de long et disposés parallèlement les uns aux autres. Cette morphologie a pour conséquence une perméabilité importante et un drainage favorable du sol (globalement l'hydromorphie y est très rare). La granulométrie du sol dérive directement de celle du schiste. Elle correspond donc à un limon fin dominant le limon grossier : en conséquence, par mise en culture, la surface du sol présente très rapidement une croûte de battance si elle est laissée à nu pendant l'hiver : il y a alors ruissellement de l'eau pluviale en surface et érosion. Des mesures montrent que localement, les produits érodés peuvent atteindre 2 000 tonnes à l'hectare. Toutefois, même si le sol perd la moitié de son épaisseur travaillée, l'exploitant agricole n'a aucune difficulté à labourer directement la masse schisteuse et à la transformer en un matériau meuble qu'il qualifie immédiatement de « sol cultivé », mais qui ne contient plus que la moitié de la teneur en matières organiques antérieure à l'érosion. La lutte contre l'érosion des sols sur schistes n'est pas nouvelle puisque c'est uniquement dans cette zone que l'on trouve des parcelles agricoles disposées parallèlement aux courbes de niveau avec des haies dont la forme épouse la topographie (voir les photographies aériennes des années 1960 ou le cadastre d'avant le remembrement). Sur ces schistes, les sols vont de brunisols (sols bruns) minces et sains, essentiellement sur les pentes, à des néoluvisols (sols bruns faiblement lessivés) sains et atteignant rarement 120 cm d'épaisseur, sur les zones tabulaires. Les filons de quartz sont à l'origine des cailloux

anguleux de quartz laiteux qui jonchent les parcelles, mais ils ne sont jamais assez nombreux pour devenir une véritable gêne au travail du sol.

Les **zones gréseuses du Briovérien** présentent une granulométrie plus sableuse s'accompagnant de cailloux de grès, souvent émoussés, capables d'user le matériel agricole. Globalement ce sont les mêmes sols que sur les schistes, mais ils sont un peu plus séchants et résistent un peu mieux à l'érosion grâce à la rugosité des cailloux.

Les sols issus des **conglomérats de type Gourin** et des quelques grands filons de quartz sont souvent non cultivables vu la dureté du matériau : ils portent alors des landes sèches à bruyère cendrée et fétuque ovine sous des ajoncs. Malgré une végétation très acidiphile, les sols sont rarement des podzosols (podzols) car les sédiments schisteux qui les parsèment sont suffisamment riches en matières altérables pour freiner la podzolisation. Par contre ces poudingues et quartz, comme les schistes les plus érodés, portent fréquemment des rankosols (rankers) très riches en matières organiques, ceci car l'activité biologique ne peut la minéraliser compte tenu, soit de l'intense sécheresse du sol dès qu'arrive la période aride, soit de son engorgement (sans anoxie car la perméabilité du sol est excellente) dès qu'il pleut.

Sur les **siltites rouges**, la composition minéralogique est quasi exclusivement constituée de quartz cimentés par des sesquioxydes de fer ; ce qui rend l'altération en sol extrêmement lente. Les sols sont donc peu épais et l'imperméabilité de la roche empêche la pénétration verticale des eaux (sauf par le réseau de failles). Ainsi, tout le pourtour du massif de Paimpont présente un relief de pentes fortes, bordant des talwegs encaissés et localisés sur le réseau de failles. Sur ces pentes, la forêt est chétive ou remplacée par une lande sèche et le sol est constitué d'une association d'affleurements rocheux où le substrat est seulement caché par une couche de lichens (lithosols) et des sols minces, très riches en matières organiques (rankosols), mais différents de ceux issus des schistes briovériens, car ici la vitesse d'altération du substrat peut être considérée comme nulle à l'échelle humaine.

Avant d'atteindre la **Formation du Grès armoricain**, la pente s'atténue et des sols plus épais, de type brunisols, apparaissent. Ils sont de plus en plus marqués par l'hydromorphie en s'éloignant de l'exutoire des eaux pluviales constitué par les talwegs. La podzolisation est absente car la teneur en fer y est trop forte. Le grès armoricain est surtout constitué de bancs quartzitiques avec des intercalations schisteuses : plus la teneur en silice est forte et plus la pente est forte, plus le lessivage des bases contenues dans la roche-mère est facilité. Il en résulte que la podzolisation se rencontre assez fréquemment en forêt de Paimpont sur les pentes bordant les talwegs. Ceci est d'autant plus vrai que le versant est plus encaissé et qu'il s'éloigne d'une orientation au

Sud (la sécheresse relative des adrets provoque une remontée capillaire de la solution du sol et limite donc l'acidification).

Parfois, la topographie est assez pentue mais ne pas présenter de podzolisation, simplement parce que les schistes apportent trop de bases dans le sol : ce sont alors des alocrisols (sols bruns acides) et des brunisols (sols bruns). Dans ce cas le chêne ou le hêtre prospèrent mieux que lorsqu'il y a podzolisation... mais on peut se demander si la réserve en eau utile du sol n'est pas aussi meilleur vu la moindre teneur en cailloux des sols brunifiés par rapport aux podzols.

Sur les plateaux, qui constituent la plus grande partie des sols issus de la Formation du Grès armoricain, la pente très faible et surtout l'imperméabilité des bancs schisteux empêchent l'eau pluviale de s'évacuer ; il en résulte des sols peu lessivés et surtout très hydromorphes. Cette hydromorphie, liée à la faible teneur en fer du Grès armoricain, conduit à une importante dégradation des sols (la dégradation est une destruction des minéraux argileux due à un $\text{pH} < 5$ provoqué par la réoxydation du fer Fe_2^+ au printemps, lorsque se termine la période de stagnation de la nappe perchée hivernale). Ces sols plus ou moins dégradés portent généralement à leur surface un micropodzol typique des landes humides sous boisement artificiel de pins. Localement ces plateaux sont cultivés en formant des clairières au sein du massif forestier : ce sont les zones les plus schisteuses où le sol n'est qu'un néoluvisol hydromorphe (sols bruns faiblement lessivés hydromorphes), habituellement drainé dès la surface (mais parfois seulement au-delà de 50 cm de profondeur), et exploité en l'état. Ces sols sur Grès armoricains sont riches, mais uniquement parce que l'homme a su exploiter leur abondance en eau utile, et rajouter les éléments nutritifs qui faisaient défaut (engrais, amendements basiques et organiques).

Sur la **Formation de Traveusot**, la richesse en minéraux altérables est très favorable la formation d'un excellent sol agricole, mais la dureté naturelle de la roche rend sa transformation très lente : les affleurements rocheux y sont donc fréquents, avec leur mosaïque de rankers enrobant des pointements rocailloux couverts de lichens. Dès que l'érosion a été moins intense, le sol a une épaisseur fréquente de 30 à 50 cm ; c'est donc un brunisol typique avec une structure bien développée grâce à une teneur en argile nettement plus élevée que dans les sols issus des autres roches-mères (environ 25 % au lieu de 15 %) et facile à reconnaître par sa couleur brun foncé contrastant avec l'habituelle teinte beige claire ou la teinte pourprée des sols issus des siltites rouges (phénomène de lithochromie).

Sur les **granites**, la granulométrie est beaucoup plus grossière (parfois ce n'est même plus de sables, mais de graviers dont il faudrait parler), ce qui conduit à une très forte perméabilité entraînant une faible réserve en eau utile. Le sol est habituellement un brunisol d'une cinquantaine de centimètres

d'épaisseur, naturellement trop acide pour porter des blés (possible après amendement basique) et à utilisation surtout prairiale, mais à production quasi nulle en été. Localement, lorsque l'érosion a aminci le sol, la sécheresse devient encore plus limitante et la matière organique s'accumule donnant un rankosol.

Depuis le début du Tertiaire au moins, ces terrains ont subi des conditions climatiques tropicales humides qui ne peuvent conduire qu'à un ferralisol. L'érosion a bien sûr décapé ces paléosols mais il en reste souvent des traces, en particulier au cœur des plateaux peu soumis à l'érosion. Cette signature se traduit par une altérite koalinsée qui imperméabilise le sommet des matériaux géologiques. Il est par ailleurs fréquent d'observer que ces milieux ont une teneur en eau quasi stable tout au long de l'année. Très compactes, ces altérites sont mécaniquement impénétrables aux systèmes racinaires des végétaux (quelques racines de chêne passent par de petites fracturations de la masse ressemblant fort à des fentes en coin périglaciaires) et sont nulles quant à la nutrition minérale des plantes. Leurs couleurs qui vont du blanc au rouge sang, en passant par des gris et des ocre, reflètent les conditions d'hydromorphie.

Les formations pliocènes ainsi que les alluvions fluviales et leurs terrasses adjacentes sont principalement sableuses et perméables. Ces formations ont de plus supporté des climats à saison sèche marquée qui leur ont conféré une rubéfaction et un lessivage typique : conséquence d'un lessivage des argiles, l'hydromorphie peut exister lorsque des strates argileuses sont interstratifiées au sein du matériel sablo-caillouteux ; elle y sera d'autant plus marquée que le sol est plus ancien. Il s'agit donc de luvisols rubéfiés plus ou moins hydromorphes. Parfois lors du dépôt, ou si l'érosion a décapé les sables et concentré en surface les graviers et galets quartzeux, ces sols très grossiers et usants sont difficilement labourables et sans grande valeur agricole.

Les formations éoliennes qui donnent les excellents sols du bassin de Rennes ne forment ici qu'un film limoneux dont l'érosion constitue la masse principale des alluvions actuelles qui ne couvrent pas moins de 15 % de la surface réelle de la carte.

Les sols alimentés par l'érosion des pentes et des plateaux sont caractérisés d'abord :

– par une situation inondable, mais qui n'est pas forcément marquée par de l'hydromorphie. En effet, il suffit que la pente soit assez forte pour que le renouvellement rapide de l'eau apporte assez d'oxygène dissous à l'activité biologique et que celle-ci ne souffre pas d'anoxie et n'ait pas besoin de réduire le fer pour y trouver une source d'oxygène (notons que dans ce cas il est aussi très peu probable qu'il y ait la moindre dénitrification) ;

- par une teneur en matière organique élevée, due essentiellement au fait que les apports d'alluvions (comme de colluvions), particulièrement riches en humus et en argile, enfouissent la végétation présente au moment de l'inondation. Notons que les tourbes sont fréquentes dans les talwegs de la forêt de Paimpont, mais que dans les principales vallées, elles sont fréquentes masquées sous des alluvions récentes (post-wurmiennes) ;
- enfin par une nappe, plus ou moins permanente en fonction de la taille du bassin versant. En conséquence, l'alimentation hydrique des plantes ne pose aucun problème grâce à une remontée capillaire importante au sein des matériaux limoneux dominants. De plus, cette eau contient tous les éléments nutritifs excédentaires du bassin versant. Si cette eau s'écoule lentement, ce qui est le plus fréquent, une certaine dénitrification est assurée... mais loin de pouvoir à elle seule compenser les apports irréguliers. L'élément chimique le plus typique des alluvions et des colluvions est le magnésium qui se concentre dans les zones basses où s'accumulent l'argile et la matière organique.

Globalement les sols de la feuille Ploërmel sont agronomiquement assez favorables. Les effets les plus néfastes proviennent d'abord du manque d'épaisseur de certains sols et secondairement de leur pauvreté chimique naturelle... mais à cette dernière particularité, l'homme a souvent réagi par un excès d'apports d'éléments nutritifs, cause d'une pollution diffuse des eaux de la région.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères du socle

Les terrains de la feuille Ploërmel sont essentiellement des formations de socle. Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle.

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

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

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

Cette lenteur du transit de l'eau au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins dépendants des aléas climatiques, que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau. Par exemple, lorsque l'on mesure à un exutoire certains éléments chimiques comme les nitrates, les teneurs observées rendent compte des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Les dispositifs de captage

Les puits. Traditionnellement profonds de quelques mètres, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération du socle :

- soit l'ouvrage recoupe le toit de la nappe sur quelques mètres : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit il coiffe une émergence de source : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 8 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

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

Forages du socle – Résultats connus. On connaît la profondeur et le débit en fin de foration de 216 forages implantés sur le territoire de la feuille Ploërmel (Carn, 1990a, b) (annexe 3). La profondeur moyenne des ouvrages est de 58 m (valeurs extrêmes : 11 et 136 m) et le débit instantané moyen : 7,7 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 59 m³/h).

Sept groupes géologiques ont été définis sur la feuille Ploërmel (tabl. 5) :

Formation géologique	Numéro de groupe	Nombre de forages	Débit moyen m ³ /h	Profondeur moyenne en m
Schistes et grès briovériens	1	137	6,3	61,2
Schistes primaires	2	21	5,1	51,5
Schisto-grès primaires	3	41	15,4	54,9
Grès primaires	4	1	2	136
Micaschistes	5	7	3	44,1
Granite	6	9	4,8	36
Volcanisme	7	0	-	-

Tabl. 5 - Hydrogéologie : caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille Ploërmel.

- des formations sédimentaires d'âge briovérien (groupe 1) peu ou pas métamorphosées : des siltites, des alternances silto-gréseuses à grès dominants et des conglomérats. Les différents faciès (1, 2, 3) n'ont pas été distingués dans l'analyse statistique des résultats des forages ;
- des formations sédimentaires paléozoïques atteintes par le métamorphisme régional liées aux phases hercyniennes où ont été distinguées les schistes (groupe 2) avec les schistes de Traveusot et les siltites micacées pourpres de la Formation de Pont-Réan, les formations schisto-gréseuses (groupe 3) parmi lesquelles a été classée la formation du Grès armoricain en raison de la présence d'interlits argileux et les grès (groupe 4) comprenant les conglomérats et les grès de la Formation de Pont-Réan ;
- des micaschistes protérozoïques (groupe 5) ;
- des granites : le granite de Lizio-La Villelder (groupe 6) ;
- des formations volcaniques : les formations volcaniques de la Formation de Marsac (groupe 7).

Il n'y a aucun forage connu dans les roches volcaniques et un seul pour les grès (il n'est pas pris en compte dans les statistiques). Pour chaque groupe, les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées. Celles-ci sont significativement différentes d'un groupe à l'autre et évoluent entre 36 et 61 m de profondeur et entre 3 à 15,4 m³/h de débit, soit un rapport de 1 à 5.

Ce sont les formations schisto-gréseuses primaires (groupe 3) représentées essentiellement par les grès armoricains qui se distinguent par des résultats exceptionnels dans le contexte breton avec un débit moyen de 15,4 m³/h pour des profondeurs moyennes de l'ordre de 55 m. Ces excellentes valeurs sont liées aux nombreuses prospections réalisées pour l'eau potable dans le secteur de Paimpont qui ont mis en évidence des aquifères très productifs dans les grès.

Les schistes et grès briovériens (groupe 1), avec un débit moyen au minimum deux fois plus faible, viennent en seconde position avec 6,3 m³/h pour des forages légèrement plus profonds (en moyenne : 61 m).

Le débit moyen des schistes primaires (groupe 2) se situe autour de 5 m³/h pour des ouvrages d'une cinquantaine de mètres de profondeur.

Les résultats des granites (groupe 6) sont du même ordre de grandeur pour les débits, 4,8 m³/h, mais pour des ouvrages nettement moins profonds, 36 m seulement en moyenne.

Les micaschistes (groupe 5) se situent en dernière position avec 3 m³/h pour 44 m de profondeur en moyenne.

Les effectifs de ces deux derniers groupes sont vraisemblablement trop faibles pour que les résultats soient vraiment significatifs ; il ne faut les considérer qu'à titre indicatif.

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

L'alimentation en eau potable (AEP) de la feuille Ploërmel (351)

Le tableau 6 présente les captages AEP de la feuille Ploërmel. On y trouve des puits peu profonds sur les communes d'Augan, Beignon, Quily et Saint-Servant ; une prise d'eau importante sur Ploërmel et des forages sur les communes de Paimpont et de Monterrein.

Commune	Lieu-dit	Nature	Débits annuels (m ³)	NO ₃ moyen (mg/l)
Augan	Le Bois du Loup	Puits	100 000	4
Beignon	Moulinet	Puits		
Beignon	Bonne Fontaine	Puits		
Beignon	Juha	Puits		
Guillac	La Herbinaye	Prise d'eau sur l'Oust	Irrégulier (en secours pour Ploërmel)	
Monterrein	Kermer	3 forages	20 000	21
Paimpont	Lambrun	4 puits + 5 forages + 1 fontaine	420 000	2
Paimpont	La Villa Danet Le Pas du Houx Étang (irrégulier)	1 forage 1 forage Prise d'eau	405 410	20 < 5
Paimpont	Le Creux Cannée	1 forage 1 forage	410 890	12 10
Ploërmel	L'Étang au Duc	Prise d'eau	2 632 000	25
Quily	Blogo	Puits	10 000	22
Quily	Pouho	Puits		
Saint-Servan	L'Hôpital Robin	Puits	22 000	25

Tabl. 6 - Hydrogéologie : ouvrages d'alimentation en eau potable de la feuille Ploërmel.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales. Dans l'ensemble, l'eau distribuée est de bonne qualité, n'excédant pas en moyenne, 25 mg/l de nitrates. Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité ; elle le reste, sous réserve que les précautions élémentaires de protection soient prises lors de son exploitation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les règles de l'art puisse être imposé à toute réalisation de forage. Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 µS/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français. Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol. D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant la pyrite présente, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en

sous-sol est incertaine. Elle est probablement de l'ordre de plusieurs décennies, voire siècles. Quelle qu'en soit la durée, les phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol sont limités, ce qui impose de continuer à lutter contre les causes des pollutions, en prenant en compte le délai nécessaire pour observer un résultat. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas. Le fer entraîne uniquement des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates. La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que dans d'autres (granites en général).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Excepté pour la carrière de la Lande de la Troche, localisée à l'Est de Tréhorentec, l'exploitation de l'ensemble des carrières situées sur le domaine couvert par la feuille Ploërmel est aujourd'hui abandonnée.

Ardoises

Les carrières les plus connues de ce secteur sont les anciennes ardoisières de Cô. L'exploitation souterraine et mécanisée des schistes ardoisiers débute en 1927 par le creusement d'un puits principal de 118 m de profondeur. Le site occupe les vestiges d'anciennes exploitations « à découvert » remontant pour certaines d'entre-elles à plusieurs centaines d'années. De 1906 à 1926, l'exploitation se faisait à ciel ouvert selon un puits en forme de bouteille. En 1909, l'orifice mesurait 7 à 8 m d'ouverture, et à 10 m de profondeur, la section était de 28 ~ 30 m. Sa profondeur atteignait alors 125 m. En 1927, cinq chambres sont ouvertes (trois Ouest et deux Est) au niveau -17,74 m ainsi qu'un travers-banc et une recherche en long au Nord du puits, mais le chantier est abandonné. En 1948, un petit puits est creusé à l'Est du premier jusqu'au niveau +65,60 m et une chambre est ouverte à proximité de celui-ci. Pendant la même période, des recherches sont entreprises vers l'Est au même niveau. Peu de temps après, le puits n° 1 est dénoyé et l'exploitation des chambres 1- et 2-Ouest, 1- et 2-Est est entreprise. Cette exploitation se fait en bancs montants sur déblais à partir du niveau 1. Au troisième niveau, la chambre 3-Ouest est abandonnée en raison de la proximité du fond n° 2 et d'une baisse de qualité des pierres. Un quatrième niveau (-71 m) est atteint en 1965 et les chambres 3- et 4-Est sont ouvertes. La Chambre 4-Est sera abandonnée après l'abattage de quelques bancs en raison de la fracturation. Un travers-banc de recherche est percé sur 25 m vers le Nord, à partir de la collectrice. Un autre travers-banc oblique part de la recette du puits vers le

Sud et est arrêté à une dizaine de mètres au Sud de la chambre 1-Ouest. L'ouverture d'une chambre 5-Est est tentée mais n'aboutit pas. En 1971, le niveau 5 est atteint et une chute de voûte interrompt l'exploitation. L'arrêt définitif de l'exploitation interviendra en 1980 et la S.A. des Ardoisières d'Angers renoncera à l'autorisation d'exploiter en 1985.

La carrière souterraine de Côté se situe dans une bande ardoisière d'environ 300 m de large. Le gisement proprement dit correspondait à une « veine » ardoisière homogène de 20 m de large. La composition des « Schistes de Côté » est relativement constante : quartz en grains détritiques inférieurs à 45 µ ; micas blancs en paillettes fines orientées parallèlement à la fissilité ; chlorite en paillette ou en amas lenticulaires ; calcite en faible quantité disséminée secondairement dans la roche ou en lamines plus grossières ; feldspaths en faible quantité ; pyrite et minéraux opaques présents mais en faible quantité. La carrière se révèle inexploitable au Nord car l'angle schistosité/stratification augmente et dans ce cas, la stratification constitue un débit secondaire rédhibitoire pour l'exploitation. Au Sud, l'augmentation de la fracturation empêche un développement plus poussé. Enfin, vers l'Est, une concentration exceptionnelle de kinks et la présence d'une faille tardive d'orientation NW-SE marque la limite de l'exploitation.

Tout au long de cette « bande ardoisière », de petites excavations ont été ouvertes de manière artisanale, sans qu'il soit clairement possible de définir un historique. Les plus importantes se situent à Porcaro (Carrières du « Chat noir » au lieu-dit Le Pigeon-Blanc) où une exploitation de 70 ~ 50 m à parois abruptes cotés nord-ouest et nord-est et à parois en pente douce cotés sud-est et sud-ouest avait été ouverte sur une dizaine de mètres de profondeur.

Schistes, grès, quartzites

Dans le reste du domaine briovérien, les exploitations privées furent légion. On trouve de nombreuses petites excavations dont les produits (moellons de grès et dalles de schistes) ont servi majoritairement à la construction des fondations des maisons (notamment dans la région de Campénéac et de Taupon). De par la faible répartition des formations superficielles, les maisons en torchis (mélange d'argiles limoneuses et de paille) sont beaucoup moins représentées dans cette région que plus au Nord (région de Mauron) où la couverture limoneuse est ubiquiste. Deux carrières ouvertes dans les schistes et grès briovériens fonctionnent sporadiquement. L'une ouverte le long de l'Yvel, à la Noë Vermand, l'autre à la Coudraie, près du Hino, fournissent très épisodiquement des matériaux d'empierrement et des granulats.

En ce qui concerne les formations paléozoïques, les siltites et grès de la Formation de Pont-Réan ont servi à la confection des maisons des villages à proximité (Tréhorenteuc) alors que les pélites de la Formation de Traveusot ont été artisanalement exploitées et ont fourni localement des ardoises et des

dalles rustiques servant autrefois à la couverture des bâtiments d'habitation, puis plus récemment à la couverture des bâtiments agricoles. Toutes les exploitations sont aujourd'hui interrompues.

Sables et graviers

La principale ressource sableuse est représentée par les sables pliocènes, exploités principalement au Pouho (feuille Malestroit). Sur la feuille Ploërmel, seul un petit gisement septentrional épais d'une dizaine de mètres, recouvert par les formations alluviales de l'Oust a été exploité. Le front de taille qui en résulte est, de nos jours, l'unique reliquat d'exploitations qui se sont achevées vers 1995 ; les autres excavations étant progressivement remblayées. Signalons encore une petite exploitation artisanale, le long de l'Oust, au lieu-dit Le Temple. Un petit front de taille (d'une puissance inférieure à deux mètres) peut encore être observé sous les galets constituant une des hautes terrasses de l'Oust.

Dans l'extrême sud-ouest de la feuille, les épaisses alluvions de l'Oust ont localement permis l'implantation de gravières dont l'exploitation est aujourd'hui arrêtée. On y exploitait par dragage et pelle mécanique la fraction grossière des sédiments (béton et empierrement).

Enfin, les sables et graviers du petit gisement de la Ville-Buo sont exploités par l'agriculteur pour empierrement et viabilité de chemins agricoles.

Granite

La dernière exploitation de granite à la carrière de Quily s'est arrêtée en 2000. Il s'agissait d'une carrière à trois paliers successifs pour une profondeur totale d'environ 60 m. Le granite, intensément fracturé, n'a jamais été utilisé comme pierre de construction. On continue cependant encore de puiser dans les granulats calibrés pour le revêtement de voies privées (graviers) ou pour la fabrication des bétons.

D'autres petites carrières existaient autrefois ; certaines sont encore visibles de nos jours (Le Chêne, l'Hôpital-Robin). Les matériaux ont servi la plupart du temps comme moellons de maison (soubassement, fenêtres et portes) ou comme revêtement de cheminées.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Si l'on excepte le « district stannifère » de la région de Quily-La Villeder (exploitation alluvionnaire et mines) et le « district ferrifère » de la région de Paimpont, l'ensemble des terrains de la feuille Ploërmel ne présente que peu d'intérêt au point de vue gisements de métaux. Avant la prospection

géochimique menée en 1982, seuls deux indices d'or (351-2X-4001 : or natif ; 351-2X-4002 : or natif, cinabre) étaient connus dans la région de Guillers.

Une prospection systématique a été menée en 1982 (Bonnefoy, 1982) sur l'intégralité de la feuille Ploërmel. 1 444 échantillons ont été prélevés (sols, sédiments de ruisseaux, sols en fond de vallon, sols sur alluvions). Une analyse factorielle a été menée sur l'ensemble de l'échantillonnage. La cartographie géochimique ainsi obtenue permet d'abord une différenciation en terme de lithologie puis de mettre en évidence les points anomaux. Ainsi, l'analyse factorielle montre une unité à Fe, Ni, Cr, Cu, Zn, V, Ba et B moyens correspondant aux schistes et grès ; une unité à As et Be qui signe le granite de la Villeder et une unité déprimée pour la plupart des éléments qui marque la Formation du Grès armoricain. Au sein de ces unités, plusieurs anomalies apparaissent sans qu'il soit possible d'en donner une signification a priori :

– anomalie en Pb et Cu de Ploërmel : autour de la ville de Ploërmel, nombreux points anomaux en plomb variant de 41 à 93 ppm, alors que la moyenne se situe entre 20 et 25 ppm accompagnés de teneur en cuivre de l'ordre de 45 ppm (moyenne générale autour de 20 ppm) ;

– anomalie Pb-Cu de la Ville-au-Vy : sur les formations ordoviciennes au Sud de Ploërmel avec des teneurs en plomb et cuivre de l'ordre de 45 ppm ;

– anomalie Pb, Zn, Ag de Guillers : anomalie située dans les schistes briovériens à proximité du village de Quillers. C'est l'endroit où la plus forte valeur est obtenue pour l'argent (0,9 ppm). C'est aussi la localisation des deux indices d'or précédemment cités ;

– anomalie Ag, Zn et Pb du Château de Loyat : située dans les schistes briovériens, une structure d'une dizaine de kilomètres s'individualise avec des valeurs élevées en argent et en zinc et dans une moindre mesure en plomb.

Le district stannifère de la Villeder

L'exploitation principale d'étain de la Villeder (voir à ce sujet l'excellent numéro de la revue « Règne Minéral », hors série VII, 2001, duquel sont issues les quelques lignes qui suivent d'après E. Gloaguen et Y. Dain) est située juste en dehors des limites (feuille Malestroit) de la feuille Ploërmel, mais les prospections ont permis de mettre à jour de nombreux gisements, que ce soit en placers alluvionnaires ou en filons minéralisés.

Le champ filonien

Le leucogranite de Lizio contient une teneur moyenne en étain de 22 g/t (Phan, 1965). C'est le leucogranite qui possède le plus d'indices minéralisés en cassitérite et wolframite de la branche nord des leucogranites jalonnant le

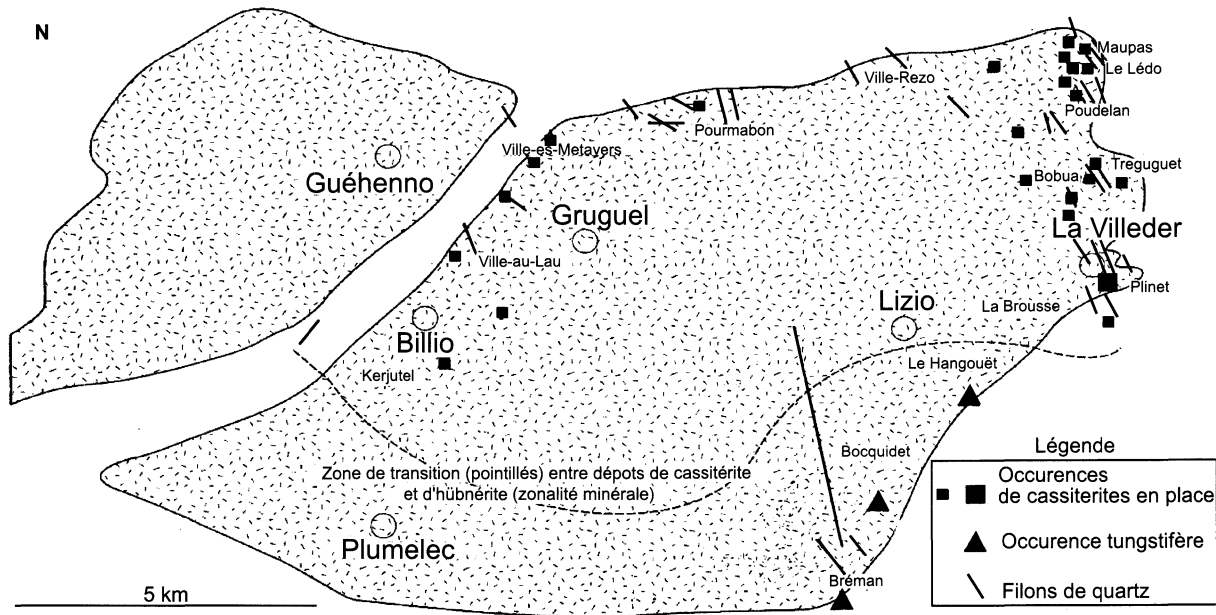


Fig. 13 - **Occurrences stannifères et tungstifères du Massif de Lizio – La Villeder** (d'après M.-R. Tronquoy, 1912 ; Y. Lulzac, 1970 ; L. Chauris, 1965 ; J. Jedwab, 1955, modifié, *in* Le Règne Minéral, Hors-Série VII, 2001)

cisaillement sud-armoricain (Chauris, 1986). Ces indices sont localisés pour l'essentiel sur les bordures du pluton mais la distribution n'est pas homogène : les indices de cassitérite se localisent dans la partie nord-est du pluton alors que les indices tungstifères (absents sur la feuille Plœrmel) se localisent plutôt dans la partie sud-est du massif (fig. 13). Les différentes minéralisations présentes dans le massif de Lizio sont les suivantes : des filons de quartz stannifères présents sous forme de champs filoniens dont le principal s'étend de manière discontinue sur 5 km en Nord-Sud et 1,5 km en Est-Ouest dans l'extrémité nord-est du massif ; des filons de quartz wolframifères, observables en éboulis dans la partie sud-est du massif et des filons de quartz à sulfures divers (As, Zn, Pb, Cu, Sb, Aq) indiquant une venue hydrothermale polymétallique tardive. Ces différentes minéralisations montrent, à l'échelle du massif, une zonalité minérale horizontale qui indique que le granite spécialisé à l'origine de la minéralisation serait positionné en profondeur à proximité de la partie nord-est du massif. L'observation des épontes des filons stannifères montrent (Chauris, 1986) que les épontes granitiques sont albitisées (apport de sodium, enrichissement en muscovite et apatite) et que les épontes schisteuses sont tourmalinisées (apport de bore). Le fluide responsable de la minéralisation était donc enrichi en Na, F, P, OH et pourrait provenir d'un granite très différencié sous-jacent que M.-R. Tronquoy (1912) avait peut-être déjà observé (« Granite blanc albitique ») dans les déblais profonds du puits n° 1 de la mine.

Le scénario probable qui conduit à la formation du champ filonien de la Villeder pourrait donc être le suivant : dans un premier temps, un lobe coupoliforme de leucogranite (granite précurseur) se met en place dans les formations du Briovérien au Nord du cisaillement sud-armoricain. Ce leucogranite n'est pas très différencié (22 g/t de Sn). Une évolution tardive du magma provenant du batholite amène sous le leucogranite un granite albitique très différencié. Des saumures de haute température (300° à 500°) issues de ce granite remontent via les fractures dans le leucogranite et son encaissant. Ces fluides se refroidissent et se diluent en se mélangeant à des fluides d'origine météorique, ce qui provoque la précipitation des métaux, notamment de l'étain sous forme de cassitérite à des températures comprises entre 300° et 400°. Le passage des saumures chaudes et acides dans le pourtour et l'apex du pluton puis dans l'encaissant provoque un lessivage acide où les orthoses sont détruites et où se forment du quartz et du mica. Des cristaux de cassitérite, de fluorine et de tourmaline peuvent s'y développer. Préalablement au lessivage acide peut se développer une métasomatose qui conduit à la destruction du microcline pour former de l'albite et du quartz. Cette albitisation s'accompagne d'une augmentation des teneurs en B, F, Li, Be Sn du granite modifié. À la suite du passage de ces premiers fluides, d'autres fluides magmatiques de plus basse température peuvent circuler et provoquer la formation de minéralisations sulfurées à arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite, sphalérite, stannite, chalcopyrite, stibine...

Sur la feuille Ploërmel ne figure qu'une partie du champ filonien. Les filons minéralisés les plus importants se situent :

1 - Au Bobuais où des anciens travaux pour la recherche en cassitérite (1847, 1885, 1907) et les observations effectuées dans une petite carrière proche de la cote 135 au Nord de la D174 ont permis de mettre à jour des filons aplitiques et quartzitiques minéralisés en béryl, mispickel, cassitérite et tourmaline.

2 - À Le Lédou (Maupas), de nombreux filons ont fait l'objet de recherches pour l'étain, voici plus d'un siècle, à proximité nord orientale du massif de Lizio : Trévelot (1847), Maupas (filons découverts en 1844, galerie en 1846), le Lédou (un puits de 25 m de profondeur en 1847-1848 ; un puits de 29 m de profondeur en 1853-1854 et reprise d'un puits en 1907), Le Gras, Le Pelleray... Aujourd'hui ces anciens travaux sont inaccessibles mais à la faveur d'aménagement routier en 1961, les filons ont été recoupés au droit d'anciennes carrières du Maupas. Le gisement est du type stannifère intragranitique à proximité du contact avec les micaschistes. Les minéralisations les plus abondantes sont la cassitérite, le mispickel, la pyrite, la muscovite. On y trouve fréquemment de la chalcopyrite, de l'apatite, de la stannite, de la molybdénite, de la blende et du bismuth natif. Beaucoup plus rarement, on pouvait y observer de la covellite et du rutile.

3 - Une carrière abandonnée ouverte à 300 m au Sud-Est du village de Tréguguet a montré une minéralisation en cassitérite. Il s'agit d'une occurrence stannifère intragranitique, dans une zone greisénisée, à proximité du contact avec les schistes.

4 - Enfin une petite excavation située près de Lézarnant, en bordure de la route de Saint-Servant, a montré de la blende, de la cassitérite et du mispickel dans un filon quartzeux stannifère.

Les placers alluvionnaires

Les anciennes exploitations alluvionnaires (lits des petits ruisseaux) sont nombreuses : Poudélan, La Gré Cocherel, Crenelet pour n'en citer que quelques-unes, mais **le gisement le plus important se trouve en bordure sud de la feuille Ploërmel. Les premières exploitations du gisement détritique de la Hye ont eu lieu en 1853-1854. Environ 20 tonnes de cassitérite ont été extraites à la base d'une couche sableuse vraisemblablement pliocène, à raison de 2 kg/m³. Cette exploitation a d'ailleurs mis à jour les vestiges (scories, grains d'étain fondus) d'une exploitation plus ancienne, sans doute romaine.** En 1981, un permis d'exploitation est octroyé à la Société Armoricaïne de Recherches et d'Exploitation Minière et de 1984 à 1986, la production est de 18 tonnes de cassitérite à 73-74 % de Sn. Deux idées s'affrontent quant à la mise en place du placer : les galets de quartz stannifère proviennent des filons qui se démantèlent soit dès la fin du Carbonifère (et sont ensuite préservés) soit postérieurement à l'équilibre Éocène, vers la fin du Priabonien. Ces pro-

duits d'érosion ont été piégés dans de petites dépressions et plus ou moins remaniés lors de la remontée du niveau marin au Pliocène. À La Hye (fig. 14), le gisement est constitué d'un niveau de cailloutis, galets, graviers et sables avec localement cimentation par oxydes de fer. Ce niveau est fossilisé par un ensemble de sables rapportés au Pliocène, d'origine fluviale à estuarienne. Enfin, en surface, les sables sont ravinés par une formation à galets emballés dans une matrice sablo-argileuse correspondant aux alluvions des premières (et plus anciennes) terrasses de l'Oust.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Préhistoire et occupation gallo-romaine

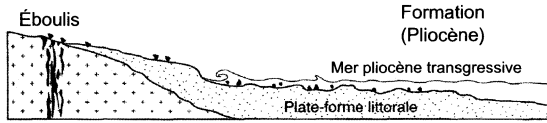
Depuis les plus lointaines époques de la Préhistoire, la géologie a été l'un des paramètres qui ont guidé les pérégrinations humaines. Pour la fabrication de leurs outils, les chasseurs du Paléolithique recherchaient les gisements de roches dures (grès, quartz, silex, etc.). Lorsque la sédentarisation fixa sur un secteur les cultures néolithiques, celles-ci, organisant leur territoire, prospectèrent leur espace afin de localiser les matériaux nécessaires aux grandes réalisations mégalithiques (cairns, dolmens, allées couvertes, groupes de menhirs, etc.). N'abandonnant que partiellement les constructions de pierres, les groupes de l'Âge du Bronze et de l'Âge du Fer continuèrent à solliciter le substrat pour de multiples usages. Tout comme les stèles funéraires gauloises en granite, bien des objets domestiques utilisent ces roches grenues où des matériaux aux caractéristiques approchantes. Plus tard, lorsque les Romains et les communautés du Moyen-Âge réorganisèrent leur espace de vie, la définition des territoires prit en compte les éléments géomorphologiques, laissant à la nature les zones les moins propices à leur subsistance.

Il faudra attendre la mécanisation du XX^e siècle pour voir une campagne, au maillage ancestral, se recomposer sans autre souci dominant que celui de la rentabilité.

Aujourd'hui, où les activités de loisirs invitent à parcourir la campagne, il n'est pas rare de découvrir ces constructions du passé. Quelques monuments funéraires témoignent du passage de ces civilisations presque oubliées. On peut citer, par exemple, sur Augan, le dolmen de Lemo et les allées couvertes de La Coudray et Roherman, sur la commune de Ploërmel.

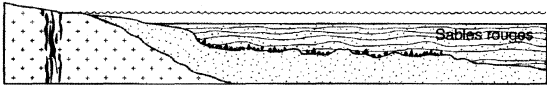
La Ville-Bouquet se présente comme les restes d'un beau dolmen du Néolithique. Lorsqu'on approche du secteur boisé de Paimpont, les mégalithes deviennent plus nombreux : le tombeau des druides ou Hotié de

Stade 1



Filons quartzeux stannifères

2

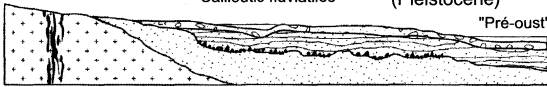


Couche stannifère

Fossilisation (Pliocène)

Sables rouges

3

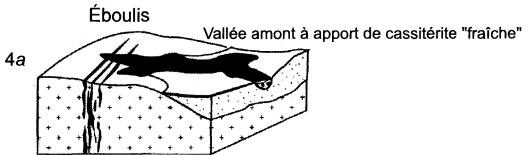


Cailloutis fluviatiles

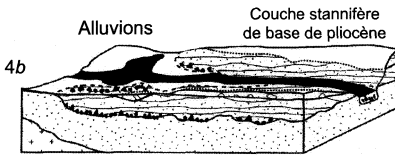
Première érosion (Pléistocène)

"Pré-oust"

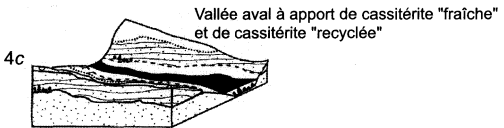
Reprise d'érosion et début de démantèlement (Holocène)



4a



4b



4c

Fig. 14 - Stades d'évolution du district stannifère de la Hye
(d'après L. Chauris et E. Houlgatte, 1988, modifié, in Le Règne Minéral, Hors-Série VII, 2001)

Viviane ou Maison de Viviane (Néolithique), situé au lieu-dit Val-sans-Retour ; le tombeau des Géants (Néolithique et âge de bronze), situé au lieu-dit Val-sans-Retour ; le tombeau de Merlin (Néolithique), situé dans la forêt de Paimpont. À Néant-Sur-Yvel, l'ensemble du Jardin des Moines interpelle le visiteur. Plus au Sud, éparpillés dans les landes comprises entre Guer, Monteneuf et Porcaro, les menhirs en groupes ou isolés se dressent comme pour marquer un territoire.

Une observation plus fine permettra d'observer des indices laissés par les influences gallo-romaines. Très présents sur cet espace territorial, les Gaulois, acquis à cette culture venue du Sud-Est, ont adapté leur habitat et ainsi, imprégné les sols de tuiles et autres éléments aisément identifiables. On ne compte plus les petits établissements agricoles révélés par la prospection aérienne.

Si la mécanisation moderne a largement remodelé le paysage, elle a oublié ça et là quelques fortes structures du Moyen-Âge. Deux mottes castrales peuvent être vues : l'une à La Ville-Gourio en Ploërmel, l'autre à Saint-Servant-sur-Oust, au lieu-dit Le Bois-de-Castel. À ces systèmes d'habitat défensif, il faut ajouter les nombreux enclos visibles du ciel dans le parcellaire.

Les quelques lignes qui suivent ont pour but de présenter sommairement l'histoire post gallo-romaine de la région de Ploërmel et notamment des secteurs situés à l'Est, à proximité de la forêt de Paimpont (légendaire forêt de Brocéliande).

Du Moyen-âge à la Révolution^{3, 4}

Ploërmel. Selon l'historien Le Baud, Ploërmel correspond à ce que Jules César appelait « Neodunum », et que traversait l'ancienne voie romaine allant de Vannes à Corseul. Au sixième siècle, des colonies bretonnes fuyant les invasions saxonnes s'installèrent dans la région qui fut évangélisée par Saint Armel, lequel donna son nom à la cité « Ploërmel ». En 1116, le puissant Henri II Plantagenêt, Roi d'Angleterre, Duc d'Aquitaine et de Normandie, se fait confier la garde de la Bretagne par le Duc Conan IV. Il en profite pour doter le Duché d'une solide administration et le divise en 8 circonscriptions, dont Ploërmel est la principale. En 1173, le Comte Eudon du Porhouët qui soutient une lutte héroïque contre la tyrannie d'Henri II Plantagenêt, s'empare de Ploërmel et construit les premières fortifications. Deux ans

³ Ces quelques lignes sur l'histoire de Ploërmel sont issues du site internet www.ploermel.com/pages/patrimoine/histoire.php.

⁴ L'essentiel de ce chapitre est issu du site internet : frey-roger.ifrance.com/frey-roger/paimpont.htm.

après, Geffroy Plantagenêt devenu duc, reprend Ploërmel pour la rattacher à nouveau au domaine ducal. Les ducs, en particulier, ceux de la maison de Dreux, font de Ploërmel une de leurs résidences préférées. Dès lors, l'histoire de Ploërmel et celle du duché seront étroitement liées. À plusieurs reprises, la ville abrita le Parlement puis les états de Bretagne qui siégèrent au moins 16 fois à Ploërmel. En 1309, le Tiers État figure pour la première fois à cette assemblée. C'est aussi à Ploërmel qu'en 1580 les états ratifièrent la réformation de la très ancienne coutume de Bretagne.

La mise en service de la route Lorient-Rennes, nécessaire pour relier la ville nouvelle fondée par la Compagnie des Indes, fera de Ploërmel une ville étape, mais n'empêchera pas son déclin.

La révolution fut au début assez bien accueillie, mais la constitution civile du clergé, la vente des biens nationaux et la conscription contraire aux usages, furent à l'origine de la chouannerie. À par le combat du Pont-du-Secret, en mai 1794, la période révolutionnaire fut surtout marquée par une succession d'embuscades et d'engagements brefs. Il n'y avait pas de guillotine à Ploërmel. Malgré la nomination d'un sous-préfet en 1800, l'empire amena une baisse de l'activité, du fait de la conscription, et aussi des nombreux réfractaires.

Paimpont. Le nom provient du latin « *Caput Pontis* » (tête de pont) et correspond à une ancienne paroisse qui pris naissance au milieu du IX^e siècle. La première implantation d'un édifice religieux sur les bords de l'étang de Paimpont date de 645 quand Judicaël roi de Domnonée et son ami Méven (Mewen ou saint-Méven) construisent un prieuré dédié à Notre-Dame. Ce prieuré, donné à l'Abbaye de Saint-Jean-de-Gaël, deviendra l'Abbaye de Saint-Méven ; indépendante vers 1190 elle sera occupée jusqu'à la Révolution par des Chanoines réguliers de Saint-Augustin.

La forêt de Brocéliande. La forêt de Paimpont (7 000 hectares) correspond au reliquat le plus important de l'ancienne forêt de Brocéliande (qui n'existe sur aucune carte), célèbre pour avoir été la demeure légendaire de l'enchanteur Merlin, fils d'une religieuse et d'un démon, et de la fée Viviane, fille d'un seigneur de Comper.

La forêt de Paimpont fut achetée en 1653 par la famille d'Andigné, seigneurs de la Châsse, en vue de l'exploitation de son riche minerai de fer contenu dans les altérites, joint à l'abondance du bois nécessaire au fonctionnement des forges. Ces forges fourniront un fer et une fonte de grande renommée, mais fermeront en 1884.

Parmi les autres monuments pouvant être cités dans le secteur de Paimpont, on peut retenir :

– la fontaine de Baranton (ou Barenton) dont l'eau a la réputation de guérir

la gale. C'est le lieu le plus visité de la forêt de Brocéliande car d'après la légende, c'est là que se rencontraient Merlin et Viviane ; c'est là aussi qu'Arthur, fondateur des Chevaliers de la Table-Ronde, provoque victorieusement le Chevalier noir, gardien de la fontaine ;

– l'ancien château de Bellanton (ou de Baranton), situé au Sud du village de la Ville-d'Anet. Le roi Salomon habita Bellanton au IX^e siècle. Du château détruit en 1372, on voit encore des ruines de la chapelle privée. Près de là se trouve le « Champs-clos des Tournois », le « Champ de bataille » ou le « Cimetière des Anglais », théâtre des exploits de Pontus, fils d'un roi de Galicie débarqué en Armorique à la suite d'un naufrage. On raconte que Pontus avait épousé Sydoine, fille du seigneur de Gaël et habita le château de Bellanton, appelé depuis Château de Pontus.

Tréhorenteuc. L'édification de Tréhorenteuc en paroisse est semble-t-il, le résultat d'un défrichement de la forêt de Brocéliande. Le bourg abrite l'église Sainte-Onenne (XVI-XVII^e siècle) qui sera pillée et ruinée au moment de la Révolution, puis restaurée au XIX^e siècle et en 1942-1962 par l'abbé Henri Gillard. Les vitraux content la vie de Sainte-Onenne, sœur du roi Judicaël, qui ayant fait vœu de pauvreté s'installe au VIII^e siècle, choisit de vivre ici en élevant des oies. Au cœur de cette église, les légendes arthuriennes, celtiques et catholiques se côtoient ; d'où son nom de « Temple de Graal » ou « Sanctuaire de Graal ».

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

La feuille Ploërmel ne révèle pas d'affleurements exceptionnels, comme cela peut être le cas avec la carrière de la Marette sur la feuille Montfort-sur-Meu. Cependant, la discordance des séries paléozoïques sur celles du Briovérien peut être correctement approchée au Val-sans-Retour, dans la commune de Tréhorenteuc, juste avant d'arriver à l'étang et à l'Arbre d'Or.

Les meilleurs affleurements concernant les sédiments briovériens se situent au Nord où, à proximité de la carrière de la Noë-Vermand. Une bonne approche de la stratigraphie (faciès, structures, figures sédimentaires) peut être menée dans l'ensemble b1, le long de l'Yvel. Au Sud, les affleurements de la Ville-Bouquet permettent de mettre en évidence le caractère plissé de l'ensemble b3, avec un affleurement remarquable de conglomérats de type Gourin.

Le granite de Lizio peut être observé correctement dans la carrière de Quilly, aujourd'hui fermée mais non abandonnée (une autorisation est nécessaire). Sur le flanc gauche de la carrière, on peut distinguer l'ensemble du profil d'altération du granite, depuis un domaine arénisé au sommet jusqu'à un domaine sain en fond de carrière. Cette carrière permet en outre l'observation des filons stannifères. Ils ne sont ici pas très épais (quelques

dizaines de centimètres au mieux, mais parfois riches en minéralisations) mais on distinguera nettement le passage des accidents N140-160 qui « hachent » cette partie du pluton.

Les sédiments pliocènes sont encore visibles dans l'extrême sud de la feuille. Cependant, une politique de réaménagement est en cours pour ces anciennes carrières de sables. Celles du Pouho ont ainsi été remblayées intégralement dans ces cinq dernières années.

DOCUMENTS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique régional Bretagne, 2 rue de Jouanet – ZAC Saint-Sulpice – Bât D, 35700 Rennes.

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

Les sites internet consultés pour l'histoire post gallo-romaine sont : www.ploermel.com/pages/patrimoine/histoire.php pour l'histoire résumée de Ploërmel et <http://frey-roger.ifrance.com/frey-roger/paimpont.htm> pour l'histoire de Paimpont et de sa région.

Les deux principaux documents consultés pour la partie « Gîtes et indices minéraux » pour ce qui concerne le district stannifère de la Villelder sont : 1) Le Règne minéral (Minéralogie, Géologie, Paléontologie). Numéro hors-série VII, 2001 : les minéraux et la géologie de la Villelder, et 2) Inventaire minéralogique de la France n° 9, Morbihan, par Pierrot R., Chauris L., Laforet C., Pillard F. et collaborateurs. Éditions du BRGM, 1980.

BIBLIOGRAPHIE

BALLARD J.-F., BRUN J.-P., DURAND J. (1986) – La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci*, Paris, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.

BARROIS C., LEBESCONTE P. (1894) – Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Rennes (75), 1^{ère} édition, Service Carte géol., Paris.

- BARROIS C. (1886) – Notice explicative de la carte géologique (1/80 000). Feuille Vannes (89), 1^{ère} édition, Service Carte géol. Paris, 1888.
- BARROIS C., BLOCHET L. (1886-1887) – Notice explicative, carte géol. (1/80 000). Feuille Redon (90), 1^{ère} édition. Service Carte géol. Paris, 1890.
- BARROIS C. (1895) – Le calcaire de Saint-Thurial. *Ann. Soc. géol. Nord.*, Lille, 23, p. 38-46.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1931) – Relations stratigraphiques des couches cambriennes de Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 56, p. 142-185.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1929) – Notice explicative carte géol. (1/80 000). Feuille Redon (90), 3^e édition, Service Carte géol. Paris.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1929) – Le Calcaire de Saint-Thurial. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 56, p. 142-185.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUET B., THIEBLEMONT D. avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., CARN A. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM, 161 p. Carte géologique par F. BÉCHENNEC et B. HALLÉGOUËT (1999).
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUET B., THONON P. (1985) – Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 301, p. 297-302.
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUET B., THONON P. (1988) – Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 307, p. 2049-2054.
- BONNEFOY D. avec la collaboration de CAIA G. (1982) – Prospection géochimique stratégique sur la feuille Ploërmel : interprétation des résultats analytiques. Rapport BRGM, GMX/GCA INV, 164, 14 p., annexes avec 12 planches hors-texte.
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) – Large-scale development related to Quaternary tectonic uplift of a proterozoïc-Paleozoïc basement : The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 19273-19288.
- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) – Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite : stable isotopes (O, H) constrains. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.
- BOYER C. (1966) – Étude des kéraatophyres de la région de Redon (Paléozoïque inférieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, VIII, p. 288-297.

- BRAULT N. (2002) – Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse Univ. Rennes 1, 2002, 187 p., + annexes.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) – Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France) : field evidence and computer models. *Struct. geol.*, 13, 4, p. 419-429.
- BUIL D. (1996) – L'ellipse de Réminiac, Bretagne centrale. DEA Géosciences Rennes (non publié).
- CARN A. (1990a) – Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département de l'Ille-et-Vilaine (35). BRGM/RR-31862, 53 p.
- CARN A. (1990b) – Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département du Morbihan (56). BRGM/RR-31724, 46 p., 9 cartes.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINO F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1980) – Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM*, Orléans, n° 2-3, 3, p. 3-17.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) – Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8, t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHAURIS L. (1986) – Granites précurseurs et granites spécialisés en étain et tungstène dans le batholite hercynien Locronan–La Villelder en Bretagne méridionale. 3^e Congr. Nat. Soc. Sav., Poitiers, Sci. Fasc.1, p. 21-32.
- CHAUVEL J.-J. (1968) – Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur en Bretagne (thèse Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 16, 1971, 244 p.
- CHAUVEL J.-J., DEUNFF J. (1970) – Un microplancton à chitinizoaires et acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 1970, p. 196.
- CHAUVEL J.-J., SCHOPF J.W. (1978) – Late precambrian microfossils from brioverian cherts and limestones of Brittany and Normandy, France. *Nature*, 275, 5681, p. 640-642.
- COGNÉ J. (1962) – Le Briovérien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, 4, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénèses fini-précambriennes. In Actes du Colloque International sur corrélations du Précambrien. Rabat, 1970, Éd. Coll. intern. CNRS, 192, p. 192-218.

- DABARD M.-P. (1996) – Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Thèse d'état, univ. Rennes. Éd. BRGM, Série documents, n° 267, 1997, 248 p.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pipriac (387). Orléans: BRGM, 75 p. Carte géologique par P. DADET, Y. HERROUIN, C. BLANCHET, P. BARDY, A. COLLEAU (1995).
- DARBOUX J.-R. (1973) – Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, université de Rennes, 170 p.
- DARBOUX J.-R., LE CORRE C., COGNÉ J. (1975) – Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XVII, 5, p. 680-685.
- DENIZOT G. (1925) – Le Pliocène dans l'Ouest de la France. 59^e Congrès Ass. Fr. Av. Sci., Nantes, p. 535-538.
- DE TROMELIN G., LEBESCONTE P. (1876) – Observations sur les terrains primaires au nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, 4, p. 583-603.
- DEBGLIA N., PERRIN J. (2000) – Démonstration de la contribution de la cartographie aéromagnétique basse altitude/haute résolution à la maîtrise des ressources en eaux souterraines et en matériaux de la Bretagne. Apport des levés géophysiques aéroportés pour la recherche et la protection des ressources en eau : application à la feuille Ploërmel (Morbihan). BRGM/RP-50583, 41 p.
- DURAND J. (1984) – Le Grès armoricain ; sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. doc. Centre armoricain ét. struc. socle, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique en Bretagne. Thèse 3^e cycle. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, t. 12, 389 p.
- DURAND S. (1962) – L'analyse pollinique des formations du Paléogène français. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962, p. 1001-1008.
- DURAND S. (1968) – Miocène et Pliocène en Bretagne (Introduction à la visite de quelques gisements). Comptes rendus du Colloque international pour l'étude du Néogène nordique, France, 1965. Extrait *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. 13, p. 23-35.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, t. 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968b) – Les minéraux argileux du Tertiaire breton. *Bull. Gr. Fr. des Argiles*, XIX, 2, p. 53-59.

- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) – Altérations et silicifications tertiaires dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 345-351.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1973) – Présence de dépôts lacustres d'âge éocène en Bretagne, à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 277, p. 633-635.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.-P., WHATHLEY R.-C., MAYBURY C., MORZADÉC-KERFOURNE M.-T. (1989) – Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-La-Poterie (Morbihan) : sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géologie de la France*, 1-2, p. 55-78.
- GAPAIS D. (1989) – Les orthogneiss : structures, mécanismes de la déformation et analyse cinématique. Mémoires et documents du CAESS, Rennes, 1989, 377 p.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) – Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature*, 288, p. 574-576.
- GLOAGUEN E., DAIN Y. (2001) – L'occurrence stannifère de La Villeder dans la province W-Sn armoricaine. *In* : Les minéraux et la géologie de la Villeder (Morbihan). Le règne minéral, hors série, VII, 2001, p. 6-24.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M.-P., OUTIN J.-M., THOMAS E. (1998) – Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléo-rias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 327, p. 237-243.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) – Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1741-1746.
- HERROUIN Y., RABU D. avec la collaboration de CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., ETIENNE H. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaubriant (389). Orléans : BRGM, 51 p. Carte géologique par Y. HERROUIN, D. RABU, J. FOURNIGUET (1988).
- LEBESCONTE P. (1886) – Constitution générale du Massif Breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, XIV, p. 776-820.
- LOUVEL R. (1988) – Sédimentologie et stratigraphie du Briovérien de Bretagne centrale. DEA univ. Rennes, non publié.
- LE CORRE C. (1975) – Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XVII, p. 547-553.
- LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 219-254.

- LE CORRE C. (1978) – Approche quantitative des processus syn-schisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) – Le Massif armoricain. In A. Piqué (coord.) : Les massifs anciens de France. *Sci. géol.*, Strasbourg, 44, 1-2, p. 31-103.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MERCIER J., BRULHET J. (2000) – Le Redonien de l'Ouest de la France : enregistrements des événements (climatiques, eustatiques) messiniens et pliocènes sur la façade atlantique. L'événement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques, Rennes, 6-7 décembre 2000, p. 2-13.
- MIALL A. D. (1996) – The geology of fluvial deposits - Sedimentary facies, bassins analysis and petroleum geology. Ed. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New-York, 582 p.
- MILON Y. (1926) – Présence de glauconie dans les faluns vidonbonniens de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 183, p. 1040-1044.
- MILON Y. (1928) – Recherche sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Rennes, 151p.
- MILON Y. (1929) – Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 189, p. 1004-1005.
- MILON Y. (1937) – Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, p. 4-9.
- MILON Y., LUCAS G. (1935) – Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 11, p. 175-176.
- NOBLET C. (1983) – Interprétations des cartes d'isopaques de la Formation du Grès armoricain levées en Bretagne et en Normandie. *Géologie de la France*, 2, n° 4, p. 311-320.
- ODIN G.-S. (1994) – Échelle des temps géologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 318, série II, p. 59-71.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1974) – Découverte d'une flore éocène à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), VI, 2, p. 71-89.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) – Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- PARIS F. (1981) – Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique - Étude systématique - Biostratigraphie). Thèse. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.

- PARIS F., SKEVINGTON D. (1979) – Présence de graptolites de l'Arénig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 12, 6, Lyon, p. 907-911.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) – The lower Paleozoic transgression in Southern Europe. *Paleont. Contrib. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACE J., VAN DER VOO R. (1986) – Paleomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerites dykes from northern Brittany. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 87, p. 143-154.
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) – Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 349-356.
- PHAN K.D. (1965) – Distribution des traces d'étain, de lithium et de béryllium dans quelques massifs granitiques du Morbihan. *Bull. BRGM.*, n° 5, p. 1-48.
- PHILIPPOT A., CHAUVEL J.-J. (1957) – Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, N^{lle} série, fascicule 2, p. 15-34.
- PLAINE J., QUÉTÉ Y., HALLÉGOUËT B., BAMBIER A. (1981) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par J. PLAINE, Y. QUÉTÉ, B. HALLÉGOUËT, Y. HERROUIN, Y. ALIX.
- PRUVOST P. (1959a) – Carte géol. France (1/80 000). Feuille Pontivy (74). 2^e éd., Serv. Carte géol. Fr., Paris.
- PRUVOST P. (1959b) – Le Cambrien du Massif armoricain. *Ann. Hébert et Haug.*, IX, p. 5-10.
- QUESNEL F. (1997) – Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Doc. BRGM n° 263, 266 p. et annexes.
- QUÉTÉ Y., BOYER C., CHAUVEL J.-J. (1972) – Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Réminiac. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 141-142.
- QUÉTÉ Y. (1975) – L'évolution géodynamique du domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminiac. Thèse 3^e cycle, Rennes, 107 p.
- RÉGNAULT S. (1981) – Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Menez-Bélaïr occidental (Synclinorium médian armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), XIII, 1, p. 1-105.
- ROBARDET M. (1981) – Évolution dynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, p. 1-342.

- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) – Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéitique dans le protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 671-674.
- THOMAS E. (1999) – Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Univ. Rennes, 148 p.
- THOMAS E., OUTIN J.-M., CARN A., RIVIÈRE J.-M., BLANCHET S. (2000) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Montfort-sur-Meu (316). Orléans, BRGM, 63 p. Carte géologique par J.-M. OUTIN et E. THOMAS (1999).
- THIRY M. (1999) – Diversity of continental silicification features : examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *In*: THIRY M., SIMON-COINÇON R. (Eds.), Paleoweathering, Paleosurfaces and Related Continental deposits. *Inetr. Ass. Sediment. Special Publications*, 27, p. 87-127.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CARN A. (1994) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Trautmann.
- TRONQUOY M.-R. (1912) – Contribution à l'étude des gîtes d'étain. *Bull. Soc. minéral.*, 35, p. 238-468.
- VANNIER J. (1986) – Ostracodes Binodicipa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Paleontographica*, (A), 193, p. 77-143.
- VAN VLIET-LANOE et coll. (1998) – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 326, p. 333-340.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) – Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadamien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 279, Sér. D, p. 631-634.
- WAN NAI LIANG (1951) – Lithologie et paléogéographie du Plio-Quaternaire détritique de la Basse-Loire. *Rev. géomorphologie dynamique*, 2^e année, 5, p. 193-213.
- WYNS R. (1991a) – Évolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.
- WYNS R. (1996b) – Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In* Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF-ASF, Rennes, Octobre 1996, p. 39.

WYNS R., GUILLOCHEAU F., LEDRU P. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23 nov. 1999. Document du BRGM, Vol. 293, p. 103-108.

AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la présente notice s'établit comme suit :

- Éric THOMAS, ingénieur géologue au BRGM, a coordonné ce travail et rédigé les chapitres : Introduction, Description des terrains, Conditions de formations des entités géologiques, Évolution tectono-métamorphique, Gîtes et indices minéraux : d'après E. GLOAGUEN et Y. DAIN (2001), pour le district stannifère de Lizio–La Villelder ;
- Nicolas BRAULT, docteur de l'Université de Rennes 1, a collaboré à la Synthèse géodynamique régionale et à la Synthèse géodynamique récente ;
- Anne CARN, hydrogéologue au Service géologique régional de Bretagne, pour l'hydrogéologie ;
- Jean-Marie RIVIÈRE, maître de conférences à l'Institut National de Recherches en Agronomie, pour le chapitre Occupation des sols ;
- Yannick LECERF, conservateur au Service de l'archéologie de la Direction Régionale des Affaires Culturelles de Bretagne, a rédigé le chapitre Archéologie et préhistoire ;
- Jean-Marie OUTIN, Géocarta, a collaboré au chapitre Description des terrains.

Présentation au CCGF : 25 juin 2001

Acceptation de la carte et de la notice : 24 mars 2003

Impression de la carte : 2003

Impression de la notice : 2003

ANNEXES

ANNEXE 1

*LA « COUPE SÉRENT » DANS LA RÉGION DE PLÖERMEL
(modifiée de Chantraine et al., 1980)*

Dépliant

ANNEXE 2

*CARTE DE RÉPARTITION ET D'ÉPAISSEURS
DES ALTÉRITES OBSERVÉES*

Dépliant

LÉGENDE DES COLONNES DU TABLEAU

INTITULÉ	SIGNIFICATION	COMMENTAIRE
C-MINIER :	NUMÉRO DE CODE MINIER	Ex : 3517016 : les 3 premiers chiffres (351) : numéro de la carte géologique au 1/50 000 où est implanté l'ouvrage le 4 ^{ème} chiffre (7) : la carte au 1/50 000 a été subdivisée en 8 parties et l'ouvrage se trouve dans le compartiment 7 les 3 derniers chiffres correspondent à un numéro d'ordre dans le huitième de carte (réf. carte)
INSEE	NUMÉRO INSEE DE LA COMMUNE	
COMMUNE		Nom de la commune où est implanté l'ouvrage
DATE		Date de réalisation de l'ouvrage : 280682 : 28 juin 1982
X	COORDONNÉE X	Dans le système LAMBERT, en Km
Y	COORDONNÉE Y	Dans le système LAMBERT, en Km
LB	ZONE LAMBERT	La BRETAGNE est située sur 2 zones LAMBERT , la 1 au Nord et la 2 au sud
CDZ	COORDONNÉE Z	En mètres (m)
DÉBIT		Débit de l'ouvrage obtenu au soufflage à l'air comprimé à la fin de la foration, en m3/h
PROF	PROFONDEUR	Profondeur de l'ouvrage à la fin de la foration, en m
CODE	CODE GÉOLOGIQUE	Code de la formation géologique où est implanté l'ouvrage (réf. liste jointe)
GGEOL	GROUPE GÉOLOGIQUE	Regroupement des codes géologiques par lithologie et stratigraphie
COMPTAGE	NOMBRE	Comptage du nombre de forages de la série

LÉGENDE DES CODES ET DES GROUPES GÉOLOGIQUES

- groupe 1 : des formations sédimentaires d'âge Briovérien peu ou pas métamorphisés (code : E000 et S007)
- groupe 2 : les *schistes paléozoïques* avec les schistes de Traveusot (code : I008) et les siltites micacées pourpres de la formation de Pont-Réan,(code : I010)
- groupe 3 : les *formations schisto-gréseuses paléozoïques* parmi lesquelles ont été classées les formations du grès armoricain (code : E003) à cause de la présence d'interlits argileux
- groupe 4 : les *grès paléozoïques* comprenant les conglomérats et les grès de la formation de Pont-Réan (code : E020)
- groupe 5 : les micaschistes protérozoïques (code : M003)
- groupe 6 : les granites : le granite de Lizio - La Ville Der (code : G112)
- groupe 7 : les formations volcaniques : les formations volcaniques de la formation de Marsac (code : V024)

Forages de la feuille de Plœrmel (351)

C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jjmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3517016	56032	280682	254,53	338,62	2	73	0,9	25	E000	1	1
3516019	56165	10178	246,03	334,4	2	77	2	30	S007	1	2
3512006	56080	300976	248,3	349,17	2	82	10	30	E000	1	3
3511010	56068	10182	239,4	345,9	2	71	4	31	S007	1	4
3516909	56165	141092	244,47	334,46	2	68	2	35	S007	1	5
3516901	56249	10389	244,92	338,87	2	46	5	35	E000	1	6
3511902	56134	10591	239,12	347,78	2	61	5	35	S007	1	7
3511017	56227	180579	240,05	346,07	2	58	10	35	S007	1	8
3512015	56122	10182	244,68	344,46	2	75	9	36	S007	1	9
3512907	56145	10393	250,76	344,83	2	72	4,5	37	S007	1	10
3516012	56138	10776	250,04	331,59	2	92	12	37	E000	1	11
3516024	56165	10986	246,82	336,37	2	80	3	39	S007	1	12
3511005	56068	140876	237,81	344,96	2	100	2	40	S007	1	13
3512017	56122	230183	246,96	341,37	2	53	4	40	E000	1	14
3516015	56165	150480	247,03	336,05	2	77	5	40	S007	1	15
3517017	56032	250184	251,3	339,35	2	83	8	41	E000	1	16
3511013	56134	10283	239,2	347,84	2	65	1,5	42	S007	1	17
3516021	56165	10182	246,19	338,88	2	50	3,5	42	E000	1	18
3511008	56068	10182	239,43	345,66	2	66	4	42	S007	1	19
3511009	56068	10985	239,38	346,07	2	68	4	42	S007	1	20
3511015	56227	260476	243,31	346,79	2	78	4,6	43	S007	1	21
3518005	56075	11087	263,3	331,3	2	81	3	44	E000	1	22
3518010	56136	30881	259,94	331,41	2	75	3	44	E000	1	23
3518011	56136	91081	261,67	331,42	2	76	7,5	44	E000	1	24
3515037	56236	10286	239,3	335,57	2	66	2	45	S007	1	25
3515045	56249	10178	243,66	340,81	2	64	4,5	45	E000	1	26
3511011	56134	91285	237,07	350,57	2	99	27	45	E000	1	27
3512012	56122	10480	248,45	341,81	2	61	3,3	46	S007	1	28
3517020	56032	131286	254,66	338,53	2	75	4	46	E000	1	29
3511018	56227	140982	241,26	344,78	2	84	4	46	S007	1	30
3515039	56236	10286	237,65	335,27	2	67	2	48	S007	1	31
3517007	56006	10183	256,29	333,85	2	65	3,5	48	S007	1	32
3515046	56249	10182	243,62	337,82	2	59	5	48	S007	1	33
3517011	56006	50385	256,55	334,24	2	80	6	48	S007	1	34
3518012	56136	10182	260	331,54	2	6	7	48	E000	1	35
3511012	56134	170486	242,16	350,11	2	76	24	48	S007	1	36
3515043	56249	10178	243,65	340,73	2	62	0	50	E000	1	37
3515042	56050	10379	239,01	341,01	2	91	0	50	S007	1	38
3516907	56165	40293	245,67	337,97	2	48	2	50	S007	1	39
3511901	56134	10190	239,45	349,4	2	79	3	50	S007	1	40
3511904	56227	10190	239,84	346,65	2	55	3	50	S007	1	41
3517006	56006	10181	254,37	335,49	2	105	3	50	S007	1	42
3512016	56122	300683	249,83	340,7	2	63	4,7	50	E000	1	43
3517013	56006	10176	252,98	332,06	2	81	5	50	E000	1	44
3518009	56012	10576	263,53	339,54	2	115	13	50	E000	1	45
3518903	56180	240588	259,55	333,58	2	81	2,4	51	E000	1	46
3512021	56127	110383	249,46	350,31	2	84	13	51	S007	1	47
3515901	56082	10391	241,8	339,28	2	36	3	52	E000	1	48
3513006	56145	40582	253,66	344,44	2	102	3,5	52	S007	1	49
3513005	56122	240587	251,83	342,36	2	71	6	52	S007	1	50
3513011	56127	30388	256,86	349,1	2	92	10	52	S007	1	51
3513013	56127	10388	256,38	349,07	2	85	10	52	S007	1	52
3517014	56006	10188	254,61	335,45	2	100	6,5	53	S007	1	53
3513008	56145	240284	251,82	346,42	2	87	8	53	S007	1	54
3516022	56165	70982	245,78	336,58	2	57	13	53	S007	1	55
3516905	56165	11090	244,4	336,23	2	55	3	55	S007	1	56
3513010	56145	240587	252,99	345,01	2	68	4	55	E000	1	57
3516904	56165	10490	245,41	337,26	2	57	4	55	S007	1	58
3513004	56122	250587	251,95	343,02	2	74	7	55	E000	1	59
3515902	56050	120489	238,92	341,13	2	95	1,5	56	S007	1	60
3511007	56068	10176	239,03	344,2	2	98	2,5	56	S007	1	61
3517012	56006	140586	255,53	332,57	2	83	4,5	56	E000	1	62
3511909	56068	260989	238,87	344,28	2	98	9	56	S007	1	63
3512008	56080	40881	245,27	350,76	2	91	10	56	E000	1	64
3511019	56227	101286	242,53	345,41	2	61	18	56	S007	1	65

3513002	56256	10676	253,44	342,95	2	107	3	57	E000	1	66
3511905	56227	11190	241,25	344,33	2	63	2	58	S007	1	67
3513012	56127	30388	256,31	348,58	2	97	4	58	E000	1	68
3517021	56032	261286	254,45	338,17	2	84	2,5	59	E000	1	69
3513007	56145	290284	252,57	346,48	2	85	5	59	S007	1	70
3516908	56165	220592	245,65	337,87	2	48	4	60	S007	1	71
3512005	56080	160676	246,21	347,77	2	93	5	60	S007	1	72
3512019	56145	210284	249,2	346,75	2	71	5	60	S007	1	73
3512007	56080	180876	247,5	347,67	2	100	9	60	S007	1	74
3511014	56134	151282	239,21	348,06	2	76	11	60	S007	1	75
3513905	56145	180490	251,28	347,74	2	50	10	62	E000	1	76
3513904	56145	230490	253,27	347,48	2	79	10	62	S007	1	77
3512901	56080	150989	246,52	348,76	2	89	14	62	S007	1	78
3513902	56127	290992	251,32	349,15	2	95	20	62	E000	1	79
3513901	56127	250490	257,56	349,86	2	98	25	62	E000	1	80
3518006	56180	10188	259,52	333,66	2	78	5	63	E000	1	81
3513907	56145	81293	255,07	347,88	2	103	10	63	S007	1	82
3516017	56165	231181	247,25	337,19	2	93	0,6	64	S007	1	83
3517004	56006	240480	253,56	331,76	2	80	2,5	64	E000	1	84
3517005	56006	240480	252,74	332,7	2	91	3	64	E000	1	85
3517911	56006	260793	252,96	331,63	2	87	15	64	E000	1	86
3511903	56227	260190	240,43	345,76	2	55	9	65	S007	1	87
3512009	56080	11278	244,5	347,19	2	87	10	65	S007	1	88
3516902	56165	51289	246,45	334,46	2	75	10	65	S007	1	89
3511907	56227	240190	240,52	345,63	2	50	15	65	S007	1	90
3517904	56165	130891	251,59	333,87	2	91	20	65	S007	1	91
3516026	56165	11087	245,9	338,26	2	45	4	66	S007	1	92
3512908	56122	270189	250,48	342,37	2	84	10	66	E000	1	93
3516018	56165	10178	246,01	334,36	2	75	2	67	S007	1	94
3512014	56122	10282	249,03	340,57	2	70	3	68	E000	1	95
3511911	56050	61289	238,66	342,75	2	94	6	68	S007	1	96
3516910	56165	210592	248,95	338,25	2	79	15	68	E000	1	97
3515903	56050	10691	239,39	338,39	2	71	2,5	70	E000	1	98
3516903	56165	30890	247,75	335,55	2	63	10	70	S007	1	99
3517908	56006	10791	254,19	332,56	2	87	20	70	E000	1	100
3512903	56080	261089	245,07	349,11	2	82	5	71	S007	1	101
3512909	56122	61293	246,57	344,33	2	76	6	71	S007	1	102
3511908	56068	270989	239,93	343,09	2	62	7	71	S007	1	103
3512905	56145	200490	248,92	347,57	2	103	9	71	S007	1	104
3512902	56080	121289	244,41	347,03	2	90	10,5	71	S007	1	105
3511912	56080	111289	244,5	350,03	2	62	25	71	S007	1	106
3515047	56249	10187	242,18	336,62	2	49	3,5	74	S007	1	107
3517905	56006	280289	252,25	333,42	2	96	3,6	74	E000	1	108
3512910	56122	260691	245,57	341,95	2	69	9	74	S007	1	109
3515908	56249	10393	242,95	336,56	2	59	3	76	S007	1	110
3511910	56082	10593	240,2	342,35	2	89	4	76	S007	1	111
3515044	56249	10178	243,6	340,8	2	62	0,7	80	E000	1	112
3517015	56032	250182	253,57	339,45	2	91	1,2	80	E000	1	113
3515907	56249	10190	243,62	340,7	2	59	3	80	E000	1	114
3511906	56227	11092	243,43	346,75	2	52	3	80	S007	1	115
3511016	56227	140580	243,33	346,78	2	78	18	80	S007	1	116
3515048	56249	10187	242,87	336,74	2	60	1,5	81	S007	1	117
3516011	56122	10887	249,02	339,86	2	74	2	81	E000	1	118
3512013	56122	300480	248,35	342,22	2	65	2,5	81	E000	1	119
3511006	56068	150876	237,76	344,89	2	97	5	81	S007	1	120
3517024	56035	10676	253,37	331,23	2	96	0	82	E000	1	121
3516906	56165	131190	246,05	337,06	2	47	8	82	S007	1	122
3516016	56165	140581	245,65	336,88	2	60	1	83	S007	1	123
3515029	56050	130979	239,01	341,01	2	91	8	86	S007	1	124
3518901	56006	40989	257,14	331,46	2	74	9	86	E000	1	125
3517916	56035	50990	253,51	331,22	2	99	1,5	88	E000	1	126
3517022	56032	261286	254,42	338,24	2	85	0	90	E000	1	127
3517915	56035	10990	253,51	331,34	2	101	3	90	E000	1	128
3518902	56006	210990	257,7	334,33	2	93	1	92	E000	1	129
3512904	56080	10792	247,02	350,25	2	85	6	92	S007	1	130
3517028	56035	10188	253,63	331,3	2	102	2,5	93	E000	1	131
3516014	56165	200476	246,83	337,08	2	87	0	100	S007	1	132
3513906	56145	170490	252,32	348,18	2	57	3	101	S007	1	133
3512906	56145	190490	250,02	347,66	2	93	5	101	S007	1	134

3512911	56122	80491	247,64	347,11	2	100	9	110	S007	1	135
3513903	56127	260990	252,13	348,34	2	86	1	131	E000	1	136
3512912	56122	10393	248,3	341,91	2	51	2,5	134	E000	1	137
MOYENNE							6,3321	61,19			

C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jjmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3514053	35211	181089	260,67	344,97	2	199	0,00	11	I025	2	1
3514055	35211	191089	259,45	345,32	2	200	0,00	23	I010	2	2
3514047	35211	10989	259,79	348,66	2	118	0,00	25	I010	2	3
3517009	56006	10183	256,55	331,38	2	100	0	31	I010	2	4
3514030	56012	11086	263,52	340,1	2	120	12	34	I010	2	5
3516013	56138	10886	249,25	330,9	2	114	5	39	I010	2	6
3514054	35211	181089	260,77	345,05	2	203	4,00	44	I025	2	7
3514048	35211	10989	260,78	348,24	2	139	25,00	44	I010	2	8
3514041	35211	10890	258,21	347,99	2	157	0,00	50	I010	2	9
3514043	35211	10890	258,5	347,09	2	185	0,00	50	I010	2	10
3513009	56145	241184	254,25	346,26	2	111	5,5	50	I010	2	11
3517023	56035	10676	253,54	331,05	2	90	7	50	I010	2	12
3517026	56035	10182	253,57	331,04	2	91	8	51	I010	2	13
3514029	56012	11086	263,48	340,12	2	120	12	58	I010	2	14
3517008	56006	10183	256,55	331,36	2	100	0	60	I010	2	15
3517018	56032	281285	256,18	337,23	2	117	2,7	60	I010	2	16
3517910	56006	230692	256,67	336,86	2	121	5	74	I010	2	17
3517906	56006	110989	256,35	336,63	2	105	1,5	80	I010	2	18
3517907	56006	130989	254,71	331,17	2	111	4,5	80	I010	2	19
3514076	56043	250990	261,63	349,22	2	100	9	83	I010	2	20
3516010	56138	11082	250,04	331,56	2	92	5	84	I010	2	21
MOYENNE							5,06	51,48			

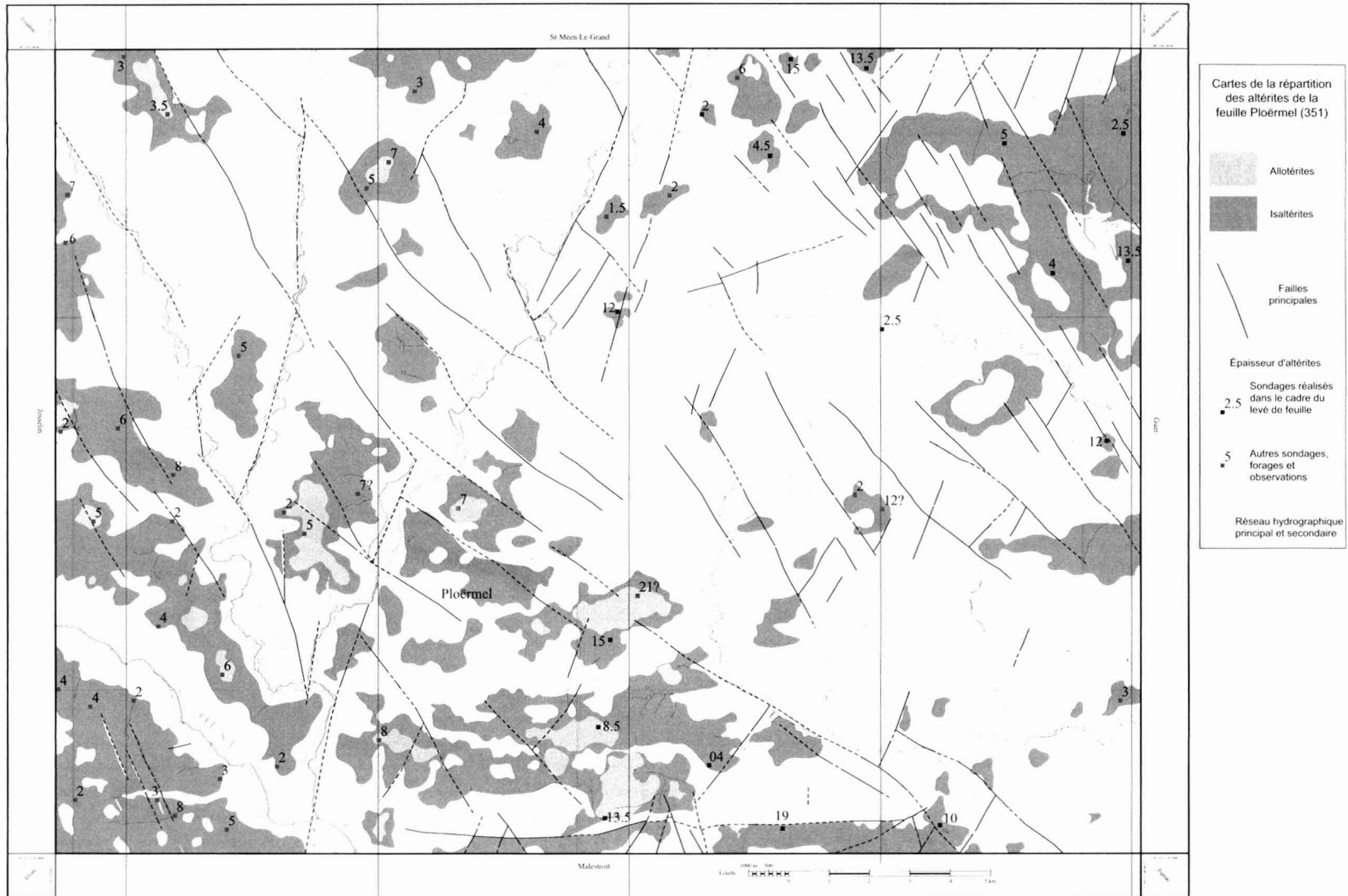
C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jjmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3514028	35211	170685	263,64	345,19	2	155	20,00	19	E003	3	1
3514050	35211	171089	260,07	345,03	2	199	0,00	26	E003	3	2
3514051	35211	181089	259,87	344,97	2	200	1,50	26	E003	3	3
3514049	35211	171089	260,37	345,02	2	198	12,00	26	E003	3	4
3517025	56035	10176	252,35	330,5	2	100	8	28	E003	3	5
3514044	35211	10989	259,65	348,12	2	160	6,00	30	E003	3	6
3514016	35211	10183	260,65	348,15	2	133	7,80	32	E003	3	7
3514052	35211	181089	260,45	345,1	2	205	8,00	32	E003	3	8
3514019	35211	270783	263,71	343,99	2	153	34,60	34	E003	3	9
3514007	35211	11275	262,76	347,7	2	165	7,20	36	F003	3	10
3514023	35211	260182	263,58	343,92	2	156	18,00	42	E003	3	11
3514046	35211	10989	259,52	347,97	2	177	2,50	45	E003	3	12
3514015	35211	10176	260,56	348,1	2	141	45,00	45	E003	3	13
3514022	35211	230182	263,58	343,79	2	160	18,00	48	E003	3	14
3514014	35211	20981	260,62	348,12	2	135	23,00	48	E003	3	15
3514035	35211	10890	258,5	347,08	2	233	3,50	50	E003	3	16
3514036	35211	10890	258,45	347,3	2	210	6,50	50	E003	3	17
3514012	35211	280881	260,72	348,13	2	138	9,50	51	E003	3	18
3514021	35211	190182	263,43	343,8	2	159	18,00	51	E003	3	19
3514013	35211	10981	260,7	348,18	2	135	21,00	52	E003	3	20
3514045	35211	10989	259,75	347,9	2	178	2,50	55	E003	3	21
3514033	35211	11289	263,51	342,53	2	145	2,00	58	E003	3	22
3514056	35211	191089	260,87	344,99	2	205	5,00	59	E003	3	23
3514018	35211	280783	263,55	344	2	155	59,00	59	E003	3	24
3514024	35211	10282	263,32	343,77	2	162	18,00	61	E003	3	25
3514039	35211	10890	258,49	346,43	2	241	1,60	62	E003	3	26
3517909	56006	30791	254,51	330,58	2	120	20	62	E003	3	27
3514031	35211	11289	263,83	342,77	2	157	6,00	64	E003	3	28
3514020	35211	20883	263,61	343,92	2	155	41,00	64	E003	3	29
3514040	35211	10890	258,52	347,03	2	237	1,60	65	E003	3	30
3517914	56035	230590	251,25	330,97	2	109	20	70	E003	3	31
3514006	35211	171175	262,57	347,55	2	167	23,70	71	E003	3	32
3514037	35211	10890	258,65	347,38	2	227	12,00	74	E003	3	33
3514003	35211	271075	262,12	348,47	2	175	17,60	76	E003	3	34
3514038	35211	10890	258,55	346,47	2	244	3,30	77	E003	3	35
3514005	35211	31175	262,47	347,56	2	165	36,50	78	E003	3	36
3514042	35211	10890	259,45	346,95	2	253	2,80	80	E003	3	37

3517913	56035	190990	251,7	330,86	2	101	18	82	E003	3	38
3514004	35211	201075	262,27	347,51	2	167	33,90	83	E003	3	39
3514034	35211	11289	263,45	342,75	2	158	3,00	88	E003	3	40
3514032	35211	11289	263,58	342,7	2	150	36,00	91	E003	3	41
MOYENNE							15,45	54,88			

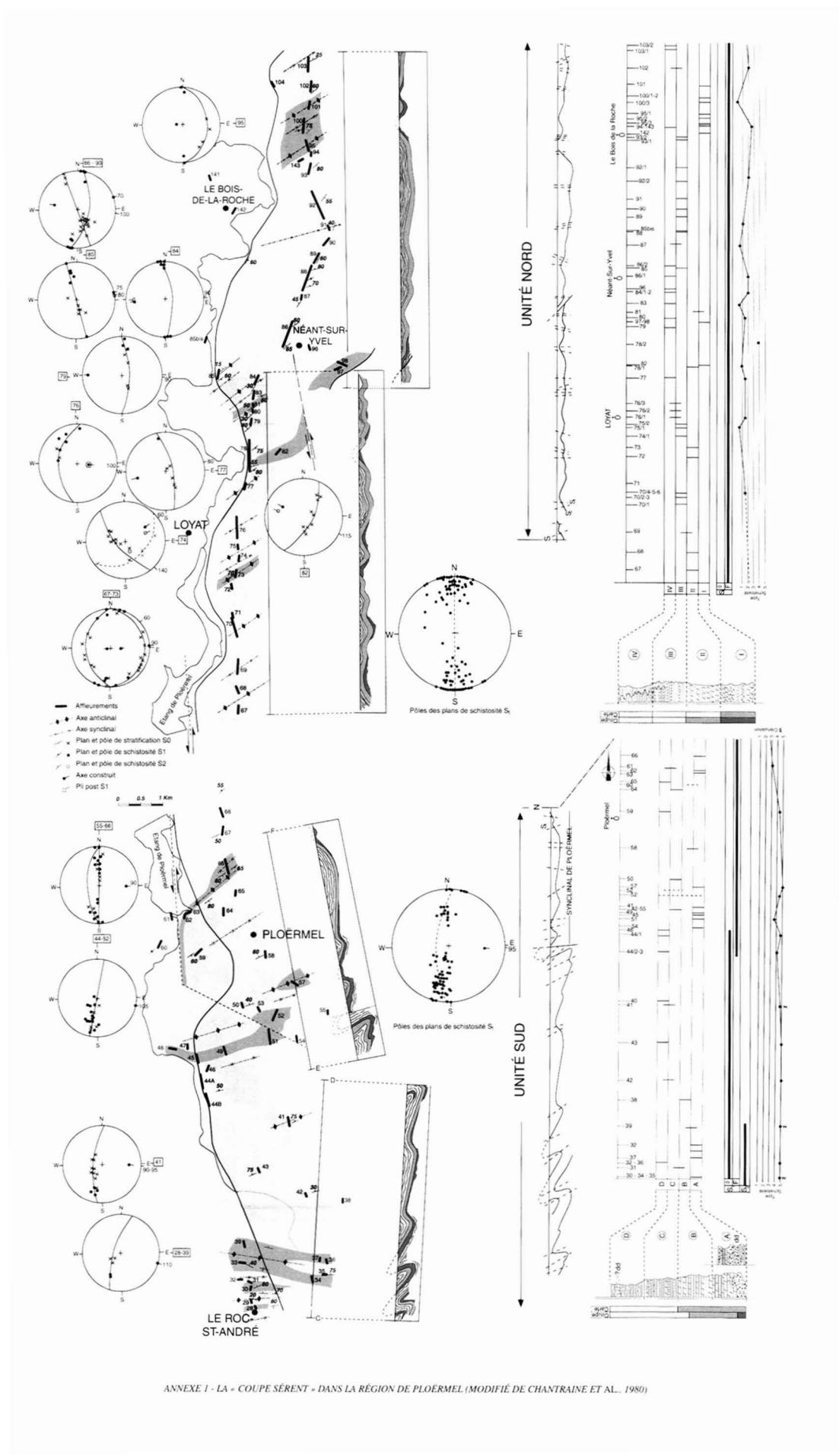
C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3517010	56006	230184	256,52	331,42	2	99	2	136	E020	4	1
MOYENNE											

C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3515028	56236	80783	237,32	334,26	2	93	3,1	25	M003	5	1
3515027	56236	70783	237,47	334,52	2	73	0,5	32	M003	5	2
3515035	56236	220379	236,77	332,17	2	137	4,5	35	M003	5	3
3515038	56236	10286	238,28	335,03	2	84	2	45	M003	5	4
3515904	56236	11289	238,07	334,28	2	98	2	50	M003	5	5
3515036	56236	10585	238,32	332,85	2	133	2	60	M003	5	6
3515041	56236	10181	240,87	332,74	2	43	7	62	M003	5	7
MOYENNE							3,0143	44,143			

C-MINIER	INSEE	DATE	X	Y	LB	CDZ	DEBIT	PROF	CODE	GGEOL	COMPTAGE
		jmmaa	Km	Km			m3/h	m			
3515026	56236	60783	237,32	334,23	2	94	15,4	23	G112	6	1
3515034	56236	10176	239,04	334,28	2	101	2	25	G112	6	2
3515033	56236	90776	236,75	332,25	2	44	3	25	G112	6	3
3515032	56236	140576	239,1	334,35	2	112	0,8	31	G112	6	4
3515040	56236	10788	238,8	331,99	2	117	3	34	G112	6	5
3515025	56236	50783	237,35	334,22	2	92	13,5	35	G112	6	6
3515905	56236	10988	239,52	334,3	2	60	2	40	G112	6	7
3515030	56187	10476	240,1	331,84	2	111	2	46	G112	6	8
3515906	56236	10389	239,76	333,47	2	105	2	65	G112	6	9
MOYENNE							4,8556	36			



ANNEXE 2 - CARTE DE RÉPARTITION ET D'ÉPAISSEURS DES ALTÉRITES OBSERVÉES



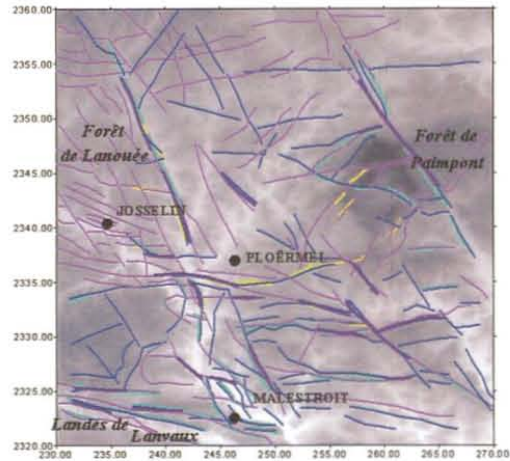


Fig. 9a - Schéma structural géophysique combiné ; en bleu, discontinuités spectrométriques ; en mauve, discontinuités magnétiques (en violet épais, discontinuités communes aux deux méthodes) ; en jaune, discontinuités confirmées en photo-interprétation

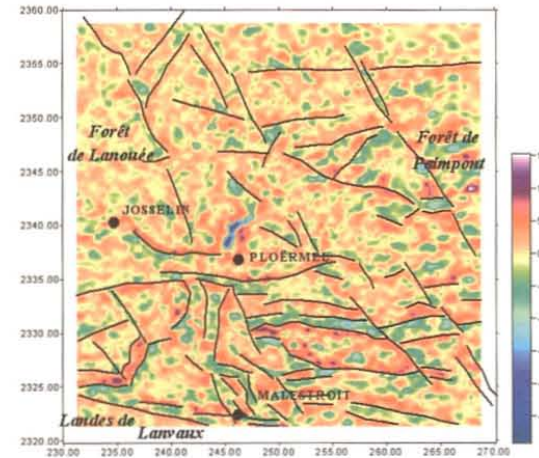


Fig. 9b - Carte du comptage total résiduel (nano Gray/heure)
En noir, superposition des principales discontinuités spectrométriques

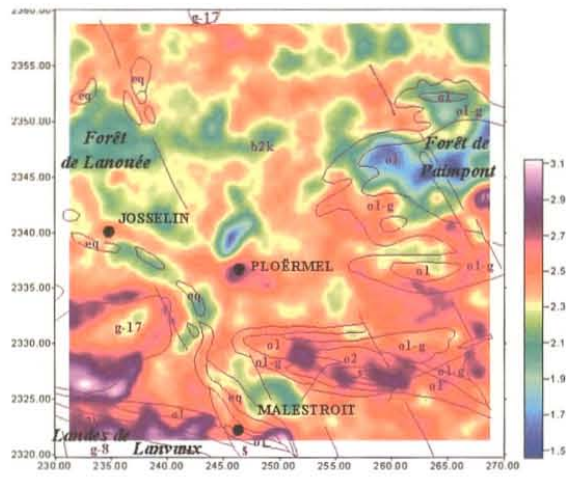


Fig. 9c - Carte régionale des teneurs équivalentes (ppm), en Uranium

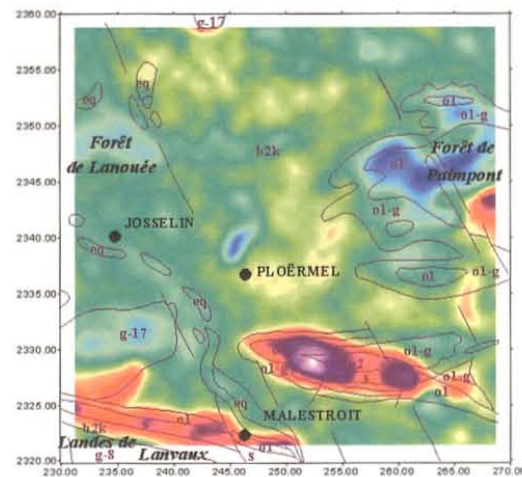


Fig. 9d - Carte régionale des teneurs équivalentes (ppm), en Thorium

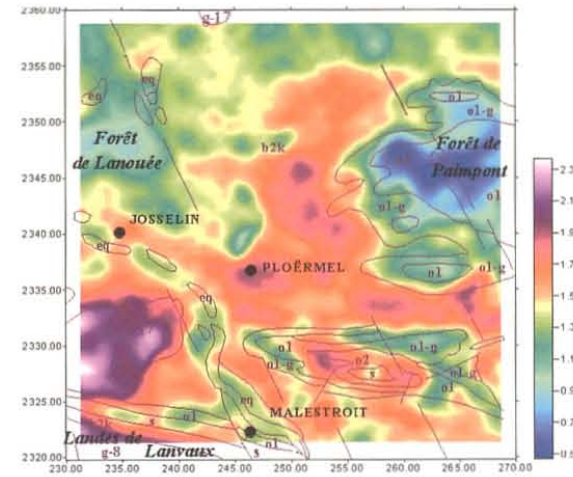


Fig. 9e - Carte régionale des concentrations (%), en Potassium

Fig. 9 - Géophysique aéroportée : données de la spectrométrie (Debéglija et Perrin, 2000). Les contours géologiques sont ceux de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 avec b2k = Briovérien supérieur à Cambrien ; O1-g = Formation du Grès armoricain ; O1 = Ordovicien inférieur et moyen, O2 = Ordovicien supérieur, S = Silurien ; g17 = Granites hercyniens ; g8 = Granites ordoviciens ; eq = Éocène à Quaternaire

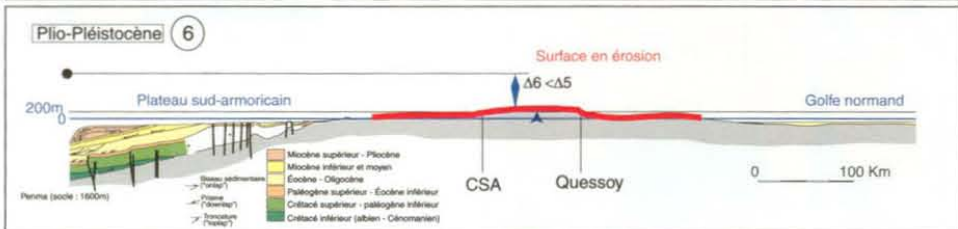
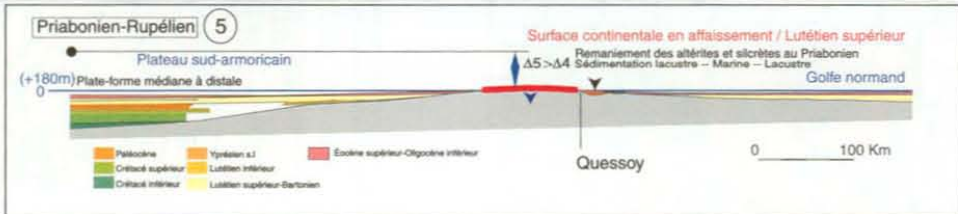
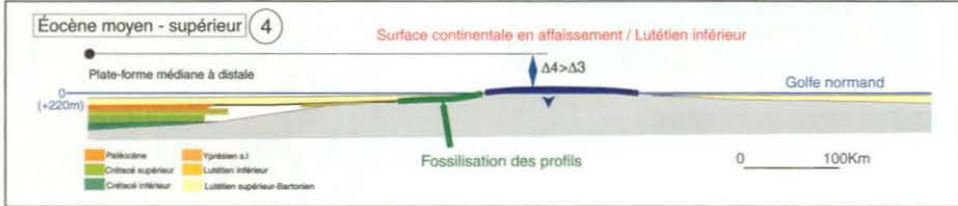
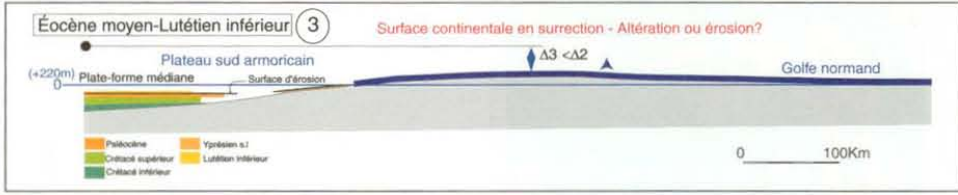
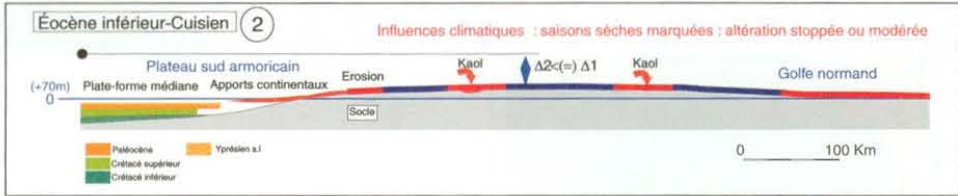
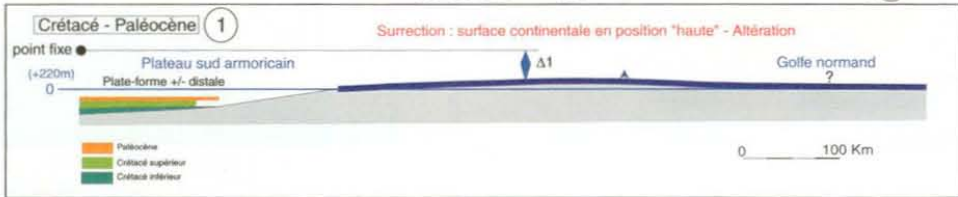
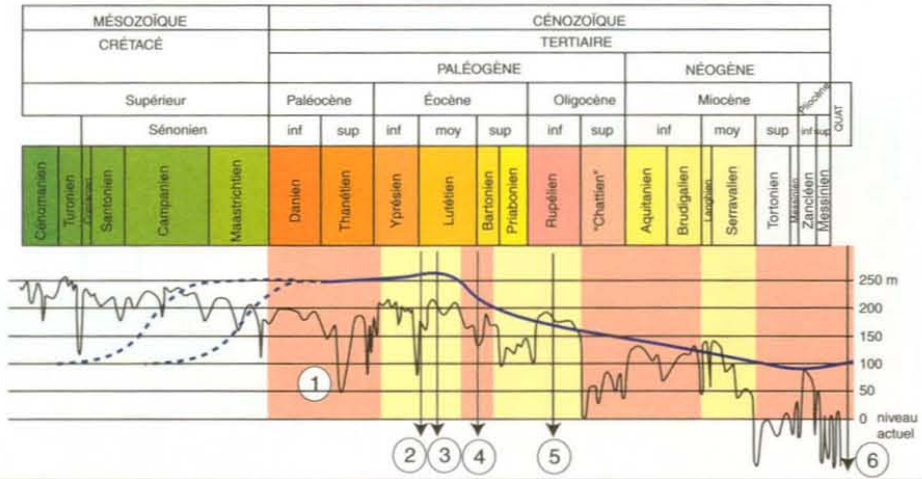
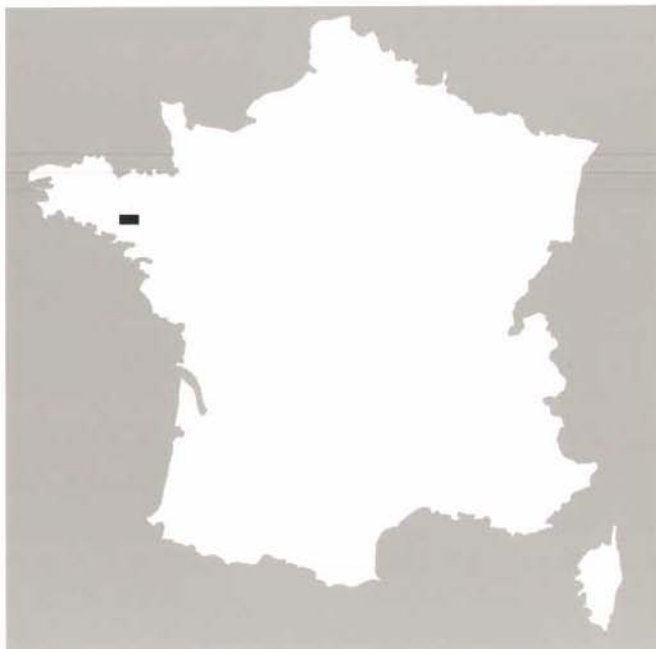


Fig. 12 - Évolution de la surface continentale du Massif armoricain au Cénozoïque le long d'une coupe Plateau continental - Centre Armorique - Golfe normano-breton avec : • point fixe (observateur) et Δ = variation d'altitude / point fixe



PLOËRMEL

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

- au Nord-Ouest : PONTIVY (N° 74)
- au Nord-Est : RENNES (N° 75)
- au Sud-Ouest : VANNES (N° 69)
- au Sud-Est : REDON (N° 90)

Loudéac	St-Méen- le-Grand	Montfort- sur-Meu
Josselin	PLOËRMEL	Guer
Elven	Malestroit	Pipriac