

## PLABENNEC

La carte géologique à 1/50 000  
 PLABENNEC est recouverte par  
 les coupures suivantes de la Carte  
 géologique de la France à 1/80 000 :  
 au Nord : PLOUGUERNEAU-ÎLE D'OUessant (N° 40)  
 au Sud : BREST (N° 57)



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

# PLABENNEC

par

J.-M. OUTIN, É. THOMAS, B. HALLÉGOUËT,  
 Y. QUETÉ, M. LE GOFFIC, J.-M. RIVIÈRE

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET  
 MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
 DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
 BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

**par**

**J.-M. OUTIN, É. THOMAS, B. HALLÉGOUËT,  
Y. QUETÉ, M. LE GOFFIC, J.-M. RIVIÈRE**

**avec la collaboration de  
M. BALLÈVRE**

**2000**

**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 É., OUTIN J.-M., HALLÉGOUËT B. (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Plabennec (238). Orléans : BRGM. Notice explicative par OUTIN J.-M., THOMAS É., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y., LE GOFFIC M., RIVIÈRE J.-M., avec la collaboration de BALLÈVRE M. (2000), 109 p.

*pour la notice* : OUTIN J.-M., THOMAS É., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y., LE GOFFIC M., RIVIÈRE J.-M., avec la collaboration de BALLÈVRE M. (2000) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Plabennec (238). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par THOMAS É., OUTIN J.-M., HALLÉGOUËT B. (2000).

© BRGM, 2001. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1238-2

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	9
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	9
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	11
<i>GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES</i>	23
<i>FORMATIONS FILONIENNES</i>	29
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	31
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	41
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	42
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	47
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	52
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	53
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	65
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	65
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	67
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	85
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE</i>	85
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	90
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	91
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	99
<b>AUTEURS</b>	99

<b>ANNEXES</b>	<b>101</b>
<i>ANNEXE 1 - Tabl. I : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DES PRINCIPALES ROCHES MÉTAMORPHIQUES DU LÉON</i>	<b>102</b>
<i>Tabl. II : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DE TROIS GROUPES D'ÉCLOGITES DU PAYS DE LÉON</i>	<b>103</b>
<i>Tabl. III : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DU MASSIF DE SAINT-RENAN-KERSAINT</i>	<b>104</b>
<i>Tabl. IV : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DU MASSIF DE L'ABER ILDUT</i>	<b>105</b>
<i>Tabl. V : COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DU MASSIF DE PLOUDALMÉZEAU- KERNILIS</i>	<b>106</b>
<i>Tabl. VI - COMPOSITIONS CHIMIQUES MOYENNES DES MASSIFS DE L'ABER ILDUT ET DE PLOUDALMÉZEAU-KERNILIS</i>	<b>107</b>
<i>ANNEXE 2 - COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	<b>108</b>
<i>ANNEXE 3 - STATISTIQUES DE LA BANQUE DE DONNÉES DU SOUS-SOL</i>	<b>109</b>

### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Analyses chimiques des gneiss de Brest reportées dans le diagramme cationique K-Na-Ca de Barker et Arth (1976)	<b>10</b>
Fig. 2 - a) Diagramme Hf-Ta-Th (Wood, 1980)	
b) Diagramme Nb-Y-Zr (Meschede, 1986)	<b>22</b>
Fig. 3 - Coupe simplifiée de l'anse de Brouesnou	<b>34</b>
Fig. 4 - Translation du Pays de Léon	<b>46</b>
Fig. 5 - a) Carte des trajectoires de foliation et des linéations d'étirements dans le complexe granitique de Saint-Renan – Kersaint et son encaissant métamorphique	
b) Représentation schématique du modèle de deux intrusions granitiques emboîtées affectées au Sud par une zone de cisaillement dextre	<b>48</b>
Fig. 6 - a) Carte des trajectoires de foliation et des linéations d'étirements dans le complexe granitique de l'Aber Ildut	
b) Représentation schématique d'intrusions granitiques affectées par une zone de cisaillement senestre (N60°) combinée à une déformation tangentielle à vergence sud	<b>49</b>
Fig. 7 - Chronologie des événements magmatiques et tectono- métamorphiques du Léon	<b>54</b>

Fig. 8 - Le Léon dans l'ensemble ouest-armoricain	<b>55</b>
Fig. 9 - Histogrammes, courbes hypsométriques et profils longitudinaux des Abers	<b>hors-texte</b>
Fig. 10 - Profils typiques d'altération sur roches granitiques dans la région de Plabennec	<b>60-61</b>
Fig. 11 - Proposition de déformation pléistocène de la Bretagne	<b>64</b>
Fig. 12 - Schéma de principe de circulation de l'eau souterraine	<b>66</b>
Fig. 13 - Carte des données climatiques	<b>72</b>
Fig. 14 - Formations géologiques et débits instantanés	<b>81</b>
Fig. 15 - Localisation et types des captages A.E.P.	<b>82</b>
Fig. 16 - Teneurs en nitrates des eaux distribuées (mg/l) pour l'année 1998	<b>84</b>
Fig. 17 - Bilan d'azote communal	<b>86</b>

### **LISTE DES TABLEAUX**

Tabl. 1 - Caractéristiques des bassins versants du Léon	<b>56</b>
Tabl. 2 - Statistiques sur l'épaisseur des altérites	<b>70</b>
Tabl. 3 - Exemple de bilan hydrique simplifié	<b>74</b>
Tabl. 4 - Profondeur des ouvrages	<b>76</b>
Tabl. 5 - Liste des captages A.E.P. sur la feuille Plabennec	<b>83</b>
Tabl. 6 - Bilans d'azote communaux	<b>87</b>

### **LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE**

Planche I - Carte de la répartition et des épaisseurs d'altérites de la feuille Plabennec
Planche II - Carte lithologique et structurale de l'embouchure de l'Aber Benôit

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Plabennec se situe en plein cœur du pays de Léon (Finistère-Nord). Le trait morphologique majeur de ce secteur est le plateau Léonard d'une altitude moyenne de 100 m dans le quart sud-est de la feuille, décroissant progressivement à l'approche du littoral. Ce plateau est remarquablement incisé par les bassins versants des trois Abers nord-finistériens (Abers Ildut, Benoît et Wrac'h) qui représentent la quasi-totalité du réseau hydrographique sur cette feuille. Sur le plateau, les variations d'altitude résultent principalement des contrastes lithologiques. Les massifs granitiques (Saint-Renan – Kersaint et Aber Ildut) constituent des hauts topographiques, tandis que les formations cristallophylliennes (gneiss de Lesneven, par exemple) forment des dépressions de part et d'autre de ceux-ci.

L'autre particularité morphologique de cette feuille est le grand accident rectiligne (linéament tectonique Porspoder – Guisseny) qui limite, à proximité du littoral, le plateau du Léon. Cette zone de cisaillement d'âge hercynien se matérialise de façon exceptionnelle dans le paysage (presqu'île de Landéda), ce qui traduit vraisemblablement une reprise relativement récente de son fonctionnement.

L'aspect du réseau hydrographique est fortement dépendant de la fracturation du socle. Si les drains principaux des Abers sont orientés WNW-ESE, la direction des drains secondaires est contrôlée par la fracturation d'orientation subméridienne. D'autre part, la forme des différents bassins versants est très asymétrique avec un flanc nord peu développé et un flanc sud représentant l'essentiel de l'aire drainée. Ceci est particulièrement frappant en ce qui concerne l'Aber Benoît et l'Aber Ildut.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Le pays de Léon se situe dans le Nord-Ouest du Massif armoricain. Il est limité, au Sud, par la faille de l'Élorn et, à l'Est, par les sédiments paléozoïques de la région de Morlaix (Cabanis, 1972 ; Chantraine et *al.*, 1980). Cette bordure orientale est interprétée comme une large zone de décrochement ductile dextre (Balé et *al.*, 1986) qui sépare le pays de Léon du Domaine cadomien. Si c'est C. Barrois (1902) qui dresse le premier les contours de la géologie du pays de Léon, il faut attendre L. Chauris et *al.* (1972) pour avoir une cartographie précise et documentée des différentes formations. Les lithologies rencontrées peuvent être regroupées en trois ensembles : les complexes granitiques et roches associées, les formations métamorphiques et les formations sédimentaires (*cf.* schéma structural).

Les **complexes granitiques** peuvent se subdiviser en deux ensembles, sur des critères d'âges et de compositions (Barrière et *al.*, 1983 ; Chauris, 1965b, 1966b, 1980, 1991, 1993, 1994 ; Deutsch et *al.*, 1965 ; Georget et *al.*, 1986 ; Goré et *al.*, 1986 ; Leutwein et *al.*, 1969 ; Peucat et *al.*, 1984) :

– les complexes granitiques à 330-340 Ma, des monzogranites à feldspath alcalin (dominante potassique) à des granodiorites ; type Saint-Renan – Kersaint, Plounéour-Ménez, Plouaret ;

– les complexes granitiques à 290-300 Ma, majoritairement des monzogranites porphyroïdes ; type complexe de l'Aber Ildut, Brignognan – Plouescat.

La majorité de ces venues magmatiques sont à associer au fonctionnement de cisaillements hercyniens (cisaillement Nord-Armoricain (Chauris, 1969 ; Goré, 1985 ; Goré et *al.*, 1987) et linéament Porspoder – Guisseny (Chauris, 1966a et 1966b, 1994 ; Jamgotchian, 1986). En revanche, la mise en place du granite de Brignognan, daté à  $292 \pm 15$  Ma, est postérieur au fonctionnement du cisaillement Porspoder – Guisseny (Georget et *al.*, 1986).

On peut également signaler le champ microgranitique du Bas-Léon (Chauris et *al.*, 1977), daté à  $292 \pm 9$  Ma, qui, avec le granite de Brignognan, clôt les événements magmatiques carbonifères dans cette région. L'ensemble de ces granites est postérieur à la structuration majeure des formations sédimentaires et métamorphiques du Léon (Cabanis et *al.*, 1979 ; Balé et *al.*, 1986).

Les **formations métamorphiques** dérivent d'un métamorphisme régional (basse à moyenne pression/haute température), progradant du Sud-Est au Nord-Ouest (Chauris, 1972, 1989 ; Cabanis et *al.*, 1979), à l'exception de reliques d'éclogites (Godard et *al.*, 1985 ; Cabanis et *al.*, 1987), dans les gneiss de Lesneven, issues d'un métamorphisme haute pression/haute température daté à  $439 \pm 12$  Ma (Paquette et *al.*, 1987). Tous les auteurs s'accordent pour estimer que le métamorphisme régional s'est développé aux dépens des séries briovériennes, à l'exception, bien sûr, des unités orthodérivées et des gneiss de Brest dont une partie est vraisemblablement d'origine magmatique (Taylor, 1967 ; Chauris et *al.*, 1980 ; Cabanis et *al.*, 1977).

Les formations sédimentaires présentent un métamorphisme faible (épizonal). Au Sud-Est du Léon, on trouve les schistes briovériens (Protérozoïque à Cambrien) de l'Élorn (Renouf, 1965 ; Chauris et *al.*, 1980) ; à l'Est, les séries du bassin de Morlaix, qui s'étendent du Silurien au Carbonifère inférieur (Tournaisien) (Cabanis, 1972 ; Chantraine et *al.*, 1980).

La feuille Plabennec présente l'ensemble des formations précédemment citées à l'exception des formations sédimentaires paléozoïques.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés cartographiques de la feuille Plabennec à 1/50 000 ont été effectués de juin 1997 à août 1998 par J.-M. Outin et É. Thomas, doctorants à Géosciences Rennes (université de Rennes I). Le périmètre de cette carte est compris dans la couverture des feuilles Brest à 1/80 000 (Barrois, 1902, 1<sup>ère</sup> éd. ; Chauris et *al.*, 1972, 3<sup>e</sup> éd.) et Plouguerneau – Ouessant à 1/80 000 (Chauris, 1966a).

La carte Plabennec a été réalisée dans le cadre d'un programme associant le BRGM (Service géologique régional Bretagne et Service Carte géologique de la France) et la structure université/CNRS Géosciences-Rennes avec le financement du département du Finistère. Un des objectifs de ce projet est d'améliorer la connaissance cartographique et géométrique 3D des altérites (*cf.* chapitre « Description des terrains »).

En ce qui concerne les formations du socle, les conditions d'affleurements excellentes sur les berges des différents Abers et sur la côte se réduisent considérablement quand on s'en éloigne. Sur le plateau Léonard, les affleurements des massifs granitiques se limitent souvent à l'observation des « boules » et chaos granitiques.

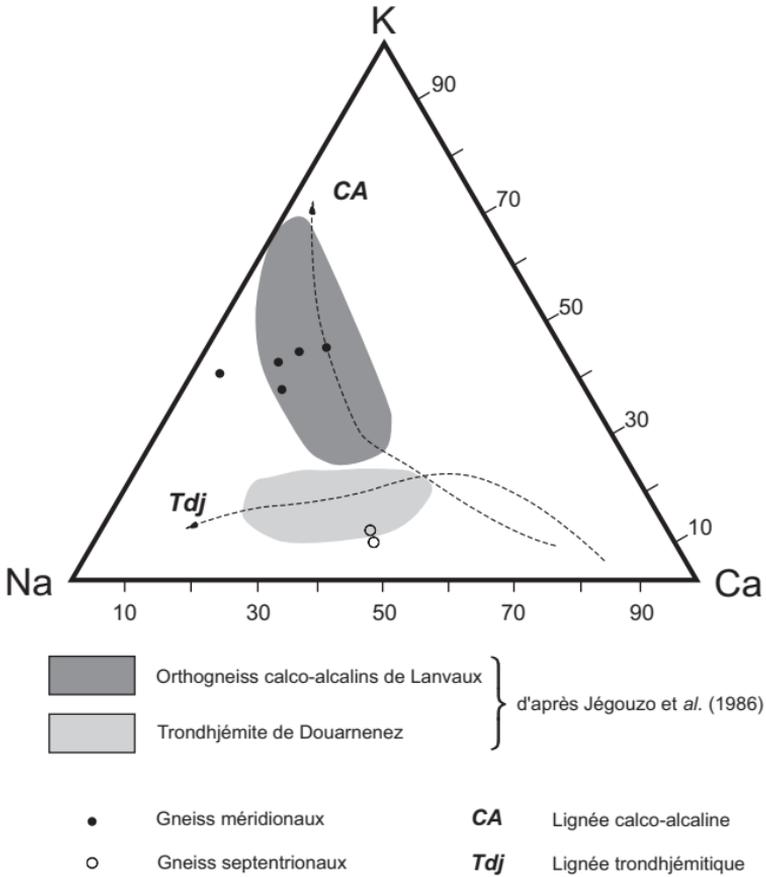
## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

**b. Briovérien de l'Élorn : alternances pélito-gréseuses.** Le Briovérien des rives de l'Élorn, qui sépare les formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon des formations sédimentaires paléozoïques de Plougastel et de la presqu'île de Crozon (Chauris et *al.*, 1980), n'affleure qu'à l'extrême sud-est de la feuille.

Cette formation présente un métamorphisme faible (épizonal) type faciès schiste vert (Renouf, 1965). La paragenèse minérale se compose de chlorite, de séricite, de quartz et de très peu de feldspaths.

Les foliations mesurées sont orientées N60-70°E ; le pendage est fort vers le Sud-Est et s'inverse localement. Cette foliation est plan axial de plis serrés à sub-isoclinaux (Chauris et *al.*, 1980). Une déformation antérieure a également été mise en évidence (Renouf, 1965). Sur la carte Plabennec, les conditions d'affleurement et le peu de représentation de cette formation n'ont pas permis d'observer ces déformations. Seuls, de nombreux filons de quartz soulignent la fracturation dans le Briovérien ; ils présentent la même orientation que la foliation.



**Fig. 1 - Analyses chimiques des gneiss de Brest reportées dans le diagramme cationique K-Na-Ca de Barker et Arth (1976) (modifié d'après Le Corre et al., 1989)**

## FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

### Métamorphisme de contact

**Kb. Cornéennes.** Des cornéennes sont présentes à proximité du contact ou en écaïlles dans les gneiss de Brest. Ce métamorphisme de contact, aux dépens du Briovérien, est antérieur au métamorphisme régional. Il découle de l'intrusion des gneiss de Brest qui, dans leur partie méridionale, présentent un caractère orthodérivé (Taylor, 1967 ; Chauris et *al.*, 1972, 1980 ; Cabanis, 1977).

Ces cornéennes peuvent contenir jusqu'à 40 % d'oligoclases (Chauris et *al.*, 1972). La composition chimique d'une cornéenne, prélevée dans la carrière de Mescalon, sur la feuille Brest (Chauris et *al.*, 1980), est présentée en annexe 1 (tabl. I, n° 1).

### Gneiss de Brest

Une bibliographie exhaustive de l'historique des travaux sur les Gneiss de Brest, de E. de Fourcy<sup>1</sup> (1844) à L. Chauris et *al.* (1974), peut être consultée dans la notice explicative de la feuille Brest (Chauris et *al.*, 1980).

Les Gneiss de Brest s'étendent de la pointe Saint-Mathieu (feuille Le Conquet, Chauris et *al.*, 1989) à Guiclan (feuille Morlaix, Chantraine et *al.*, 1980). Ils forment une bande de largeur variable d'environ 70 km de long, orientée N70° à l'Ouest (Chauris et *al.*, 1972). Au passage du cisaillement Nord-Armoricain, les Gneiss de Brest s'orientent N80° (Goré et *al.*, 1987).

À l'Est (feuilles Landerneau et Morlaix), la lithologie est homogène, les Gneiss de Brest appartenant à un même ensemble orthodérivé (Cabanis et *al.*, 1977). À l'Ouest, la partie méridionale des Gneiss de Brest est clairement d'origine magmatique (Taylor, 1967) ; la partie nord est beaucoup plus hétérogène et présente des faciès paradérivés (Chauris et *al.*, 1972 et 1980). En reportant la composition chimique des gneiss septentrionaux (ann. 1, tabl. I, n° 2 ; Chauris et *al.*, 1980) dans un diagramme K-Na-Ca, on s'aperçoit que s'individualisent fortement des gneiss orthodérivés (fig. 1 ; Le Corre et *al.*, 1989). D'autre part, le caractère trondhjémitique des gneiss orthodérivés (Taylor, 1967 ; Cabanis et *al.*, 1977 ; Chauris et *al.*, 1980) n'est pas avéré. La composition chimique de cette série (ann. 1, tabl. I, n° 3 ; Chauris et *al.*, 1980) présente plus d'affinité avec la lignée calco-alcaline (Le Corre et *al.*, 1989).

La première mesure géochronologique (Rb/Sr sur roche totale) est effectuée par C.J.D. Adams (1967). Elle donne un âge de mise en place

---

<sup>1</sup> FOURCY E. (de) (1844) – Carte géologique du Finistère. Paris : de Faint et Thunot, 196 p.

précambrien de  $690 \pm 40$  Ma. Cependant, cette mesure, réalisée sur des échantillons « hybrides » (mélange de roches para- et orthodérivées), dans la partie occidentale des Gneiss de Brest, donne un âge erroné (Cabanis et *al.*, 1977). Dans la partie orientale, B. Cabanis et *al.* (1977), par la méthode U/Pb sur zircon, propose un âge de mise en place du magma (duquel dérivent en partie les Gneiss de Brest) de  $460 \pm 70$  Ma.

Malgré le degré d'altération extrêmement important des Gneiss de Brest autour de Guipavas (pl. I), il a néanmoins été possible d'identifier deux faciès distincts. La limite entre ces deux faciès demeure très difficile à localiser précisément.

$\gamma^4\zeta$ . **Partie méridionale des Gneiss de Brest (orthodérivés)**. La composition chimique correspond à une granodiorite d'affinité calco-alcaline (ann. 1, tabl. I, n° 3 ; Le Corre et *al.*, 1989). Comme l'atteste la présence de cornéennes à son contact, l'origine magmatique de la partie méridionale des Gneiss de Brest est clairement établie. Les enclaves de Briovérien, très nombreuses sur la feuille Brest (Chauris et *al.*, 1980), n'ont pas été observées.

Macroscopiquement, les Gneiss de Brest s'apparentent à un granite déformé ; la texture varie d'une texture à grains grossiers (diamètre des éléments de 1 à 4 mm) à, plus rarement, une texture porphyroïde. La foliation est verticale à subverticale, orientée N60-70°. Les bandes mylonitiques (N70°) sont nombreuses et donnent des sens de cisaillement dextre. Les linéations d'étirement sont faiblement pentées vers l'WSW.

$\zeta\gamma^4$ . **Partie septentrionale des Gneiss de Brest (faciès paradérivés dominants)**. Le caractère paradérivé des Gneiss de Brest est dominant dans ce faciès (Nord de la ballastrière, Guipavas :  $x = 103,45$  ;  $y = 2\ 402,4$  ; Lambert II, zone étendue). La paragenèse métamorphique est caractéristique du faciès amphibolite – almandin (Chauris et *al.*, 1980). Les quartzites (Chauris et *al.*, 1973 et 1980) signalés sur la feuille de Brest, au sein des gneiss septentrionaux, n'ont pas été observés. Seuls des filons de quartz, minéralisant des zones de fractures, ont été mis en évidence.

Les caractéristiques structurales sont identiques à celles des gneiss méridionaux. Toutefois, on peut signaler que, localement, le contact entre les gneiss et l'ensemble du Conquet est mylonitisé (Kérivarc'h :  $x = 99,65$  ;  $y = 2\ 401,2$ ). Les critères de sens de cisaillement (structures C/S, déversements des « micro-plies »,...) sont dextres (Balé et *al.*, 1986).

## Complexe migmatitique de Landunvez – Plouguerneau

Au Nord de la faille Porspoder – Guisseny, le complexe migmatitique de Landunvez – Plouguerneau occupe toute la bordure littorale de la carte. Il représente le terme ultime du métamorphisme régional (Cogné et *al.*, 1966 ; Chauris, 1966a ; Chauris et *al.*, 1994). Géométriquement, ce complexe constitue un antiforme dont l'axe est orienté N70° (Chauris, 1966a et 1966b ; Cogné et *al.*, 1966). De nature hétérogène, son âge et son origine sont imprécis. J. Cogné et *al.* (1966) en font un équivalent entièrement migmatisé des formations situées au Sud du linéament Porspoder – Guisseny (micaschistes et gneiss de l'Aber Wrac'h, amphibolites de Lannilis,...), le fonctionnement de la faille Porspoder – Guisseny, dont la composante verticale n'est pas négligeable, l'ayant mis en contact avec des unités de niveaux structuraux supérieurs.

Des granites d'anatexie et des gneiss migmatitiques ( $\Upsilon$ M) représentent l'essentiel du complexe ; on observe également des granodiorites ( $\Upsilon^4$ M) et la terminaison orientale des diorites micacées migmatitiques de Portsall ( $\eta$ M). La cartographie précise de ce complexe est rendue difficile de par l'importance de l'altération et la couverture des formations superficielles récentes (limons, dépôt de versant, dunes,...). Une carte lithologique et structurale détaillée de l'embouchure de l'Aber Benoît est présentée hors-texte (pl. II) ; elle permet de rendre compte de la complexité géologique de cet ensemble.

$\Upsilon$ M. **Granite migmatitique porphyroïde de Landunvez.** Le faciès le plus fréquent est un granite porphyroïde blanc, à feldspath perthitique. Cependant, on observe également tous les intermédiaires jusqu'aux gneiss migmatitiques. Des enclaves de niveaux amphibolitiques sont également observées ; ils constituent vraisemblablement des niveaux moins sensibles à la migmatisation.

Les compositions chimiques varient, surtout pour les éléments traces, ce qui montre encore une fois l'hétérogénéité des formations qui ont subi l'anatexie (ann. 1, tabl. I, n° 4 à 6 ; Chauris et *al.*, 1994).

Une mesure géochronologique (Rb/Sr roche totale), effectuée sur un échantillon de la feuille Plouarzel – Ouessant, donne un âge de  $470 \pm 70$  Ma (Leutwein et *al.*, 1969). Les biotites donnent un âge de  $290 \pm 10$  Ma (K/Ar et Rb/Sr). L'âge obtenu est donc un âge minimal, la roche ayant probablement subi un rajeunissement (Chauris et *al.*, 1994).

$\Upsilon^4$ M. **Granodiorite à grain fin.** Des granodiorites à grain fin, de teinte grise, affleurent localement au sein de l'ensemble précédent. Le plus souvent concordant dans les gneiss migmatitiques, ils les recoupent parfois, voire, les enclavent (Kerenoc : x = 88,2 ; y = 2 421,4).

Les analyses chimiques de ces granodiorites révèlent des teneurs élevées en fer et une basicité plus prononcée que celle des granites migmatitiques (Chauris *et al.*, 1994) (ann. 1, tabl. I, n° 7 et 8).

L'ensemble du complexe est affecté par une même déformation (pl. II) à rattacher au linéament de Porspoder – Guisseny. On observe une augmentation de l'intensité de la déformation à l'approche du cisaillement.

Loin du cisaillement, l'orientation des foliations varie de N60-80°, avec un fort pendage vers le Sud-Est. Ponctuellement, la déformation est plus localisée, et on observe des plans de cisaillements senestres orientés N80° (au Sud de l'île du Bec :  $x = 83,75$  ;  $y = 2\ 420,15$ ).

À proximité du cisaillement, les plans de cisaillement s'orientent N40-50° ; la foliation est constante (en majorité N70°). L'importance de la fracturation post-foliation est vraisemblablement la cause des directions (N40°, N100°) qui s'éloignent des directions moyennes observées.

La déformation augmente jusqu'à l'apparition de mylonites (anse de Brouesnou :  $x = 88,15$  ;  $y = 2\ 420,7$ ) et finalement de plan C' (pointe de Kervigorn :  $x = 87,75$  ;  $y = 2\ 420,2$ ). La quasi totalité des sens de cisaillements sont senestres, à l'exception de quelques affleurements où l'on observe des critères dextres ( $x = 87,72$  ;  $y = 2\ 420,375$ ).

**ηM. Diorites micacées migmatitiques de Portsall.** Au Nord-Ouest de la carte, cette formation basique affleure sur l'estran. Elle est beaucoup mieux représentée sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant (Chauris *et al.*, 1994). Ces diorites font partie d'un ensemble qui s'étend, de manière discontinue, sur une vingtaine de kilomètres, depuis l'île Venan, au Nord de Plouguerneau (Chauris, 1966a). Ces roches, de teinte noire, à grain fin, sont composées de biotite, d'hornblende verte, de feldspaths, d'un peu de quartz et, comme minéraux accessoires, de sphène et d'apatite. Une analyse chimique est présentée en annexe (ann. 1, tabl. I, n° 9 ; Chauris *et al.*, 1994).

### Ensemble du Conquet

Situé le long de la bordure septentrionale des Gneiss de Brest, cet ensemble est bien représenté sur la feuille Le Conquet (Chauris *et al.*, 1972 ; Chauris *et al.*, 1989) ; il se réduit considérablement vers l'Est.

Sur la feuille Plabennec, les micaschistes et gneiss ( $\xi C$  et  $\zeta K$ ) occupent deux étroites dépressions entre les Gneiss de Brest et le massif granitique de Saint-Renan – Kersaint qui les recoupe au Nord. Les migmatites de Plouarzel (feuilles Brest et Le Conquet), qui constituent les termes les plus

profonds de cet ensemble, n'ont pas été observées. Toutefois, un faciès analogue, situé sur la bordure septentrionale du massif de Saint-Renan – Kersaint, est décrit dans l'ensemble Lesneven – Tréglonou.

**ξC. Micaschistes du Conquet.** Ces micaschistes correspondent vraisemblablement aux schistes briovériens de l'Élorn sous un faciès de grade métamorphique plus élevé (sub-faciès staurotide du faciès amphibolite almandin). La paragenèse minérale se caractérise principalement par le développement pœciloclastique du grenat almandin et de staurotide (Chauris et *al.*, 1980 et 1989). Les compositions chimiques d'un micaschiste à staurotide (ann. 1, tabl. I, n° 10) et d'un micaschiste à grenat (ann. 1, tabl. I, n° 11) sont présentées en annexe (Chauris et *al.*, 1989).

Malgré l'intense altération (plus de 10 m au lieu-dit Kerivarc'h :  $x = 99,65$  ;  $y = 2\ 401,325$ ), la structure des micaschistes demeure encore visible. Toutefois, les bandes mylonitiques, reconnues sur la bordure septentrionale des Gneiss de Brest, n'ont pas été observées. Les directions de foliation – N70° dans la partie ouest et N100° dans la partie orientale – suivent la direction du Cisaillement Nord-Armoricain. Les pendages sont forts vers le Nord.

**ζK. Gneiss de Kerhornou.** Les Gneiss de Kerhornou affleurent, le long d'une étroite bande, sur la bordure sud du massif de Saint-Renan – Kersaint. Ces gneiss sont mieux représentés sur les feuilles Brest et Le Conquet ; ils se prolongent au moins jusqu'aux îles de l'archipel de Molène. Leur lithologie et leur degré de métamorphisme en font des équivalents des Gneiss et Micaschistes de Lesneven (Chauris et *al.*, 1972 ; Chauris et *al.*, 1989). Comme la majorité des formations cristallophylliennes du pays de Léon, le métamorphisme s'est vraisemblablement développé aux dépens des formations briovériennes.

Plusieurs faciès, jusqu'aux gneiss migmatitiques, constituent cette formation. Le faciès le plus répandu est un gneiss à deux micas s'enrichissant localement en sillimanite. Sur la feuille Plabennec, ces gneiss sont profondément affectés par le Cisaillement Nord-Armoricain. Le contact est mylonitisé en plusieurs endroits ; les plans de foliation et de cisaillement sont subverticaux. Les foliations sont orientées N70° à N100° ; les plans de cisaillements N100° (Sud de Lanvian :  $x = 105,65$  ;  $y = 2\ 403,35$ ). Tous les critères de sens de cisaillement sont dextres. On peut également noter une importante fracturation subméridienne postérieure (diaclasses : N140-160° ; 80° SE).

### Ensemble de Lesneven – Tréglonou

La quasi totalité de l'ensemble de Lesneven – Tréglonou est composé de gneiss et micaschistes clairement paradérivés ( $\zeta$ - $\xi L$ ), et d'un faciès

« mixte » qui, outre des faciès orthodérivés, présente des gneiss paradérivés et migmatitiques (*O-P $\zeta$ L*). La distinction cartographique, entre ces deux unités, est rendue difficile en raison des mauvaises conditions d’affleurement (dans la région de Lesneven, par exemple).

Les gneiss et micaschistes de Lesneven sont des équivalents des gneiss de Kerhornou (Chauris et *al.*, 1972 ; Chauris et *al.*, 1989). De même, les micaschistes de l’Aber Wrac’h ( *$\xi$ W*) peuvent être considérés comme analogues aux micaschistes du Conquet (Chauris et *al.*, 1972), sous un faciès métamorphique plus élevé (Cabanis et *al.*, 1979). Bien que séparés par le massif de Saint-Renan – Kersaint, les ensembles du Conquet et de Lesneven – Tréglonou dessinent donc, en première approximation, une vaste structure antiforme à l’échelle du Léon.

Les autres principales formations, présentes au sein de l’ensemble Lesneven – Tréglonou, sont les orthogneiss de Tréglonou – Plounevez-Lochrist (Cabanis et *al.*, 1976 et 1979) et des reliques éclogitiques, associées à des pyroxénites et amphibolites (Lacroix, 1891 ; Godard et *al.*, 1985 ; Balé et *al.*, 1986 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Godard et *al.*, 1998). Ces anciennes éclorites témoignent de l’épisode métamorphique le plus ancien du Léon, daté à 439 +12 –13 Ma (Paquette et *al.*, 1987).

**$\zeta$ - $\xi$ L. Gneiss et Micaschistes de Lesneven.** Cet ensemble de gneiss et micaschistes, à deux micas et sillimanite, affleure dans la partie centrale de la carte, entre les deux massifs granitiques carbonifères (Saint-Renan – Kersaint et Aber Ildut). Un nombre important de filons des granites de Saint-Renan et de Kersaint jalonnent la proximité du contact. Dans sa partie orientale, on peut signaler de nombreux niveaux amphibolitiques. Au Nord, les migmatites de l’Aber Benoît se développent à leurs dépens.

Les mauvaises conditions d’affleurements n’ont pas permis de mettre en évidence la structuration de cette formation, comme par exemple le synclinal de Coat Méal, décrit par L. Chauris (1966b).

Au Sud et à l’Est, les trajectoires de foliation « moulent » les contacts des massifs de Saint-Renan – Kersaint et de Ploudalmézeau – Kernilis. L’orientation générale est NE-SW ; les pendages sont variables mais toujours forts à proximité des contacts. En revanche, au Nord-Est de Lesneven, les directions de foliations sont plus dispersées, avec fréquemment des directions N100°.

Cette orientation principale NE-SW est modifiée au contact avec les Orthogneiss de Tréglonou. Les directions de foliations dans les Gneiss de Lesneven s’incurvent et suivent la direction des contacts entre les deux formations. Il est important de signaler qu’aucune déformation de type

mylonitique n'a été observée au contact, contrairement à celle mise en évidence au niveau des Orthogneiss de Plounevez-Lochrist (*cf.* description de la formation suivante, O $\zeta$ L).

**O $\zeta$ L. Gneiss de Lesneven : faciès « mixtes », faciès orthogneissiques dominants.** Cette formation est constituée de deux ensembles : l'un « ceinturant » les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist, l'autre, plus à l'Ouest (Saint-Jean Balanan : x = 100,625 ; y = 2 414,5), recoupé par le granite de Ploudalmézeau – Kernilis. L'ensemble occidental est clairement orthodérivé, contrairement à celui bordant les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist et dans lequel on observe également des gneiss paradérivés. Néanmoins, étant donné la prédominance des faciès orthogneissiques, nous le distinguons des gneiss de Lesneven *sensu stricto*. Les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes et ne permettent pas de préciser la nature du contact (intrusif, tectonique ?) avec l'encaissant paradérivé. L'âge de ces orthogneiss n'est pas connu.

Ces orthogneiss présentent une forte similitude avec ceux de Plouénan (Chauris et *al.*, 1999). La texture est à grain moyen avec une foliation marquée par des « yeux » de feldspath et des niveaux plus riches en biotite.

Dans l'ensemble occidental, la déformation, localement de type mylonitique, est soulignée par les « yeux » de feldspath. Les sens de cisaillement sont dextres. Les foliations sont subverticales et de direction subméridienne. Les linéations d'étirement des feldspaths plongent faiblement vers le Sud-Ouest.

Autour de Lesneven, la foliation dans les paragneiss est soulignée par de la biotite qui renferme des zircons présentant une auréole réactionnelle. Le contact avec les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist est marqué par une augmentation de la déformation. On observe, au sein des gneiss (paradérivés), des niveaux migmatitiques et, localement, une mylonitisation à proximité du contact. Les foliations tournent autour du contact et, au Sud, deviennent parallèles à l'intrusion du massif de Saint-Renan – Kersaint. Les linéations d'étirement (alignement minéral des quartz et feldspaths) observées sont NE-SW. C'est dans ces niveaux que l'on observe (feuilles Landerneau et Saint-Pol-de-Léon) les lentilles boudinées d'éclogites, de pyroxénites et d'amphibolites.

**$\xi$ W. Micaschistes de l'Aber Wrac'h.** Ces micaschistes à deux micas sont les équivalents septentrionaux des Micaschistes du Conquet (Chauris et *al.*, 1972), sous un faciès métamorphique plus élevé (domaine catazonal ; Cabanis et *al.*, 1979). Ils s'enrichissent parfois en tourmaline au contact avec le granite de Kernilis (Chauris, 1966b).

Dans leur partie sud, une lame de micaschistes est interstratifiée dans les amphibolites de Lannilis. Cette « organisation » est interprétée comme l'axe d'une structure synforme par J. Cogné et *al.* (1966).

Au Nord, la foliation orientée N90-100° (pendage au Nord) est plan axial, dans les micaschistes, de plis dont l'axe plonge vers l'WNW (au Nord et à l'Est du port du Paluden). Cette foliation métamorphique est plissotée par des plans de cisaillement orientés N70-80° (« kink bands ») (Paluden :  $x = 94,45$  ;  $y = 2\,421,4$  ; Kernéac'h :  $x = 95,7$  ;  $y = 2\,421,875$ ). À proximité du cisaillement, l'intensité de la déformation augmente ; les micaschistes sont mylonitisés ( $\xi W$ ).

**$\zeta MB$ . Gneiss migmatitiques de l'Aber Benoît.** La migmatisation s'effectue aux dépens des Gneiss et Micaschistes de Lesneven, dont des parties sont préservées dans les migmatites (Ruzulan :  $x = 88,75$  ;  $y = 2\,417,5$ ). Cette formation affleure en continu sur les rives de l'Aber Benoît entre Saint-Pabu et Tréglonou. On observe des faciès très mobilisés allant jusqu'à l'anatexie. Les gneiss migmatitiques sont recoupés par des granites souvent à textures pegmatitiques et des amphibolites quartzitiques (avec biotite et sphène ; Chauris, 1966b).

Les directions de foliation « concordent » avec le contact des Orthogneiss de Tréglonou. L'alternance des mobilisats (quartz, feldspaths, micas) et des restites (biotite en majorité) souligne les nombreux plis liés à la migmatisation, lesquels présentent de superbes dysharmonies (Sud de Lothunou :  $x = 92,625$  ;  $y = 2\,417,925$ ). Les mesures de linéations, de foliations et de plongements des axes de plis, sont reportées sur la planche II.

**$\delta L$ . Amphibolites de Lannilis.** Située entre les rives de l'Aber Wrac'h et de l'Aber Benoît, cette formation se caractérise par une altération extrêmement poussée sur le plateau autour de Lannilis (sondages 238 2X 0046 et 238 3X 0077). Sur les berges des Abers, les affleurements sont de meilleure qualité. Toutefois, les amphibolites se présentent souvent sous la forme de « boules » ou de lentilles fusiformes de couleur sombre dans une arène claire (Lézerdot :  $x = 97,175$  ;  $y = 2\,420,65$ ).

La texture est à grain fin (0,5 à 1 mm) ; la composition est homogène. Les minéraux, qui la composent, sont l'andésine, le quartz, la biotite, l'hornblende verte et, comme minéral accessoire, le sphène (Cogné et *al.*, 1966). Ces amphibolites proviennent peut-être d'anciens tufs volcaniques (Chauris et *al.*, 1972). Les recristallisations observées (pseudomorphose de l'amphibole par la biotite et la chlorite, recristallisation d'amphibole centimétrique ; Cogné et *al.*, 1966) attestent d'un début de migmatisation (Shelley, 1964).

De nombreux niveaux amphibolitiques sont observés dans les migmatites de l'Aber Benoît. Si J. Cogné et *al.* (1966) en font des niveaux repères bien individualisés, la cartographie détaillée des rives de l'Aber Benoît montre que le terme de récurrence semble plus approprié (pl. II).

Les directions de foliation forment un large éventail. À l'Est, au contact avec les micaschistes de l'Aber Wrac'h, elles sont N30-50° et sont pentées sud-est. Au Sud, les directions suivent le contact avec les migmatites de l'Aber Benoît (N60-100° ; pendage au Nord). Au Nord, le cisaillement Porspoder – Guisseny affecte ces amphibolites. Au niveau de l'embouchure de l'Aber Benoît, elles sont localement mylonitisées, les critères de sens de cisaillement (plans C/S) sont senestres.

**OζTP. Orthogneiss de Tréglonou et de Plounévez-Lochrist (385 ± 8 Ma).** Ces orthogneiss forment deux massifs distincts au sein des Micaschistes et Gneiss de Lesneven. Sur la carte Plabennec, le massif de Tréglonou affleure dans son intégralité. Le massif de Plounévez-Lochrist n'est représenté que par sa bordure occidentale, au Sud de Lesneven. Ce dernier est mieux figuré sur la feuille Landernau et celle de Saint-Pol-de-Léon, où il « disparaît » sous le granite de Brignognan (Chauris et *al.*, 1999).

Les études géologiques et géochronologiques (Cabanis et *al.*, 1976 et 1979 ; Chauris et *al.*, 1999) attestent que ces orthogneiss sont contemporains et cogenétiques. Les âges obtenus par la méthode U/Pb, sur zircon, et Rb/Sr, sur plusieurs échantillons des deux massifs, donnent un âge de 385 ± 8 Ma (Cabanis et *al.*, 1979). Ces mesures sont cohérentes avec celles réalisées récemment par Chauris et *al.* (1999) sur les Orthogneiss de Plounévez-Lochrist qui fournissent un âge de 392 ± 14 Ma.

Ces orthogneiss blancs, à gros grain, se caractérisent par la présence d'« yeux » de feldspaths potassiques de grande taille (jusqu'à 4 cm). Le quartz, la biotite et les plagioclases (albite, oligoclase) constituent la quasi totalité de la paragenèse minérale autour des « yeux » de feldspaths. On trouve également, en moindre quantité, de la sillimanite, des grenats et de la muscovite. Localement, un faciès plus fin s'individualise (Le Grand Moulin : x = 88,725 ; y = 2 417,55). Ce faciès lité présente des alternances de lits quartzo-feldspathiques. L'assemblage minéral est à peu près analogue à celui précédemment décrit, la biotite étant en proportion plus faible.

Les analyses chimiques montrent que ces orthogneiss ont les caractéristiques des monzogranites potassiques (ann. 1, tabl. I, n° 12 ; Cabanis et *al.*, 1976).

La foliation est soulignée par les « yeux » de feldspaths et la biotite. Les trajectoires sont parallèles aux bordures des massifs. Les pendages sont

généralement forts et parfois subverticaux. Dans les orthogneiss de Plounévez-Lochrist, les linéations d'étirements sont majoritairement orientées NE-SW. Dans le massif oriental, on observe localement une intensification de la déformation sur les bordures. Ce gradient de déformation n'a pas été observé au niveau des Orthogneiss de Tréglonou. En revanche, une importante fracturation subméridienne tardive (N10° et N150-160°) marque fréquemment les contacts avec les Gneiss de Lesneven.

**K<sub>and</sub>. Cornéenne à andalousite de Kerfouan.** Ces cornéennes sont des roches sombres, dures et massives, avec un litage centimétrique à décimétrique, qui pourrait être d'origine sédimentaire.

Aucune déformation (foliation, linéation) n'est observée dans cette roche, dont la texture granoblastique et le grain fin sont caractéristiques des cornéennes.

Les niveaux sombres contiennent, en proportions égales, de la biotite brun-rouge, à fort pléochroïsme, et des porphyroblastes péciloblastiques d'andalousite, dont le cœur est parfois rosé. Certaines taches claires, à muscovite + quartz, pourraient être d'anciennes cordiérites. Les niveaux clairs, plus riches en quartz que les niveaux sombres, se distinguent également par une fréquence moindre de la biotite et de l'andalousite, et par l'absence de taches claires.

**ζ<sub>MD</sub>. Gneiss migmatitiques du Drenec.** L'ensemble de Lesneven est limité au Sud par l'intrusion du massif de Saint-Renan – Kersaint. Localement, sur la bordure septentrionale (Lokournar Vihan : x = 88,825 ; y = 2 405,55) et en enclaves dans ce massif granitique (la Haie : x = 87,35 ; y = 2 408,45) on observe un faciès migmatitique passant parfois à des granites anatectiques. Les gneiss migmatitiques présentent des niveaux enrichis en biotite.

Cette formation profonde (migmatites) peut être rapprochée des Migmatites de Plouarzel décrites sur les feuilles voisines Brest (Chauris et *al.*, 1980) et Le Conquet (Chauris et *al.*, 1994), sur la bordure méridionale du massif de Saint-Renan – Kersaint. La composition chimique d'un de ces gneiss est présentée en annexe (ann. 1, tabl. I, n° 13 ; Chauris et *al.*, 1994).

On peut signaler qu'il est tout à fait cohérent d'observer des migmatites sur les bordures du massif de Saint-Renan – Kersaint. Cette formation correspond vraisemblablement à un début de fusion de l'encaissant lors de la mise en place du magma, qui est d'origine crustale (cf. chapitre « Granitoïdes et formations associées »).

ψ. **Éclogites.** Initialement décrites par A. Lacroix (1891), les éclogites du Léon furent ensuite oubliées et assimilées à des gneiss à pyroxène et amphibole (Guffroy, 1958 ; Chauris, 1966a), avant d'être « redécouvertes » (Godard et *al.*, 1985 ; Balé et *al.*, 1986 ; Cabanis et *al.*, 1987).

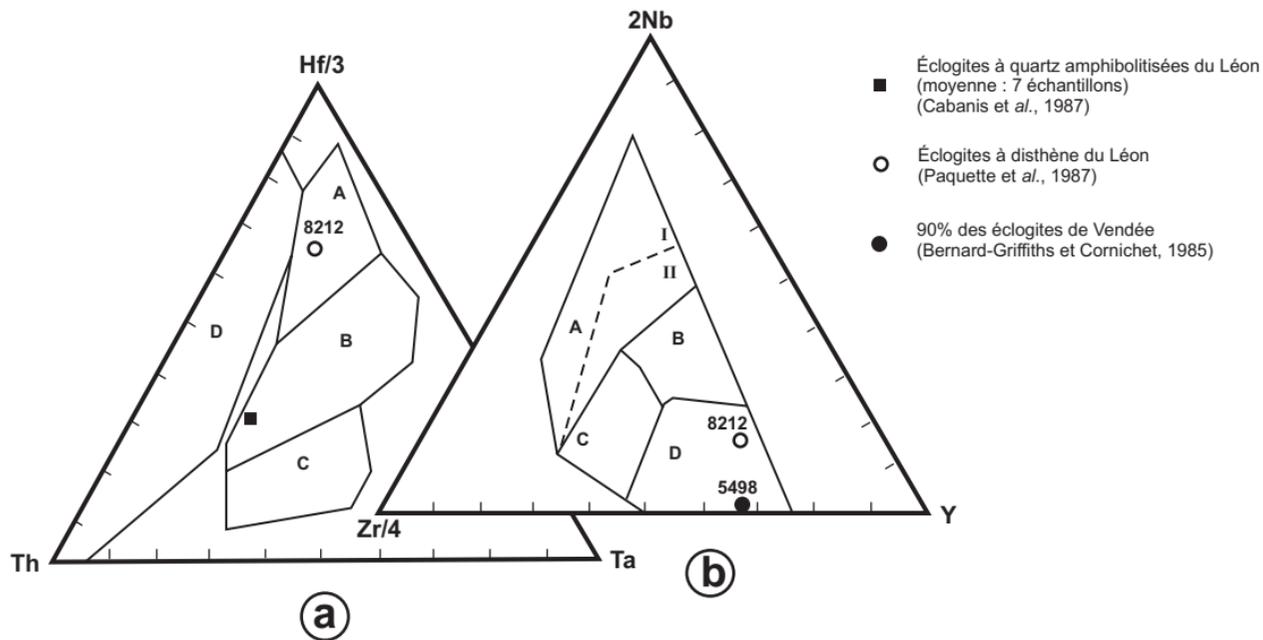
Les éclogites forment des lentilles boudinées dans des Gneiss de Lesneven déformés, voire mylonitisés (feuille Landerneau<sup>2</sup>), et dans les migmatites de l'Aber-Benoît (feuille Plabennec), au contact avec les Orthogneiss de Plounévez-Lochrist et Tréglonou. Elles sont associées à des pyroxénites et des amphibolites. Deux principaux types d'éclogites ont pu être distingués : des éclogites à disthène et à quartz amphibolitisés (analyse microsonde électronique ; ann. 1, tabl. II, n° 1 et 2), présentant toutes les deux une rétro-morphose plus ou moins importante (Cabanis et *al.*, 1987). Récemment, un troisième type de niveaux éclogitiques, ne présentant ni disthène, ni quartz (ou en faible quantité), a été décrit sur la feuille Saint-Pol-de-Léon (ann. 1, tabl. II, n° 3 ; Chauris et *al.*, 1999).

Sur la carte Plabennec, elles ont été décrites en une localité : Le Carpont, rive sud de l'Aber Benoît (x = 89,65 ; y = 2 417,95 ; Cabanis et *al.*, 1987). Comme la majorité des reliques d'éclogites, celles du Carpont appartiennent au groupe à quartz amphibolitisés. La rétro-morphose est plus aboutie que celle des éclogites à disthène. Les grenats sont totalement ou partiellement pseudomorphosés : « (...) Le quartz est fréquent. Les associations symplectitiques secondaires y sont abondantes. Ainsi, l'amphibole secondaire (ferro-hornblende) est découpée en une dentelle aux festons losangiques automorphes dont les interstices sont occupés par du plagioclase. La biotite, rare et en petite quantité, montre une structure en éponge comparable et résulte d'une transformation de la phengite. La symplectite à néo-clinopyroxène + plagioclase... « (probablement aux dépens de l'omphacite) »... subsiste parfois mais elle est grossière et non vermiculée ; le résidu en jadéite du néo-clinopyroxène y est faible (...) ». Cette texture et cette paragenèse minérale sont caractéristiques d'une rétro-morphose métamorphique dans le faciès amphibolite (Lacroix, 1891 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Paquette et *al.*, 1987).

La figure 2, d'après J.-L. Paquette et *al.* (1987), présente, dans des diagrammes Hf/Ta/Th et Nb/Y/Zr, les différents champs des basaltes et la position respective des éclogites du pays de Léon et de Vendée. Les éclogites à quartz amphibolitisés, décrites précédemment, s'apparentent plus aux MORB de type E (Godard et *al.*, 1987).

En fait, si les analyses minérales de terres rares et d'éléments majeurs montrent que ces deux types d'éclogites ont pour protolithe un gabbro d'une série tholéiitique d'affinité océanique, il convient de distinguer celles issues

<sup>2</sup> BALE P. (1985) - Carte géologique de la région de Lesneven et légende ; feuille 1/50 000 Landerneau (239). BRGM, inédit.



**Fig. 2 - (a) Diagramme Hf-Ta-Th (Wood, 1980).** A : MORB type N ; B : MORB type E et tholéiites intraplaques ; C : basaltes alcalins (intraplaques) ; D : basaltes liés aux zones de subduction.  
**(b) Diagramme Nb-Y-Zr (Meschede, 1986).** AI+AII : basaltes alcalins (intraplaques) ; AII+C : tholéiites intraplaques ; B : MORB type P ; D : MORB type N ; C+D : basaltes liés aux zones de subduction.  
 (d'après Paquette *et al.*, 1987 et Cabanis *et al.*, 1987 ; modifiés)

de la fusion d'un manteau de type chondritique (éclogites à quartz amphibolitisés) et celles issues de la fusion partielle d'une source mantellique « appauvrie » (éclogites à disthène) (Godard *et al.*, 1987).

## GRANITOÏDES ET FORMATIONS ASSOCIÉES

### Massif de Saint-Renan – Kersaint (340 ± 15 Ma)

Le massif de Saint-Renan – Kersaint appartient au batholite médio-armoricain (Chauris, 1980). Cet ensemble granitique, de forme lobée, affleure de l'archipel de Molène jusqu'à Saint-Derrien (feuille Landernau), selon une direction WSW-ENE. Le massif est limité, dans sa partie méridionale, par le Cisaillement Nord-Armoricain (CNA), mis en évidence par L. Chauris (1969). Il intrude des séries ayant subi antérieurement un métamorphisme régional (Cabanis, 1979). Schématiquement, on distingue deux ensembles : le granite à grain fin de Saint-Renan et le granite à grain grossier de Kersaint. Ces deux ensembles possèdent les caractéristiques de granites calco-alcalins à dominante potassique (Chauris *et al.*, 1972).

$\rho\gamma^2$ . **Granite de Kersaint (faciès grossier à porphyroïde)**. Cet ensemble, Kersaint *s.l.*, affleure dans la partie orientale du massif. Les limites cartographiques, entre le Granite de Kersaint *sensu stricto* et le granite à grain fin ( $\rho\gamma^2$ ), sont difficiles à établir du fait des mauvaises conditions d'affleurements. Une couverture d'arène continue couvre l'ensemble du massif, à l'exception des flancs des vallées principales. L'importance de ce « manteau » d'arène explique également l'hétérogénéité de répartition des mesures structurales sur l'ensemble du massif Saint-Renan – Kersaint.

Hormis dans sa bordure méridionale, le granite est peu déformé ; les linéations d'étirement sont peu nombreuses. Une importante fracturation subméridienne s'observe sur sa bordure occidentale à proximité du granite de Saint-Renan (alentours de Gouesnou). L'aspect de la roche est homogène. Le caractère porphyroïde de ce faciès est matérialisé par des feldspaths potassiques (orthose et microcline). On observe également de la biotite et, en moindre quantité, de la muscovite. Des filons pegmatitiques, présentant parfois de la tourmaline, sont observés (Beg Avel ; Penn Yeun). Une analyse chimique est présentée en annexe (ann. 1, tabl. III, n° 1 ; ann. 1, tabl. VI, n° 1). Ces caractéristiques sont celles d'un granite calco-alcalin à dominante potassique.

La bordure méridionale du granite de Kersaint est en partie mylonitisée ( $\rho\gamma^2$ ). On observe un gradient de déformation à l'approche du CNA. Les bandes mylonitiques, espacées au Nord (Prat Pip : x = 101,25 ; y = 2 403,75), se resserrent vers le CNA. La largeur maximale de cette zone mylonitique

n'excède pas 250 m. Sur la bordure sud de la carte, la carrière de Kerguillo (feuille Brest) montre tous les faciès d'écrasement du granite de Kersaint, jusqu'à, localement, des ultramylonites.

La majorité des critères de cisaillement sont dextres. L'écart angulaire entre les plans C et S marque l'intensification de la déformation. Il passe, en moyenne, de 40° (Prat Pip) à 20° (x = 96,85 ; y = 2 403,32), puis à moins de 10° (Kerguillo) au passage du CNA.

**η<sup>2</sup>. Granite de Kersaint (faciès fin).** Au sein du faciès porphyroïde du Granite de Kersaint, se distingue le faciès le plus fin d'un granite à deux micas (Chauris, 1980), plus riche en plagioclase mais où le quartz est moins abondant. Au plan cartographique, le faciès dessine trois bandes, parallèles à l'orientation du massif. De nombreux filons de ce granite sont observés dans le granite porphyroïde de Kersaint et l'encaissant (Gneiss de Lesneven). On peut distinguer un enrichissement en biotite de la bande granitique septentrionale (Goré, 1985). Ces caractéristiques chimiques sont celles d'un granite alcalin à dominante potassique (ann. 1, tabl. III, n° 2 ; ann. 1, tabl. VI, n° 2).

La distinction cartographique entre les deux faciès granitiques est problématique du fait de l'importance de la couverture d'arène. Toutefois, les feldspaths du faciès porphyroïde n'étant jamais totalement altérés, les limites peuvent souvent être tracées avec un minimum de marge d'erreur.

**η. Diorite de Ploudaniel.** L'ensemble de Kersaint *s.l.* est intrudé par un corps basique de composition dioritique (ann. 1, tabl. II, n° 9 ; ann. 1, tabl. VI, n° 10). Cette formation affleure le plus souvent sous forme de « boules » (Touldrézen, Loc Mazé). La roche, de couleur gris-noir, possède une texture grenue grossière. La paragenèse minérale est constituée de plagioclases, d'oligoclase, de biotite, de quartz et d'amphibole ; les minéraux accessoires sont, principalement, le sphène et l'apatite. L'âge de cette intrusion n'est pas connu, mais celle-ci doit être vraisemblablement contemporaine de l'intrusion du massif de Brignognan – Plouescat (Georget et *al.*, 1986).

**γ<sup>2</sup>. Granite de Saint-Renan.** Le Granite de Saint-Renan présente plusieurs faciès. Sur Plabennec, le faciès le plus fréquent est un granite fin à deux micas, riche en microcline quadrillé et plagioclase acide (Chauris, 1980). Les hétérogénéités de faciès observées concernent : la taille des grains, le pourcentage variable de biotite et muscovite, et, localement, le développement de feldspaths porphyroïdes (Chauris, 1980). Les analyses chimiques (ann. 1, tabl. III, n° 3 ; ann. 1, tabl. VI, n° 4) révèlent un caractère subalcalin, à dominante potassique. Localement, le granite s'enrichit en tourmaline (ann. 1, tabl. III, n° 4 ; ann. 1, tabl. VI, n° 5). La particularité de ce dernier est vraisemblablement due à des échanges pneumatolytiques, car il est souvent asso-

cié aux nombreux filons pegmatitiques minéralisés qui recourent le massif. L'abondance de la tourmaline n'est que le reflet de la richesse en bore qui caractérise l'ensemble des formations du massif (pegmatites, tourmalinites, greisens,...). Cette caractéristique est vraisemblablement la cause du nombre important de minéralisations primaires et secondaires observées sur l'ensemble du Granite de Saint-Renan (Chauris, 1985).

Sur la bordure méridionale (Guilers, Bohars) s'individualise un faciès ( $Y^2$ ) fin à deux micas, à biotite dominante, et moins acide que le précédent (ann. 1, tabl. III, n° 5 ; ann. 1, tabl. VI, n° 3). Les analyses indiquent un granite à caractère calco-alkalin à dominante potassique.

Enfin, dans la carrière de Penfeunteun (Sud Bourg-Blanc :  $x = 95,575$  ;  $y = 2\ 407,55$ ), L. Chauris (1980) a mis en évidence un faciès porphyrique ( $Y^2$ ) « ...avec microcline intermédiaire, albite, quartz, muscovite, tourmaline souvent abondante... » (ann. 1, tabl. III, n° 6). Ce faciès n'a pas été observé au cours des levés cartographiques.

Contrairement à l'ensemble de Kersaint, les compositions chimiques, entre les différents faciès, montrent un fractionnement magmatique (% de  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3^*$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  ; Le Corre et *al.*, 1989 ; Chauris et *al.*, 1994).

La fin de la mise en place du Granite de Saint-Renan est marquée par une forte activité pegmatitique et pneumatolytique<sup>3</sup>. Outre les filons de pegmatites et de tourmalinites, les greisens constituent le trait remarquable de ces épisodes tardifs. Les greisens (Gr.) se présentent soit en amas dans le granite, soit le long de diaclases. Les principales occurrences se situent à l'Est de Milizac et au Nord de Saint-Renan. Des indices ont également été décrits dans le Granite de Kersaint à grain fin (Kerarsaoz :  $x = 107,35$  ;  $y = 2\ 408,55$  ; Chauris et *al.*, 1972). Des analyses chimiques (ann. 1, tabl. III, n° 7 et 8 ; Chauris, 1980) sont présentées en annexe. L'association minérale est constituée de quartz, muscovite, tourmaline, apatite, cassitérite, scheelite et mispickel. Une mesure géochronologique (Rb/Sr), sur une muscovite, a donné un âge de  $285 \pm 5$  Ma (Leutwein, 1969).

Les greisens constituent une source majeure de cassitérite alluvionnaire (Chauris, 1980). Cet aspect est traité dans le chapitre « Gîtes et indices minéraux », parallèlement aux districts stannowolframifères de Bourg-Blanc et surtout Saint-Renan.

---

<sup>3</sup> L'importante évolution pegmatitique et pneumatolytique tardi- à postmagmatique du Granite de Saint-Renan n'a pas fait l'objet d'étude spécifique. Le lecteur pourra se référer aux travaux de L. Chauris (1965a et 1980) et éventuellement L. Chauris et *al.* (1989 et 1994).

## Massif de l'Aber Ildut (~ 290 à ~ 300 Ma)

Le massif polyphasé de l'Aber Ildut est de forme lobée, selon une direction WSW–NNE. Il s'étire en mer jusqu'au Sud de l'île d'Ouessant. À terre, il est constitué de deux ensembles centrés respectivement sur l'Aber Ildut et Kernilis. L'accident linéaire de Porspoder – Guisseny (CPG) limite le complexe au Nord (*cf.* schéma structural). Si les affleurements sont nombreux sur les bordures de l'intrusion et le long des vallées, sur le plateau, la cartographie du massif se limite souvent à l'observation des « boules » et chaos granitiques.

Ce massif est le représentant le plus occidental de la « ceinture de granite rouge » (Aber Ildut, Roscoff, Ploumanac'h, Flamanville, Barfleur,...) qui jalonne la bordure nord du Massif armoricain. Sommairement, on distingue deux faciès (Chauris, 1966b) : 1) le monzogranite à feldspaths alcalins de Ploudalmézeau – Kernilis ( $\gamma^{1-2}$ ) et le monzogranite porphyroïde de l'Aber Ildut *s.s.* ( $\rho\gamma^3$ ), qui présente des faciès différenciés en bordure de l'intrusion (granite grossier à deux micas de Porz paul ( $\gamma^{1-2}$ ) ; 2) le leucogranite à tourmaline de Plouarzel ( $\gamma^3$ )).

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde de l'Aber Ildut, s.s.** Le Granite de l'Aber-Ildut se caractérise par la présence de feldspath potassique porphyroïde rose (orthose), de plagioclase (andésine,...), de biotite, de quartz et par l'absence de muscovite. Les minéraux accessoires comme le sphène, l'apatite et le zircon sont observés localement. De nombreuses enclaves basiques ont été décrites sur la partie occidentale du pluton (Chauris et *al.*, 1994). Sur la carte Plabennec, leur présence est épisodique (Cosquer : x = 86,325 ; y = 2 412,42), et elles ne constituent pas une caractéristique pétrologique majeure.

Sur l'ensemble de la zone, une couverture d'arène masque en partie les affleurements du granite. Comme pour le granite porphyroïde de Kersaint, l'arénisation qui peut atteindre plusieurs mètres, se caractérise par la préservation du feldspath potassique. Le nombre important de « boules » et chaos granitiques témoigne des phénomènes de « décapage » qui ont affecté les profils d'altération.

Les analyses chimiques indiquent un caractère plus proche d'une granodiorite que d'un granite (% SiO<sub>2</sub> ; % CaO,... ; ann. 1, tabl. IV, n° 1 et 2 ; ann. 1, tabl. VI, n° 6). L'analyse modale (quartz : 25 %, feldspaths potassiques : 27 %, plagioclase : 33 %, biotite et minéraux accessoires : 15 %) confirme la tendance granodioritique d'un granite monzonitique, selon la classification de Streckeisen (Chauris et *al.*, 1994). D'après L. Chauris (1966b), ce caractère basique proviendrait d'une « contamination » par les amphibolites quartzitiques de Lannilis dont le prolongement coïncide avec la partie septentrionale du pluton ; les enclaves

basiques observées dans le pluton correspondant à des résidus de ces amphibolites. Toutefois, cette interprétation n'a qu'une valeur d'hypothèse et n'est pas confirmée par les études postérieures (Jamgotchian, 1986 ; Chauris et *al.*, 1994). Les affleurements du Granite de d'Aber Ildut dans le leucogranite de Kernilis sont de nature moins basique ( $\text{SiO}_2$  : 66,2 % ;  $\text{CaO}$  : 2,60 % ; ann. 1, tabl. IV, n° 3). Toutefois, la paragenèse minérale est analogue.

Par endroits, sur les bordures du massif, apparaît un faciès qui se distingue par la couleur blanche des feldspaths potassiques porphyroïdes ( $\rho\gamma^3$ ) et, ponctuellement, par l'apparition de muscovite. Ce faciès, qui affleure largement sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant (Chauris et *al.*, 1994), n'apparaît que localement au sein du granite porphyroïde rose de l'Aber Ildut. Ces modifications illustrent les phénomènes de différenciation qui s'effectuent en bordure du massif et qui aboutiront au granite à tourmaline de Plouarzel. En fait, L. Chauris (1994) distingue deux ensembles : les granites porphyroïdes blancs septentrionaux dont la composition chimique (ann. 1, tabl. IV, n° 5) demeure relativement proche du granite porphyroïde rose, et ceux de la bordure méridionale qui présentent une différenciation plus évoluée (ann. 1, tabl. IV, n° 6).

$my\gamma^3$ . **Granite porphyroïde à faciès mylonitique.** Sur la carte Plabennec, le faciès écrasé du granite de l'Aber Ildut *s.s.*, le long de l'accident linéaire de Porspoder – Guisseny (CPG), n'apparaît que sous forme d'arène. D'un point de vue cartographique, sa distinction est perceptible par l'observation des feldspaths potassiques conservés au sein de l'arène. En effet, malgré l'altération, ces minéraux soulignent l'état de déformation de la roche qui présente un fort laminage. Étant donné les incertitudes inhérentes à ce type d'affleurement (préservation partielle de la structure originelle de la roche ; fluage du profil d'altération), l'étude structurale a été menée, en partie, sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant, où les affleurements sont de meilleure qualité.

Sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant, on reconnaît les structures C/S. Les plans de cisaillement sont orientés  $N60^\circ$  à  $N70^\circ$ , et les linéations d'étirement observées sont horizontales. Les critères de déplacements sont senestres. Le glissement prismatique du quartz, ainsi que la stabilité de la biotite dans les bandes de cisaillement, témoignent d'une déformation ductile. Sur la plage de Porspoder, la déformation est localement ultramylonitique (Chauris et *al.*, 1994). Les compositions chimiques sont proches de celles du faciès non déformé (ann. 1, tabl. IV, n° 4 ; Chauris et *al.*, 1994).

Le granite porphyroïde blanc n'a pas été observé mylonitisé, comme c'est le cas sur la bordure septentrionale du pluton sur la carte Plouarzel – île d'Ouessant (Chauris et *al.*, 1994).

$\gamma^{1-2}$ . **Granite grossier à deux micas de Porzpaol.** Ce faciès affleure sur la bordure méridionale et, de façon discontinue, sur la bordure orientale du massif. Cette modification de faciès, du granite de l'Aber Ildut *s.s.*, conduit plus au Sud, de façon imperceptible, au leucogranite à tourmaline de Plouarzel. Le leucogranite de Porzpaol se distingue par une diminution significative, voire la disparition, du caractère porphyroïde. Localement de la muscovite et de la tourmaline sont observées. Une analyse chimique est présentée en annexe (ann. 1, tabl. IV, n° 7).

Sur la carte géologique, des limites nettes ont été figurées. Toutefois, comme pour le granite porphyroïde blanc, des récurrences du granite grossier de Porzpaol sont observées, au sein du granite de l'Aber Ildut *s.s.*. Ces affleurements, très localisés, n'ont pas été représentés.

$\gamma^3$ . **Leucogranite à tourmaline de Plouarzel.** La bordure méridionale du massif de l'Aber Ildut est représentée par un leucogranite à tourmaline. Les tourmalines (pôle schorlite ; Chauris, 1991) se présentent en baguettes parfois centimétriques, sans orientation préférentielle. Le fond de la roche est constitué de quartz, d'albite, de feldspath potassique, de biotite partiellement ou totalement transformée en muscovite. Des petits grenats (almandin et spessartine ; Chauris, 1991) sont également observés.

Les analyses chimiques (ann. 1, tabl. IV, n° 8 et 9 ; Chauris, 1991) montrent une différenciation magmatique relativement forte par rapport aux autres faciès du massif (augmentation de la teneur en bore, diminution des teneurs en Fe, Mg, Ca,...).

Les phénomènes de greisenisation décrits sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant (Chauris, 1991 ; Chauris et *al.*, 1994) se semblent pas affecter le leucogranite dans cette zone.

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranite de Ploudalmézeau – Kernilis.** Cet ensemble est constitué de deux massifs reliés par une bande mylonitisée. Ces granites à grain fin à moyen, sont composés de microcline, d'albite, de quartz, de biotite (partiellement chloritisée), de muscovite et, parfois, de tourmaline et d'apatite (Chauris, 1966b). Malgré des faciès plus fins, les nombreux filons de granite en périphérie du Leucogranite de Ploudalmézeau, lui ont été rattachés (carrière de Kergongan, Kerguévénoc,...). Dans la carrière de Kergongan, ces granites sont associés à de nombreux filons d'aplités ; on peut également mettre en évidence des enclaves du granite porphyroïde rose de l'Aber Ildut.

Le Leucogranite de Ploudalmézeau se caractérise par une acidité supérieure à celle du Leucogranite de Kernilis (ann. 1, tabl. V, n° 1 et 2 ; ann. 1, tabl. VI, n° 7 et 8). Toutefois, les paragenèses minérales sont

identiques. Sur les bordures du leucogranite de Kernilis (Kerbichard, Loc Brévalaire), des faciès enrichis en tourmaline peuvent être distingués ( $\gamma^{1-2}$ ; Chauris, 1993). Ces faciès marginaux sont de compositions variées, mais présentent tous un enrichissement en tourmaline, une augmentation de l'acidité et une faible teneur en éléments ferro-magnésiens (ann. 1, tabl. V, n° 3 et 4; Chauris, 1993). Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer les relations avec le Leucogranite de Kernilis s.s..

L. Chauris distingue également plusieurs « (...) leucogranites tardifs, souvent riches en tourmaline (...) ». Les analyses chimiques de deux affleurements (carrières du Raden :  $x = 96,125$  ;  $y = 2\,415,685$  ; et du Vern) sont présentées en annexe (tabl. V ; n° 5 et 6 ; Chauris, 1993). Elles se caractérisent par une plus forte acidité par rapport au leucogranite de Kernilis s.s., et une concentration en bore importante. Des tourmalinites sont associées à ces granites (ann. 1, tabl. IV, n° 7) mais, compte tenu de leur faible extension géographique, ces formations n'ont pas été reportées sur la carte.

$\mu\gamma^{1-2}$ . **Leucogranite de Ploudalmézeu–Kernilis à faciès mylonitique.** Ce faciès s'observe aux embouchures de l'Aber Benoît et de l'Aber Wrac'h. Cette bande matérialise le passage du CPG et relie les deux intrusions leucogranitiques.

Tous les stades d'écrasement du granite sont observés. Sur une centaine de mètres, la déformation est ultramylonitique (carrière de Penn ar C'hreac'h :  $x = 88,45$  ;  $y = 2\,420,05$ ). Les plans de cisaillement sont orientés N70-80°. Les linéations d'étirement plongent fortement vers le Nord-Est (40° à 50°) (pl. II). Parallèlement à l'augmentation de la déformation, la taille des grains de la roche diminue et s'accompagne de recristallisation de quartz, albite, orthose et micas (Jamgotchian, 1986).

Une analyse chimique, réalisée sur le Leucogranite de Ploudalmézeu ultramylonitisé (carrières de Penn ar C'hreac'h), montre une composition proche de celle du granite non déformé (ann. 1, tabl. V, n° 7 ; Chauris, 1966b).

On observe également de nombreux filons de quartz qui longent le CPG, au Nord de Ploudalmézeu et au niveau de l'embouchure sud de l'Aber Benoît.

### FORMATIONS FILONIENNES

$\mu\gamma$ . **Microgranite de Lanrivoaré (292 ± 9 Ma).** Signalé pour la première fois sur la carte géologique Brest à 1/80 000 par C. Barrois (1902), le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Chauris et al., 1977) comprend deux ensembles : Lanrivoaré (feuille Plabennec) et Ploumoguer (feuilles Plouarzel et le Conquet).

Le champ filonien de Lanrivoaré s'étend, avec une direction subméri-dienne, sur environ 20 km au sein du massif polyphasé de l'Aber Ildut. Une cartographie précise de ce champ filonien, combinant l'analyse des photos aériennes et les observations de terrain, a été effectuée (Chauris *et al.*, 1977). Ces travaux ont été repris pour l'établissement de cette carte (contours en pointillé). Toutefois, le microgranite n'affleure que très rarement dans de bonnes conditions (carrière de Kergogan :  $x = 83,45$  ;  $y = 2\,412,75$  ; carrière de Kerléan :  $x = 82,325$  ;  $y = 2\,407,65$ ).

Ces microgranites de teinte claire présentent une certaine homogénéité de faciès. La texture isotrope est microgrenue porphyroïde (filons de grande taille) à aphanitique (épointes et petits filons). La mésostase est composée de quartz, de feldspaths et de micas ; la phénopase est formée de microcline automorphe à subautomorphe, de plagioclase acide, biotite brune automorphe et quartz. Les analyses chimiques moyennes (sur 20 échantillons) révèlent un caractère potassique ( $K_2O = 4,94\%$ , et  $Na_2O = 2,67\%$  ; ann. 1, tabl. IV, n° 10 ; ann. 1, tabl. VI, n° 9).

L'injection de ces microgranites est postérieure au fonctionnement du CNA, le champ filonien de Ploumoguier le recoupant. Des mesures géochronologiques par la méthode Rb/Sr sur roche totale ont donné un âge de  $292 \pm 9$  Ma (Chauris *et al.*, 1977).

**δ. Amphibolites.** Outre les amphibolites de Lannilis, de nombreux filons ont été mis en évidence au sein des Gneiss de Lesneven et dans les Gneiss de Brest (Pont-Mezgrall). Ces roches massives, de teinte sombre, présentent une foliation soulignée par les alternances de niveaux plus ou moins riches en plagioclases et quartz. L'assemblage minéral est constitué principalement de hornblende verte et d'andésine ; le quartz et la biotite (en partie chloritisée) sont observés ponctuellement. Les affleurements sont rares (Loc Brévalaire, Pont-Mezgrall) ; généralement ces niveaux amphibolitiques apparaissent sous forme d'arène fine et sombre.

**γt. Granite aplito-pegmatitique à tourmaline (type « Sainte-Catherine »).** Le filon de Landouzen ( $x = 103,45$  ;  $y = 2\,414,655$ ) constitue l'affleurement le plus occidental du massif granitique de Sainte-Catherine (feuille Saint-Pol-de-Léon ; Chauris *et al.*, 1999) et l'unique filon granitique de ce type reconnu sur l'ensemble de cette carte. Seules de nombreuses pierres « volantes » ont permis d'identifier ce faciès. Sur la feuille Plabennec, le faciès est à grain fin, présentant, dans un fond leucocrate, des baguettes de tourmalines millimétriques sans orientation préférentielle. Ce granite est constitué principalement de microcline, d'albite, de quartz, de muscovite et, bien sûr, de tourmaline.

**γ. Granite indifférencié.** De nombreux filons de granite, autour de Lannilis, sur les berges de l'Aber Wrac'h et dans les orthogneiss de Tréglonou, ont été cartographiés. Ces leucogranites à grain fin à moyen, associés à des pegmatites, n'ont pu être rattachés à un quelconque massif granitique.

Toutefois, les filons, au Sud de l'Aber Benoît (Penn ar Valy ; Le Carpont) pourraient représenter l'extension la plus septentrionale du massif de Saint-Renan, ces faciès témoignant d'une analogie de texture et de composition minéralogique avec ce dernier.

**Q. Quartz.** Seuls les filons de quartz les plus importants ont été représentés. Ils soulignent les accidents hercyniens majeurs (CNA et CPG). Cependant, les plus massifs sont liés à la fracturation subméridienne et à la fracturation N110-120° (par exemple dans les Abers).

Le plus souvent, les filons sont constitués de quartz blanc amorphe stérile. De belles cristallisations en géodes sont quelquefois observables dans de petits filons de moindre importance jalonnant les contacts entre les différentes formations (ces filons n'ont pas été reportés). Les filons les plus massifs ont souvent été exploités (Loc Brévalaire) pour leurs minéralisations (*cf.* chapitre « Substances utiles, carrières et gîtes minéraux »).

### *QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Sous ce terme, est regroupé l'ensemble des formations dérivant de roches préexistantes, en domaine continental, ayant subi une transformation physique et/ou chimique (altération) ou un transport plus ou moins long (détritique) (Lebret et *al.*, 1993). Les formations littorales (plages, dunes, ...) sont associées, dans la description, aux formations du domaine continental. Ces formations, généralement meubles, sont susceptibles d'être remaniées sous l'action du climat (périodes de gel/dégel, d'inondations, etc.) ou de la tectonique (mouvements verticaux).

L'absence de méthodes de datations fiables des formations superficielles pose un problème. Toutefois, à l'échelle de la France, une chronologie relative, calée sur le dernier cycle climatique du Pléistocène supérieur, peut se dégager. Ainsi, il est possible de différencier une histoire du Tertiaire au Pléistocène ancien, Pléistocène supérieur (dernier interglaciaire et dernière période froide) et Holocène (postglaciaire) (Lebret et *al.*, 1993).

Seules les formations possédant une homogénéité de faciès à l'échelle de la carte, ainsi qu'une certaine épaisseur (0,60 m), ont été figurées.

**Altérites (âge indéterminé).** La notation **A** habituellement utilisée n'est pas indiquée sur la carte Plabennec. Les zones altérées sont représentées par les teintes atténuées des formations saines d'origine. Notre connaissance géométrique des 50 premiers mètres du sous-sol de la Bretagne, en terme de roches perméables ou non, n'est actuellement pas satisfaisante. Jusqu'à présent, les objectifs de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000 étaient de cartographier la nature de la roche constituant le substratum du Massif armoricain (granites, schistes, sables,...).

Cependant, les roches, constituant le socle du Massif armoricain, se sont formées sur un intervalle de temps compris entre 2 milliards d'années et 270 millions d'années. Les roches saines (granites, schistes, sables,...), formées à ces époques, ont été très souvent transformées par le climat et la tectonique. Ces processus ont eu comme conséquence, dans de très nombreux cas, de transformer une roche dure, consolidée, en une roche meuble. Sur le Massif armoricain, le processus le plus récent d'intense altération s'est produit au Tertiaire (Estéoule-Choux, 1970 et 1983).

Les altérites, comme les sédiments « tertiaires et quaternaires » non consolidés, peuvent, en fonction de leur porosité, canaliser ou stocker l'eau. Ainsi, les altérites, présentant une structure primaire conservée et les sédiments meubles, tels que les sables ou les graviers, ne sont, du fait de leur porosité élevée, qu'une zone de transit de l'eau vers les aquifères plus profonds. Au contraire, les argiles constituent des barrières de perméabilité ne permettant pas une connexion avec des réservoirs sous-jacents.

La reconstitution géométrique de ces différents ensembles, en combinant la cartographie traditionnelle et les moyens géophysiques (Wyns, 1991a ; Besse, 1997), permet d'approcher sur l'ensemble d'une zone, les lieux d'alimentation des aquifères et leur vulnérabilité. Les cartes d'isopaques de l'altération constituent le travail amont à la production de documents prédictifs de ce type.

La cartographie de l'altération réalisée sur la feuille Plabennec est présentée sur carte hors texte (pl. I). Il faut préciser que cette carte d'isopaques reflète les épaisseurs d'arènes et les zones, partiellement ou totalement, transformées en argiles du profil d'altération. Elle ne prend pas en compte le front d'altération correspondant, par exemple, au granite fracturé. Cette carte ne matérialise donc pas la puissance totale des profils d'altération *sensu stricto*.

Un horizon d'altérites ou d'arènes ayant subi un faible transport par fluage ou coulée de pente est parfois visible ; son épaisseur est généralement métrique. Les arènes sont constituées principalement par du quartz et par les feldspaths des différents granites. La kaolinite n'est jamais le minéral principal. Des exploitations de kaolins ont été signalées par C. Barrois (1902) à proximité de Kernilis, indices reportés sans plus de

description par L. Chauris *et al.* (1972). Bien que de nombreuses anciennes carrières subsistent dans ce secteur, ces gisements n'ont pas été observés.

### **Formations marines (Pléistocène supérieur)**

**M-Dy. Plages et sables dunaires anciens** (indication ponctuelle). Ces formations jalonnent le littoral du Nord-Finistère (Battistini, 1954 ; Hallégouët, 1971). Situées à des altitudes oscillant de 0 à 20 m NGF, ces unités témoignent des variations du niveau marin relatif au cours du Pléistocène. La majorité de ces dépôts sont antérieurs au dernier interglaciaire (Éémien) (Hallégouët, 1971 ; Chauris *et al.*, 1994). Comme souvent pour les formations superficielles, les affleurements sont azoïques, généralement de mauvaise qualité et de faible extension. Les plages anciennes, accrochées aux falaises, sont constituées d'éléments roulés du substratum (roches granitiques et cristallophylliennes) dans une matrice sableuse, le diamètre des galets pouvant dépasser la vingtaine de centimètres. Sous l'action de la gravité, ces formations remanient localement les arènes sur lesquelles elles reposent (plages de Kervigorn, Aber Benoît).

Entre l'Aber Wrac'h et la presqu'île Sainte-Marguerite, le gisement de la baie des Anges (Hallégouët, 1969 et 1971) présente une des plages anciennes la mieux conservée, scellée par un important dépôt de pente (« head »). L'altitude de cette formation azoïque, constituée de sables et galets, est comprise entre 10 et 17 m NGF.

B. Hallégouët (1971) distingue trois niveaux : (1) une partie supérieure constituée de sables jaunes et de petits galets, correspondant vraisemblablement à un environnement dunaire ancien ; (2) un paléosol (sables gris, contenant des débris charbonneux) ; (3) dans la partie inférieure, la plage ancienne formée de galets emballés dans un sable roux plus ou moins ferrugineux.

Cette association « plages anciennes, paléosols et sables dunaires » se retrouve également dans le gisement de l'anse de Brouesnou (Hallégouët, 1971 ; Monnier, 1973 ; Hallégouët *et al.*, 1980 ; fig. 3).

Ces différents faciès (plages anciennes, dunes, paléosols), imbriqués dans des formations périglaciaires (limons, coulées de « head »), témoignent des variations du niveau marin relatif durant les périodes interglaciaires. À l'échelle du littoral finistérien, des datations radiocarbone, sur des paléosols, ont permis de préciser localement la chronologie des événements (Hallégouët, 1971 ; Chauris *et al.*, 1994). Néanmoins, étant donné le degré d'imbrication de ces formations et le peu de données sur les âges des différentes unités, les corrélations entre les affleurements demeurent hasardeuses. Dans de nombreux cas, il a été démontré que ces sédiments souli-

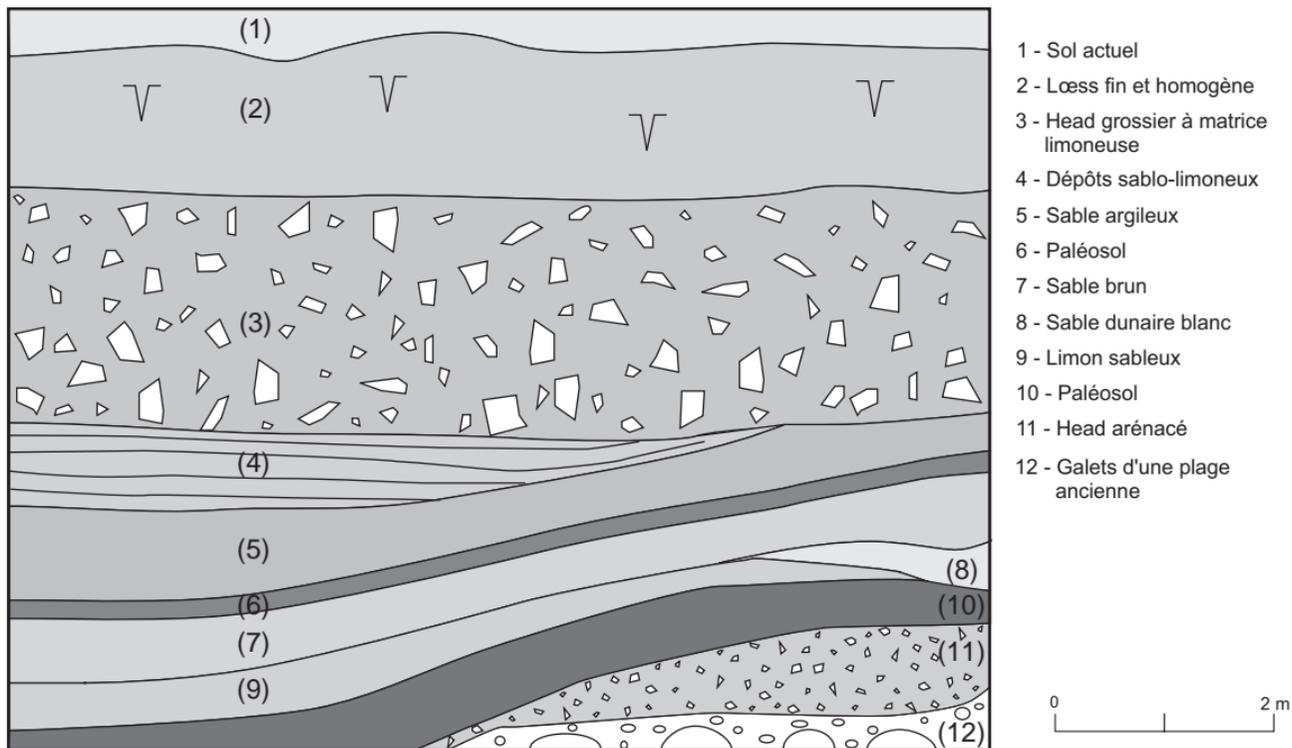


Fig. 3 - Coupe simplifiée de l'anse de Brouesnou (d'après Monnier, 1973, modifié)

gnaient l'existence d'épisodes de variations du niveau marin relatif postérieur à l'Éémien (Hallégouët, 1971 ; Chauris et *al.*, 1989 et 1994). Par exemple, une étude menée sur des sables dunaires anciens de l'île d'Ouessant, montre que l'on enregistre des épisodes transgressifs au cours d'interstades du Weichsélien (Chauris et *al.*, 1994).

### **Formations périglaciaires (Pléistocène supérieur)**

**SH. Dépôts de versants, « head ».** L'ensemble des dépôts de versants (colluvions, « head ») obéit aux mêmes processus physiques conjuguant gravité et ruissellement le long des pentes. 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.

Les coulées de « head » représentent la majorité des dépôts de versants présents sur cette carte. Ce sont des dépôts résultant d'une dynamique périglaciaire et mis en place, vraisemblablement, lors de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur, Weichsélien). Ces dépôts sont constitués de fragments du substratum dans une matrice sablo-argileuse issue de processus de « fauchage » et de mélange avec, principalement, les altérites. Pour ce type de matériel, le transport est faible et se fait généralement lentement sous l'action de la gravité et du ruissellement. Ils sont bien visibles sur le littoral, entre l'Aber Wrac'h et l'Aber Benoît. Les dépôts périglaciaires, formant les falaises entre le port de l'Aber Wrac'h et Cameuleut, s'étendent aussi sur le haut estran sous un pavage de gélifractions à peine émoussé par la mer. Les sondages menés devant la falaise de Brouennou ont également montré la présence de platiers, taillés dans de puissantes formations périglaciaires admettant des niveaux de sables et de galets interstratifiés, ainsi que des sols fossiles.

**CE. Limons éoliens, loess.** Ce sont des sédiments détritiques meubles, de couleur brune, et principalement argilo-silteux ( $< 62,5 \mu\text{m}$ ), mis en place au cours de la dernière glaciation. À leur origine, en partie éolienne, se combine un remaniement des altérites sous-jacentes. L'horizon, qui sépare les deux formations, est généralement marqué par un enrichissement en argiles des limons éoliens.

Géographiquement, les limons se limitent principalement au quart nord-est de la carte, ainsi que le long du littoral. De larges affleurements de limons pléniglaciaires ocre, montrant souvent des fentes de cryo-dessiccation découvrent parfois largement sur les estrans. Après les tempêtes qui chassent les sables superficiels, ils sont généralement visibles entre les îlots devant la presqu'île de Sainte-Marguerite, ainsi que dans l'anse de

Brouennou. Sur ce site, les sondages ont montré la présence de limons anciens vraisemblablement saaliens (Hallégouët et *al.*, 1986). Localement, comme devant le marais de Prat-Allan, des limons gris-bleu, hydromorphes, montrant des réseaux de fentes polygonaux, sont généralement visibles sous les tourbes flandriennes et en avant du cordon d'encrochement protégeant la dune vers le Sud.

### Formations fluviatiles anciennes (Pléistocène)

**Fx-y. Alluvions.** La classification en vigueur de ces formations repose sur des critères altimétriques (altitude relative par rapport aux lits actuels des cours d'eaux). Faute de datations fiables, il est souvent problématique, pour un système alluvionnaire donné, à l'échelle d'une région, ainsi qu'à celle d'une carte, d'être formel quant au synchronisme des dépôts.

Ces dépôts fluviatiles, de faible extension, affleurent dans de mauvaises conditions. Bien que des figures sédimentaires, de type litage oblique tabulaire (rides et mégarides 2D), soient visibles, elles demeurent frustes. Il est impossible de préciser le style de mise en place.

Ces dépôts sont très hétérogènes en maturité et en granulométrie. Le matériel varie de blocs anguleux pluricentimétriques à du matériel alluvionnaire centimétrique, dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable.

En termes de processus de dépôt, ces alluvions présentent une dynamique mixte. En effet, à une mise en place purement fluviatile, viennent se superposer des écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire (période de gel/dégel) affectant les versants du système hydrographique. Ces épisodes se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche.

### Formations fluviatiles et lacustres actuelles

#### Fz1. Zones hydromorphes et tourbes

- **Tourbes.** À l'intérieur des terres, une seule tourbière a été observée sur la carte Plabennec (commune de Bourg-Blanc), mais de nombreuses tourbières littorales ont été reconnues. Des tourbes holocènes (T : indication ponctuelle) se sont formées en arrière des cordons dunaires qui ont depuis reculé. Aussi, ces formations affleurent parfois sur les estrans, comme dans l'anse de Brouennou, où elles reposent sur des sols hydromorphes. On peut voir aussi, après les tempêtes des paquets de tourbe échoués devant les dunes de Sainte-Marguerite. Ils proviennent du bas-estran (sur la feuille

voisine), où des tourbières fossiles, habituellement masquées par 20 à 40 cm de sable, sont périodiquement attaquées par la mer. Des bancs tourbeux découvrent également sur les plages, à l'Ouest de l'Aber Benoît. Ils apparaissent à l'Ouest de l'îlot de Coulouarn, sous les vestiges d'un barrage à poissons (gorred), ainsi que sur le bas-estran de la plage de Tréampan. Sur ce dernier site, des tourbes ont aussi été observées jusqu'à 2,5 m sous le niveau des plus basses mers. Les analyses menées par M-T. Morzadec (1974) indiquent que les tourbes de bas-estran se trouvaient au niveau des plus hautes mers, 5 700 ans avant le présent, ce qui correspond à un relèvement du niveau marin de 8,8 m depuis cette époque. L'évolution de la végétation arbustive permet de situer la formation de la tourbe de Tréampan dans la période de transition Atlantique – Sub-boréal.

• **Zones hydromorphes, formations lacustres holocènes.** Dans les dépressions mal drainées, en arrière des cordons dunaires, se sont développés des marais comme celui de Prat-Allan, au Nord de Brouennou, ou ceux de Ploudalmézeau, au Sud de la plage de Tréampan. Au fond de ces zones humides, on observe des successions de niveaux tourbeux et de couches de sable reposant sur des limons bleus, hydromorphes, que l'on retrouve sur l'estran de Brouennou par suite du recul du cordon littoral. Un aqueduc a été construit au XIX<sup>e</sup> siècle afin de faciliter l'écoulement des eaux du marais de Prat-Allan. En revanche, à Tréampan, on s'est contenté de creuser épisodiquement les exutoires des marais, afin de limiter les inondations en hiver.

À l'intérieur des terres, des zones hydromorphes, dont l'âge d'individualisation reste indéterminé, sont localement observables. L'existence de ces zones, mal drainées, est à mettre en relation avec les barrières de perméabilité engendrées par les limons et/ou les altérites qui favorisent l'installation de ces zones humides. Sur le leucogranite de Kernilis, ces zones se disposent en « chapelet » le long de la ligne de partage des eaux, entre les bassins versants de l'Aber Benoît et de l'Aber Wrac'h.

**Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène).** Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel ; leur limite d'extension correspond souvent aux zones inondables.

Le matériel argilo-sableux, riche en fragments sub-anguleux de quartz, provient principalement du remaniement des formations superficielles, telles que les altérites et colluvions. Leurs épaisseurs sont inférieures au mètre pour les cours d'eaux secondaires ; elles peuvent dépasser 3 m pour les Abers.

**C. Dépôts de versants, ruissellement dominant (colluvions) (Holocène).** Il s'agit de dépôts de bas de versant, généralement de faible extension, mis en place par ruissellement ; ils colmatent les fonds de vallons

des drains secondaires du réseau hydrographique. Ces sédiments marquent, en de nombreux endroits, la ligne de partage des eaux entre les différents bassins versants (Est de Lanrivoaré, Ouest de Milizac). Ces sédiments sont argilo-sableux et contiennent, parfois, des fragments du substratum et de quartz. Leur épaisseur est variable, mais généralement métrique.

### **Formations marines et éoliennes littorales actuelles**

**MzV. Vases et sables vaseux (Holocène).** De larges plages sableuses se développent, à l'Ouest de la presqu'île de Sainte-Marguerite ainsi qu'au Nord des dunes de Saint-Pabu et de Ploudalmézeau, de part et d'autre de l'entrée de l'Aber Benoît. Le grain moyen des sables d'estran se situe généralement entre 0,2 et 0,5 mm, avec, cependant, des variations sensibles entre le haut et le bas de la plage où les sédiments sont plus fins. On remarque aussi une diminution du grain (sablon) en position abritée, au Sud de Sainte-Marguerite et dans la baie des Anges.

À Saint-Pabu, une flèche de sable s'allonge sur un kilomètre à partir de la pointe des Kervigorn, le long du chenal de l'Aber Benoît. Cette accumulation bien visible sur les vues aériennes ne découvre bien qu'à basse mer de grande marée. À l'inverse des queues de comètes de galets, cette flèche pointée en direction du large, ne s'est pas construite en zone d'abri ; elle résulte de la rencontre de courant de jusant de l'Aber avec les vagues passant entre le plateau de Trévor et la côte. Cet épi hydraulique favorise le dépôt des sables entraînés par la dérive littorale depuis les plages situées à l'Ouest de l'Aber Benoît, comme le montre la présence, dans les placers littoraux du secteur, de sphène provenant des diorites migmatisées du secteur de Portsall (Chauris, 1987). Cette dérive est également confirmée par la répartition de l'apatite et de l'amphibole dans le district de Portsall – Ploudamézeau. Les teneurs significatives en magnétites vers l'embouchure de l'Aber Benoît sont à rapporter aux formations basiques situées dans l'estuaire en amont (Chauris, 1991).

Les profils d'estran montrent des variations cycliques annuelles et des mouvements sur de plus longues périodes. La plage, au Nord du camping de Saint-Pabu, a connu un démaigrissement important dans les années 80 (Marseille, 1980), vraisemblablement à la suite de prélèvements de sable important dans l'estuaire de l'Aber Benoît. Depuis que les extractions se font plus au Nord, le sable est en partie revenu, et masque les ouvrages de protection établis en pied de dune. L'observation des plages de Lampaul montre aussi d'importantes modifications, en particulier sur le haut-estran et le bas-estran avec parfois des écarts de 3 m, alors que la partie moyenne de celui-ci reste stable (Collin, 1984). En zone abritée, à l'Ouest de Corn ar Gazel, à Brouennou, ainsi que sur la plage de Sainte-Marguerite, les mou-

vements dans les profils sagittaux sont modérés, et le bilan sédimentaire est même positif entre Kerennec et les blockhaus ruinés au pied de la dune située plus au Nord (Bourdier, 1998).

Les plages de part et d'autre de l'Aber Benoît sont alimentées par l'érosion des falaises, taillées dans les formations dunaires et périglaciaires, ainsi que par les courants qui déplacent vers l'Est les débris arrachés aux plateaux rocheux. Les coquillages, fixés aux roches ou vivant dans les fonds sableux, fournissent les sédiments en calcaire. Les teneurs en carbonates sont très variables : de 74 à 21 % à Saint-Pabu, 42 à 22 % à Sainte-Marguerite, et seulement 4,5 à 6,4 % à Brouennou.

Les sablons du bas estran à l'abri de l'île Garo, ainsi qu'à l'Est de la presqu'île Sainte-Marguerite, admettent une charge de pélites parfois importante. Les estrans, en bordure de l'estuaire de l'Aber Wrac'h, sont constitués de slikkes vaseuses, lorsque les rives ne sont pas trop abruptes. Ceux de l'Aber Benoît sont sableux jusqu'au pont de Tréglonou, sauf dans l'anse de Loc Majan. Même en amont de Tréglonou, les slikkes sont encore sableuses car de grandes quantités de sables marins, poussés par la dérive littorale et le courant de flot, ont pénétré dans cet Aber. La partie haute des slikkes, colonisée par une végétation herbacée, forme des terrasses parcourues de chenaux. Les schorres sont étroits en bordure de l'Aber Wrac'h (du Pont du Crac'h au Diouris) ; ils sont plus étendus sur les rives de l'Aber Benoît, particulièrement à Tariec.

**MzG. Grève, cordon de galets et blocs.** Les estrans sont parfois garnis de galets et de cailloux peu émoussés, formant des levées dans certaines conditions. Celles-ci peuvent former des accumulations collées au trait de côte, ainsi que des flèches à l'abri d'îlots. Ce matériel provient du lavage des heads périglaciaires par la mer ou d'apports fournis par la dérive littorale et les courants de marées. On remarque souvent sur les estrans, à l'Ouest des dunes de Sainte-Marguerite, des galets entraînés par les algues qui y sont fixées ou, encore, des cailloux englobés dans les crampons des grandes laminaires, arrachées par les tempêtes. Leur mouvement est rapide sur le fond sableux mais cesse dès que le fond devient rugueux ou que le galet perd la touffe de fucus qui lui sert de voile. Les galets s'enfoncent alors dans le sable ou attendent la prochaine tempête qui les rejettera vers la ligne de rivage. Sur la plage de Sainte-Marguerite, on observe aussi des flèches de galets accrochées à des pointements rocheux. Ces accumulations s'orientent en fonction de la direction des vagues, entre les îlots de l'archipel de Landéda. À l'Ouest de l'Aber Benoît, des flèches en queue de comète, à l'abri des îlots du Bec, de Rosservo et de Carrec Cros, sont pointées en direction de la pointe de Thévenn Pen ar Pont. Seules les formations suffisamment importantes ont été figurées sur la carte.

Dz. **Sables dunaires flamandais.** Après la dernière glaciation, la mer a réoccupé progressivement les fonds de la Manche en poussant devant elle des sédiments. En partie repris par le vent, les sables d'estran ont formé les dunes qui occupent actuellement la ligne de rivage de part et d'autre de l'Aber Benoît. Le massif de Ploudalmézeau – Saint-Pabu s'avance vers l'Ouest au pied de la falaise morte pléistocène et fait obstacle aux eaux des talwegs descendant du plateau du Léon. Les ruisseaux, de part et d'autre du bourg de Lampaul, se frayent difficilement un passage dans la dune bordière pour gagner la mer à cause de la formation, à leur embouchure, de petites flèches sableuses liées à la dérive littorale. L'observation des cartes de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, ainsi que l'examen du cadastre dit napoléonien, montre un recul important de la falaise dunaire dans le secteur de Lampaul (Corre, 1994). Vers Saint-Pabu, où la dune s'appuie sur la falaise morte, l'érosion de la ligne de rivage a été moins importante. La topographie de ce massif est perturbée par les excavations laissées par les carriers qui y ont prélevé de grande quantité de sable lors de la reconstruction de Brest.

La face occidentale de la presqu'île de Sainte-Marguerite correspond à une dune encore alimentée en sable par un large estran abrité par les îlots de l'archipel de Landéda. La dune embryonnaire qui se développait dans les années 70 sur le haut-estran est, aujourd'hui, bien conquise par la végétation, et l'ancienne falaise se trouve désormais à plus de 50 m en arrière de la ligne de rivage. La topographie du massif de Sainte-Marguerite est accidentée de grandes dunes paraboliques correspondant à la remise en mouvement des sables dunaires au XVII<sup>e</sup> siècle, ainsi que par les dépressions laissées par les carriers après la deuxième guerre mondiale. Les siffle-vent et coudeyres, qui échantraient la ligne de rivage, ont été rectifiés par le conservatoire de l'espace littoral (Bourdier, 1998).

Les sables des dunes des îles de l'archipel de Landéda ont, sans doute, commencé à se déposer dès le Néolithique ; c'est leur présence qui a, sans doute, permis la conservation d'ossements dans la chambre du Cairn de Roc'h Avel, à l'Ouest de Sainte-Marguerite. On peut aussi observer, à la base des falaises dunaires voisines, des talus et des fossés fossilisés par les sables éoliens qui se sont déposés en vagues successives pendant la protohistoire et la période historique. De vieux sols d'occupation protohistorique ou néolithique ont été également mis au jour par les extracteurs de sable dans les dunes entre Ploudalmézeau et Saint-Pabu. On peut encore observer les restes d'une allée couverte à l'Ouest du ruisseau de Ribl.

### **Formations anthropiques**

X. **Remblais, dépôts artificiels.** À l'intérieur des terres, les remblais les plus importants sont ceux consécutifs à la construction de l'aéroport de

Brest – Guipavas. Outre les dépôts anthropiques, la construction de cet aéroport a modifié de façon significative le réseau de drainage du secteur, générant ainsi de nombreuses zones hydromorphes.

Sur le littoral, le terre-plein du port de l'Aber Wrac'h a été gagné sur les vasières de la rive gauche de cet estuaire. Des remblais provenant de carrières ouvertes à proximité ont aussi été déposés sur la rive droite de l'Aber Benoît (Penn ar Créac'h). Au fond de la baie des Anges, une zone humide a été comblée pour l'aménagement d'un parking. Les ostréiculteurs et les vénériculteurs ont apporté du sable et des graviers dans leurs parcs, afin de stabiliser les fonds vaseux, en particulier dans l'Anse de Brouennou et à l'entrée de l'Aber Wrac'h.

**Cordons d'enrochements** (représentation ponctuelle). L'érosion marine, grignotant peu à peu les rivages dunaires ainsi que les falaises taillées dans les dépôts périglaciaires, on a essayé de protéger les biens menacés et de sécuriser les populations riveraines, en déposant des enrochements ou d'autres matériaux sur la ligne de côte. Le cordon d'enrochements le plus important se situe au fond de l'anse de Brouennou. Il a été mis en place après la marée noire de l'Amoco Cadiz, pour protéger un cordon dunaire derrière lequel se trouve une zone humide drainée au XIX<sup>e</sup> siècle. On observe aussi localement d'autres enrochements à Saint-Pabu, vers Corn ar Gazel, ainsi qu'en bordure de l'Aber Wrac'h.

**Gué antique** (pour mémoire ; non représenté sur la carte). Une chaussée antique, constituée de dalles et de piliers mégalithiques, franchit l'estuaire de l'Aber Wrac'h, 2,5 km en aval de Diouris. On ignore l'âge de cette construction cyclopéenne, et on ne sait s'il s'agissait, à l'origine, d'un pont construit à la limite du flot ou un gué que l'on ne franchissait qu'à marée basse.

## GÉOLOGIE MARINE

### Couverture sédimentaire récente

La couverture de sédiments meubles sur les fonds marins, entre les roches de Portsall et la presqu'île de Sainte-Marguerite, est discontinue et laisse affleurer largement le socle constitué de migmatites et granites associés autour de Trévors et Rosservo. Il s'agit surtout de sables graveleux, avec 30 à 40 % de carbonates. Les pélites sont essentiellement localisées dans la zone interne de l'Aber Wrac'h, sur les rives du chenal de marée.

## Paléochenal pléistocène

La sismique réflexion a permis de donner un aperçu de l'épaisseur des sédiments dans l'Aber Benoît, ainsi qu'entre Trévors et les estrans de Landéda. Dans l'Aber, on voit ainsi se dessiner une zone de sédimentation plus importante correspondant au chenal fossile du cours d'eau pendant la dernière glaciation. Les épaisseurs observées sont cependant irrégulières, du fait d'extractions de sable pratiquées autrefois dans l'estuaire. On note en moyenne 5 à 6 m d'épaisseur et au maximum 11,5 m. Dans la zone externe de l'Aber, on observe rarement plus de 10 m de sable dans le chenal. L'épaisseur des bancs, de part et d'autre de celui-ci, est généralement comprise entre 5 et 7,5 m. Actuellement, plusieurs bateaux-sabliers poursuivent l'exploitation du sable à l'abri du plateau rocheux de Trévors et débarquent leur chargement au Stellac'h et à Penn ar Créac'h, sur les bord de l'Aber.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Sur la feuille Plabennec, comme sur les feuilles voisines (Saint-Pol-de-Léon, Plouarzel – île d'Ouessant, Brest,...), deux grands ensembles géologiques sont représentés :

- les formations métamorphiques ortho- et paradérivées anté-carbonifères ;
- les formations plutoniques, datées entre 340 et 290 Ma.

### Les formations métamorphiques

Plusieurs unités métamorphiques sont distinguées : Gneiss de Brest, série de Lesneven et Plounévez-Lochrist (ces deux formations appartenant au même ensemble), gneiss migmatitiques, Micaschistes de l'Aber Wrac'h,... De par son caractère spécifique (série regroupant des faciès ortho- et paradérivés), la série des Gneiss de Brest sera traitée dans le paragraphe « formations plutoniques ».

L'ensemble Lesneven – Plounévez-Lochrist comprend deux unités métamorphiques distinctes : la première, paradérivée (à laquelle on rattache, à la suite de L. Chauris et *al.*, 1989, les Gneiss de Kerhornou) ; la seconde, orthodérivée d'une granodiorite. Il n'a pas été possible de trancher définitivement quant à la nature (intrusive ou tectonique) du contact entre ces deux unités. Toutefois, bien que très localisées, les évidences de déformation à proximité du contact existent. Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, L. Chauris et *al.*, 1998 ont observé des critères cinématiques localisés indiquant un mouvement de chevauchement. Les auteurs admettent, cependant, la difficulté de conclure. L'idée d'un contact tectonique est développée par P. Balé et *al.* (1986) et J. Rolet et *al.* (1994). Pour ces

auteurs, les paragneiss anatectiques de Lesneven représentent une nappe charriée, via une semelle mylonitique, sur l'unité orthogneissique de Plounévez-Lochrist. Cette interprétation repose sur l'absence de métamorphisme de contact dans les Gneiss migmatitiques de l'Aber Benoît et les Gneiss de Lesneven, la présence de niveaux éclogitiques et de paragneiss alumineux à paragenèse de haute température rétrotransformés à proximité du contact, ainsi que sur l'observation d'un fort gradient de déformation de part et d'autre du contact chevauchant.

Des lentilles éclogitiques, associées à des pyroxénites et des amphibolites au sein des Gneiss de Lesneven, matérialisent l'épisode métamorphique le plus ancien du pays de Léon (métamorphisme haute pression – haute température). Les travaux de J.-L. Paquette et *al.* (1987), sur des éclorites à disthène de Kerscao (feuille Landerneau), ont permis d'établir l'âge du métamorphisme éclogitique, les conditions P-T de ce métamorphisme ainsi que la nature du protolithe. La mesure U/Pb sur zircons donne un âge de  $439 \pm 12 - 13$  Ma pour le métamorphisme. La stabilité de la paragenèse éclogitique a permis son utilisation comme géothermobaromètres. Elle donne des conditions P-T de l'éclogitisation de 650-700°C pour une pression minimale de 14 kbars. Enfin, les études géochimiques (éléments majeurs, spectres des terres rares) attestent de la nature basique d'origine océanique du protolithe des éclorites (caractéristiques géochimiques des MORB, type N actuels ; Paquette et *al.*, 1987 ; Godard et *al.*, 1987). Ces reliques éclogitiques, boudinées au sein des Gneiss de Lesneven, sont géodynamiquement interprétées comme la signature d'une convergence (subduction de matériel océanique) marquant les prémices de la collision hercynienne. L'histoire enregistrée par les paragenèses rétrotransformées de ces éclorites et de leur encaissant caractérise un chemin P-T correspondant à une décompression isotherme atteignant l'anatexie. Cet épisode métamorphique régional (Moyenne Pression – Haute Température), prograde vers le Nord-Ouest (Cabanis et *al.*, 1979), est synchrone de la phase de déformation majeure ayant structuré le pays de Léon.

Du Nord au Sud, on peut distinguer :

- un **domaine catazonal**, comprenant le complexe migmatitique de Landunvez – Plouguerneau (Cogné et *al.*, 1966 ; Chauris, 1966a ; Chauris et *al.*, 1972, 1989), les Amphibolites de Lannilis (Shelley, 1966), les Migmatites de l'Aber Benoît, les Micaschistes de l'Aber Wrac'h, les Orthogneiss de Tréglonou et Plounévez-Lochrist datés à  $385 \pm 8$  Ma (Cabanis et *al.*, 1979), les gneiss para- et orthodérivés de Lesneven ;
- un **domaine mésozonal**, comprenant les Gneiss de Brest et les Micaschistes du Conquet (Chauris et *al.*, 1989).

**Dans le domaine catazonal**, il est vraisemblable que les différents « faciès » métamorphiques observés dérivent du métamorphisme d'une même unité sans qu'il soit possible d'en déterminer précisément aujourd'hui l'âge et la nature. Les faciès de gneiss migmatitiques (Landunvez, Plouarzel), ainsi que les termes les plus évolués (granites anatectiques de Landunvez), correspondent sans doute aux domaines les plus profonds de cette unité. L'âge de cette migmatisation, poussée localement jusqu'à l'anatexie, est encore sujet à caution : les données de géochronologie Rb/Sr sur roche totale donnent un âge de  $470 \pm 30$  Ma (Leutwein et al., 1969), alors que des mesures sur biotite du même échantillon donnent un âge de  $290 \pm 10$  Ma en K/Ar et Rb/Sr, ce qui suggérerait un fort rajeunissement.

**Dans le domaine mésozonal**, selon toute probabilité, les Micaschistes du Conquet, localisés au Nord des Gneiss de Brest, représentent un faciès métamorphique de bas grade (« subfaciès staurotide du faciès amphibole – almandin ») correspondant, vraisemblablement, à la transformation des séries briovériennes de l'Élorn (Chauris et al., 1989).

Du point de vue des enveloppes de métamorphisme, le territoire couvert par la carte Plabennec se situe dans le domaine de la sillimanite, à l'exception de sa bordure sud-est (Cabanis et al., 1979). L'âge du métamorphisme n'est pas connu précisément ; toutefois, cet épisode tectono-métamorphique est antérieur à la mise en place des premiers granites carbonifères (330-340 Ma, Granite de Saint-Renan), les isogrades de métamorphisme étant recoupées par ces derniers (Cabanis et al., 1979).

## Les formations plutoniques : magmatogénèse

### Gneiss de Brest

L'histoire magmatique du Léon débute par l'intrusion du protolithe des faciès orthodérivés des Gneiss de Brest. Nombreux sont les auteurs qui ont, depuis le siècle dernier, tenté des interprétations sur l'origine et sur l'histoire métamorphique de cette formation. On trouvera dans la notice de la feuille Brest à 1/50 000 (Chauris et al., 1979) un historique détaillé de l'évolution des concepts sur cette unité. On peut dire, à la suite des travaux de B. Cabanis (1982) et B. Cabanis et al. (1977), que le protolithe des faciès orthodérivés des Gneiss de Brest est vraisemblablement une tonalite-granodiorite (Taylor, 1967, parlait d'une granodiorite à affinité trondhjémitique). L'âge de mise en place de cette intrusion a aussi fait l'objet de nombreux débats et, globalement, deux opinions s'affrontent : pour B. Cabanis et al. (1977), l'âge du protolithe est « calédonien » – comme en témoignent des mesures géochronologiques sur zircons (Deutsch) qui ont donné un âge de  $466 \pm 25$  Ma – et l'âge du métamorphisme est hercynien ; pour Bradshaw et al. (1967), Taylor (1967),

Bishop *et al.* (1969), Chauris *et al.* (1973), le protolithe est plus ancien, vraisemblablement cadomien, comme en témoignent les mesures Rb/Sr (Adams, 1967) qui ont donné un âge de  $690 \pm 40$  Ma. Pour ces mêmes auteurs, le métamorphisme du protolithe a lieu avant le dépôt des Grès armoricains. L'intrusion du protolithe des Gneiss de Brest a eu pour effet de limiter le métamorphisme de contact – somme toute peu développé – des formations briovériennes de l'Élorn (formations de cornéennes, cartographiées Kb).

### **Complexe plutonique Kersaint – Saint-Renan**

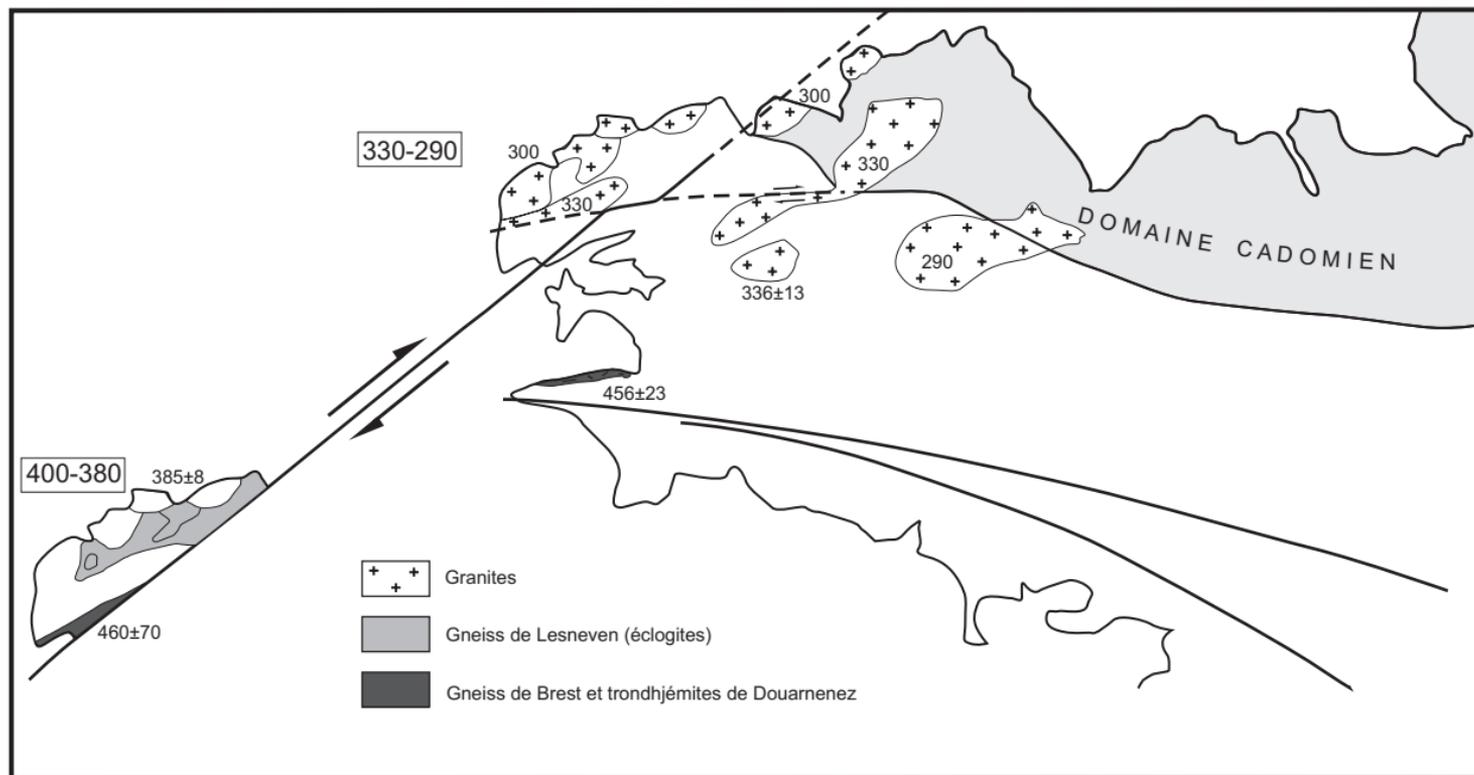
Au sein du Granite porphyroïde de Kersaint ( $\rho\gamma^2$ ), on peut individualiser la venue magmatique postérieure d'un faciès à grain fin ( $\rho\gamma^2$ ) qui affleure en trois bandes parallèles. Les deux faciès, que l'on regroupe commodément sous le nom de Granite de Kersaint, sont intrudés par un corps basique : la Granodiorite de Ploudaniel ( $\eta$ ), dernier événement magmatique associé à l'histoire hercynienne sur la feuille Plabennec (fig. 4). Cartographiquement, l'ensemble « Kersaint » est recoupé à l'emporte-pièce par le Granite de Saint-Renan ( $\gamma^2$ ). Cette chronologie relative permet déjà de dégager deux ensembles bien distincts (1 - Kersaint *s.l.* ; 2 - Saint-Renan). Sur la feuille Plabennec, les datations géochronologiques du Granite de Saint-Renan, donnent un âge de mise en place de 330-340 Ma (carrière de Langongar ; Deutsch *et al.*, 1965). F. Leutwein (1968), par la méthode K/Ar, produit un âge comparable de  $340 \pm 15$  Ma.

Les analyses chimiques, nombreuses dans la littérature, permettent d'évoquer une origine crustale de ce massif par fusion de métasédiments (type « S » ; ann. 1, tabl. VI) (Goré, 1985 ; Goré *et al.*, 1987 ; Chauris *et al.*, 1994).

L'enracinement du massif, estimé par la gravimétrie (Vignerresse, 1983), montre un « ancrage » du massif le long du CNA avec une profondeur d'enracinement de 4 km, l'essentiel de la masse étant concentré dans les deux premiers kilomètres. Le Granite de Saint-Renan forme un lobe vers le Nord qui se matérialise cartographiquement par un important cortège filonien dans l'encaissant.

### **Complexe plutonique de l'Aber Ildut – Ploudalmézeau – Kernilis**

Bien que regroupés dans un même méga-ensemble, les contacts à l'emporte-pièce, ainsi que les nombreux filons du Leucogranite de Ploudalmézeau au sein du Granite porphyroïde de l'Aber Ildut, attestent de la postériorité de l'ensemble Ploudalmézeau – Kernilis. En outre, de larges enclaves du granite porphyroïde affleurent dans le leucogranite de Kernilis (Naout : x = 101,2 ; y = 2 419,9).



**Fig. 4 - Translation du Pays de Léon** (d'après Balé et *al.*, 1986, modifié)

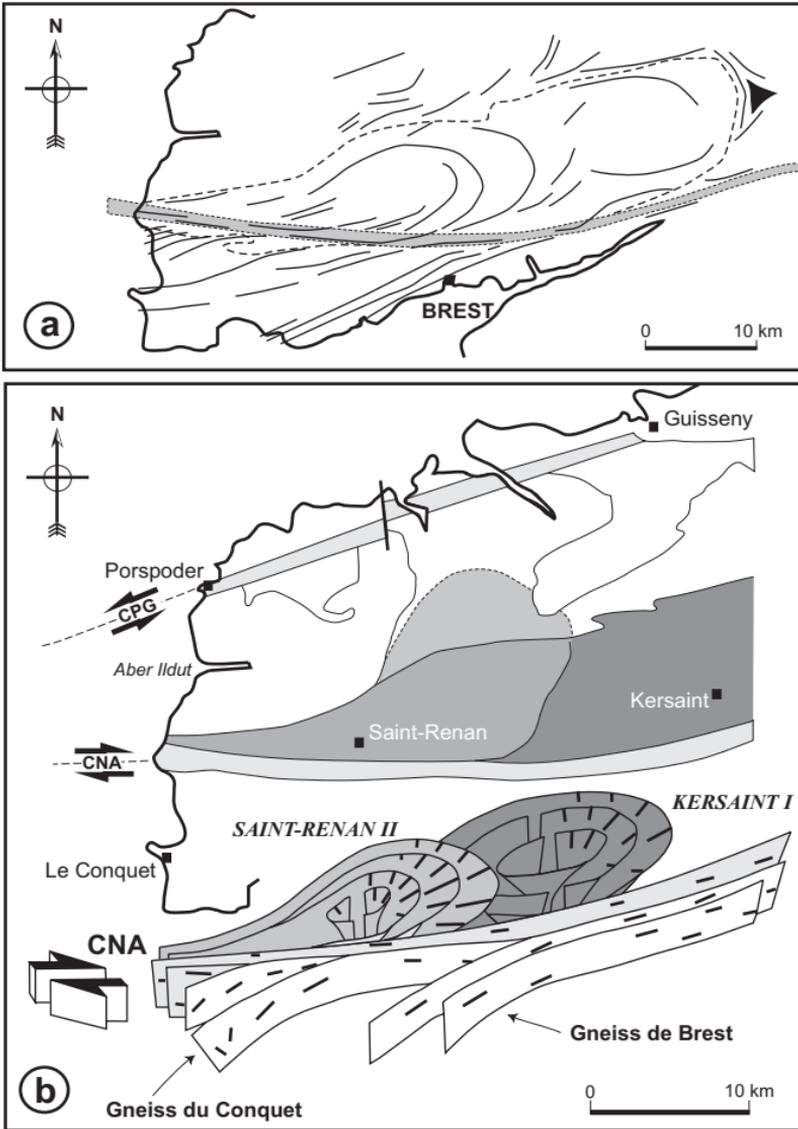
Les datations géochronologiques (Deutsch et *al.*, 1965 ; Leutwein et *al.*, 1969) donnent un âge de mise en place, pour le granite de l'Aber Ildut, d'environ 300 Ma. L'intrusion de l'ensemble Ploudalmézeau-Kernilis s'effectuerait plus tardivement, aux alentours de 290 Ma (Chauris et *al.*, 1994).

Les analyses chimiques (ann. 1, tabl. IV), ainsi que les nombreuses enclaves basiques dans le granite porphyroïde de l'Aber Ildut, témoignent d'une origine subcrustale voire mantellique (granite type « I ») (Chauris, 1965b ; 1966b ; Jamgotchian, 1986). En revanche, les faciès marginaux du granite de l'Aber Ildut, et surtout le granite de Ploudalmézeau – Kernilis, présentent indubitablement des caractéristiques crustales (granite type « S ») (ann. 1, tabl. VI ; Le Corre et *al.*, 1989). Afin d'expliquer cette association dans le même massif, des processus de fusion étagée de la croûte ont été invoqués (Georget et *al.*, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le territoire couvert par la carte Plabennec présente la presque totalité des formations métamorphiques et granitiques du domaine du pays de Léon. Le Cisaillement Nord-Armoricain (cisaillement transcurrent dextre ; Chauris, 1969 ; Goré et *al.*, 1987) et le linéament de Porspoder – Guisseny (cisaillement transcurrent senestre ; Jamgotchian, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989) encadrent les formations granitiques et cristallophylliennes. Cette feuille représente donc une excellente zone d'étude permettant de comprendre et de discuter de l'histoire tectono-métamorphique du pays de Léon.

Une déformation régionale D1 se caractérise par le développement d'une foliation (SI), généralement subverticale, dont l'orientation varie de N100° à localement subméridienne. L'analyse des chemins P-T-d dans les Micaschistes du Conquet (K.A. Jones, 1994) révèle que ce métamorphisme est le produit d'un épaissement crustal. Pour P. Balé et J.-P. Brun (1986), le chevauchement des Gneiss de Lesneven sur les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist et Tréglonou (gradient de déformation et présence de niveaux éclogitiques aux contacts, linéations d'étirements) pourrait être rattaché à cet épisode. Cette déformation tangentielle, associée à un empilement de nappes (Balé et *al.*, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989), correspond à la structuration principale du pays de Léon. La déformation des Orthogneiss de Plounevez-Lochrist et Tréglonou (environ 380 Ma) démontre que cet épisode tectono-métamorphique est postérieur au Dévonien inférieur. De plus, cette déformation est antérieure au magmatisme carbonifère, la foliation I étant « reprise » par la déformation consécutive à la montée des plutons et aux fonctionnements des cisaillements transcurrents associés (fig. 5 et 6). Sur la feuille Saint-Pol-de-Léon, L. Chauris et *al.*, 1998 interprètent la variabilité des directions observées par l'existence de deux foliations d'orientation distinctes



CNA : Cisaillement nord-armoricain CPG : Cisaillement Porspoder-Guisseny

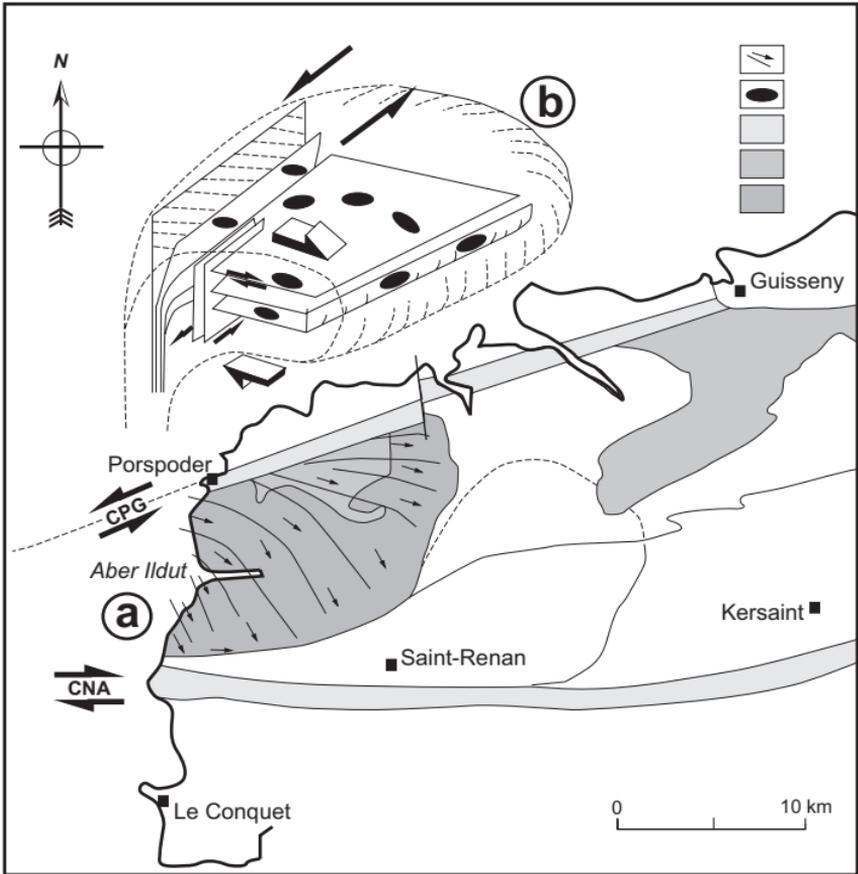
Fig. 5 - (a) Carte des trajectoires de foliation et des linéations d'étirements dans le complexe granitique de Saint-Renan – Kersaint et son encaissant métamorphique

La bande en grisé correspond à la zone mylonitique (structures C/S)

(b) Représentation schématique du modèle de deux intrusions granitiques emboîtées affectées au Sud par une zone de cisaillement dextre

Les surfaces représentent les enveloppes de la foliation, en blanc dans les granites et en grisé dans l'encaissant méridional. On notera la réorientation progressive des foliations et linéations anciennes de l'encaissant à proximité de la zone de cisaillement

(d'après Goré et al., 1987, modifié)



**CPG** : Cisaillement Porspoder–Guisseny    **CNA** : Cisaillement nord-armoricain

**Fig. 6 - (a) Carte des trajectoires de foliation et des linéations d'étirements dans le complexe granitique de l'Aber Ildut**

La bande en grisé correspond à la zone mylonitique (structures C/S)

**(b) Représentation schématique d'intrusions granitiques affectées par une zone de cisaillement senestre (N60°) combinée à une déformation tangentielle à vergence sud**

(d'après Jamgotchian, 1986 et Le Corre et al., 1989, modifié)

représentant deux stades de déformation successifs (D1 et D2), ce que corrobore l'étude des lames minces. Pour ces auteurs, la foliation S2 est parallèle au contact entre les Orthogneiss de Plounevez-Lochrist et les Gneiss de Lesneven. N'ayant pas observé, sur la feuille Plabennec, de critères d'interférence (plissotements, crénulation de S1) suffisamment explicites, nous ne pouvons confirmer les observations précédentes.

Le complexe granitique de Saint-Renan – Kersaint est affecté, dans sa partie méridionale, par une déformation de type mylonitique contemporaine de la mise en place du granite ou, au moins, antérieurement à son refroidissement. Cette déformation est à mettre en relation avec le fonctionnement du CNA (Chauris, 1969, 1980 ; Goré, 1985 ; Goré et *al.*, 1987 ; Le Corre et *al.*, 1989). Sur la feuille Plabennec, cette déformation n'affecte que le Granite de Kersaint ( $my\gamma^2$ ). La quasi totalité des critères de sens de cisaillement (structures C/S) est dextre (Prat Pip :  $x = 101,025$  ;  $y = 2\,403,75$  ; Kerlizic :  $x = 103,55$  ;  $y = 2\,403,6$ ).

Les trajectoires de foliations et les linéations d'étirements, mesurées dans le cadre des levés, ainsi que les minéraux observés (conditions de température de la déformation), sont caractéristiques d'une mise en place dans un « climat » tectonique cisailant ductile, dextre. De plus, les foliations matérialisent deux enveloppes plus ou moins concentriques qui confirment l'existence de deux venues magmatiques successives emboîtées (fig. 5). Les données corroborent les études antérieures (Goré, 1985 ; Goré et *al.*, 1987).

L'orientation des plans de cisaillement et l'étude de l'ellipsoïde de déformation finie (répartition spatiale des zones abritées) permettent de conclure à un cisaillement simple (Goré et *al.*, 1987). Le déplacement fini est de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Goré et *al.*, 1987), ce qui est compatible avec l'écartement des deux centres plutoniques.

La mise en place polyphasée du massif de l'Aber Ildut est à mettre en relation avec le fonctionnement de la zone de cisaillement Porspoder Guisseny (cisaillement transcurrent senestre) (Chauris, 1965b, 1965c, 1966b ; Chauris et *al.*, 1994 ; Jamgotchian, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989). Le long de cet accident, le Granite de l'Aber Ildut ( $my\gamma^3$ ), ainsi que celui de Ploudalmézeau – Kernilis ( $my\gamma^{1-2}$ ), sont affectés. Dans la zone mylonitique, orientée N60° sur une largeur inférieure au kilomètre, les foliations sont verticales. Les linéations, souvent subhorizontales, sont localement fortement pentées vers l'Est (embouchure de l'Aber Benoît ; pl. II). Tous les stades d'écrasement sont visibles jusqu'aux ultramylonites (embouchure de l'Aber Benoît). Les critères de déplacement sont senestres. Les minéraux observés (mymékite, biotite brune dans les bandes de cisaillement, glissement prismatique du quartz) indiquent des conditions de température élevée (> 400°C) de la déformation, compatible avec une mise en place syntectonique du massif (Jamgotchian, 1986).

Le plongement des linéations souligne que vraisemblablement le CPG ne fonctionne pas en décrochement pur (Jamgotchian, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989). Cette composante « verticale » de l'accident est également marquée par l'affleurement d'un domaine structural profond (complexe migmatitique de Landunvez – Plouguerneau) au Nord du CPG. On peut également signaler, une fracturation subméridienne postérieure qui « tronçonne » l'accident le long de son tracé.

À cette déformation cisailante, se superpose, dans le Granite de l'Aber Ildut, une déformation antérieure, tangentielle, à vergence sud, mise en évidence par les trajectoires de linéations et les foliations (Jamgotchian, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989). Les linéations d'étirements se disposent en éventail au sein du massif. À l'approche du CPG, elles sont « réorientées » selon sa direction (fig. 6). À l'exception de sa bordure septentrionale, le granite est peu déformé. Hormis au contact avec les formations encaissantes, où elles sont subverticales, les foliations sont rares et subhorizontales au sein du massif. Toutefois, à l'approche du CPG, les foliations deviennent subverticales. Les enclaves basiques, très nombreuses sur la feuille Plouarzel – île d'Ouessant (Chauris et *al.*, 1994), ont permis de mesurer les ellipsoïdes de déformation<sup>4</sup>. On passe d'un domaine de déformation plane ( $K \sim 1$ ), dans la zone mylonitique, à un domaine en constriction ( $1,5 < K < 7$ ) à proximité du CPG et, enfin, à un domaine en aplatissement ( $K < 0,3$ ) dans la partie sud du massif (Jamgotchian, 1986). Le domaine central en constriction s'explique par l'antagonisme entre la déformation au Nord, et la déformation tangentielle avec un raccourcissement vertical qui s'exprime visiblement dans la partie méridionale (Le Corre et *al.*, 1989).

La déformation mise en évidence, ainsi que la géométrie du massif et ces relations avec les terrains encaissants (Chauris, 1966b), permettent de dessiner la géométrie du massif qui s'apparente, selon la description de L. Chauris (1966b), à une « ...loupe enracinée uniquement dans sa partie septentrionale... » (fig. 6).

Dans le Granite de Ploudalmézeau – Kernilis, seule la déformation liée au CPG est observée. Si le Leucogranite de Kernilis est affecté par la mylonitisation dans sa partie septentrionale, il ne montre pas d'évidence de déformation dans le reste du massif. De plus, il ne présente pas la forme « lobée » caractéristique de nombreux granites syntectoniques armoricains. Ce leucogranite, par ses caractéristiques syn- à post-tectoniques, marque le fonctionnement du CPG. Cette intrusion est intermédiaire entre des massifs clairement syntectoniques – type Aber Ildut, Leucogranite de Ploudalmézeau à 300 Ma (Chauris, 1966 ; Jamgotchian, 1986 ; Le Corre

---

<sup>4</sup> Cette étude n'a pas été réalisée sur la feuille Plabennec, étant donné le peu d'enclaves observées.

et *al.*, 1989) – et ceux post-cisaillement, comme celui de Brignognan – Plouescat, à  $292 \pm 15$  Ma (Georget et *al.*, 1986).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le domaine couvert par la feuille Plabennec fait partie du vaste ensemble magmato-métamorphique du Léon, où l'âge du métamorphisme régional et l'histoire géologique du pays, en général, ont longtemps été discutés entre les partisans d'un rapprochement du pays de Léon avec le Domaine cadomien (Cogné et *al.*, 1966 ; Chauris et *al.*, 1973a, 1973b, 1980), ceux ne réfutant pas une évolution précambrienne mais insistant sur la signature hercynienne (Cabanis, 1975, 1976 ; Cabanis et *al.*, 1977) et ceux partisans d'une évolution strictement paléozoïque à mettre en relation avec le Domaine sud-armoricain (Balé et *al.*, 1986 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Le Corre et *al.*, 1989 ; Rolet et *al.*, 1994 ; Chauris et *al.*, 1999).

Quoi qu'il en soit, un événement précoce de haute pression a été enregistré par les lentilles écloïtiques. L'histoire de ces écloïtes n'est pas encore établie mais, qu'elles soient associées à une zone de subduction ou à une zone de collision continentale, elles représentent un matériel océanique porté à des profondeurs comprises entre 40 et 50 km, vers 440 Ma.

En ce qui concerne l'histoire éo-hercynienne, deux modèles géodynamiques coexistent. Ainsi, pour certains auteurs, le Léon représente un bloc exotique d'affinité sud-armoricaine translaté, à la limite Dévonien – Carbonifère, le long d'une large zone de décrochement ductile dextre (Balé et *al.*, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989). Pour d'autres, sans remettre en question l'affinité sud-armoricaine anté-dévonienne, l'évolution dévono-carbonifère du pays de Léon ne peut-être dissociée de celle du domaine médio-armoricain, l'ensemble du Léon constituant une fenêtre chevauchée par le domaine médio-armoricain (Rolet et *al.*, 1986, 1994).

L'hypothèse de la translation du Léon repose en partie sur de nombreuses affinités du pays de Léon avec le domaine sud-armoricain :

- dans les deux domaines, on retrouve un magmatisme précoce daté entre 440 et 490 Ma (Orthogneiss de Brest et homologues méridionaux ; fig. 1) ;
- les anciennes écloïtes du pays de Léon s'apparentent aux écloïtes à quartz de Bretagne méridionale et de Vendée par leur mode de gisement, la nature de leur protolithe (fig. 2), leur histoire P-T et leurs âges U-Pb (Balé et *al.*, 1986 ; Ballèvre et *al.*, 1987 ; Paquette et *al.*, 1987 ; Cabanis et *al.*, 1987 ; Le Corre et *al.*, 1989, 1991 ; Godard, 1988, 1998) ;
- un épisode tectono-métamorphique similaire, menant localement à l'anatexis dans les deux domaines, à environ 380 Ma.

La zone de translation du Léon, selon une direction SW-NE, est, quant à elle, difficile à localiser précisément. Cette bande de déformation comprendrait une partie des Gneiss de Brest et la zone de faille de l'Élorn (Balé et *al.*, 1986 ; Le Corre et *al.*, 1989) ; elle délimiterait le pays de Léon du Domaine cadomien situé plus à l'Est. Comme sur la feuille Saint-Pol-de-Léon (Chauris et *al.*, 1998), la présence d'un tel accident n'a pas été décelée dans le quart sud-est de la carte. Si des directions de déformation, compatibles avec la direction de translation du pays de Léon, sont observables dans les Gneiss de Brest (bandes mylonitiques orientées N50 à N70°) ; l'intensité de la déformation semble difficilement compatible avec un déplacement de 200 à 300 km (aucune déformation ultramylonitique n'a été observée sur le terrain par exemple).

À la suite des évènements tectono-métamorphiques éo-hercyniens, la mise en place de granitoïdes correspond au contexte d'évolution intracontinentale qui caractérise l'ensemble du Massif armoricain durant cette période. La synthèse graphique des évènements magmatiques et tectono-métamorphiques ayant structuré le Léon est présentée figure 7.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

### GÉOMORPHOLOGIE

#### Le Léon

Le Léon (fig. 8) est défini comme une région s'étendant depuis la façade maritime atlantique, à l'Ouest, jusqu'aux alentours de Morlaix, à l'Est. Au Nord, il est limité par la Manche, où le littoral, souvent très découpé, offre des falaises d'une hauteur moyenne de 40 à 50 m. Au Sud, il est limité par la rade de Brest puis par la vallée de l'Élorn, très encaissée, localisée sur la faille de l'Élorn. Cette faille se poursuit à l'Est et vient se greffer sur le Cisaillement Nord-Armoricain. Le Léon correspond principalement à un vaste plateau d'une altitude moyenne de 80-90 m, avec des domaines un peu plus élevés au Sud, aux alentours des 100-120 m correspondant à des pointements de roches résistantes. L'altitude moyenne de ce plateau s'abaisse très sensiblement du Sud vers le Nord, les différents paliers correspondant à des ruptures lithologiques. Cette « surface » remarquable se poursuit vers l'Est, après la baie de Morlaix, et se raccorde parfaitement à la surface du Trégor, d'une altitude moyenne de 80-90 m.

L'absence de dépôts antérieurs au Pléistocène rend extrêmement difficile un essai de reconstitution de l'évolution cénozoïque du domaine, notamment en ce qui concerne l'ensemble de l'histoire tertiaire. L'évolution géodynamique quaternaire peut cependant être approchée par

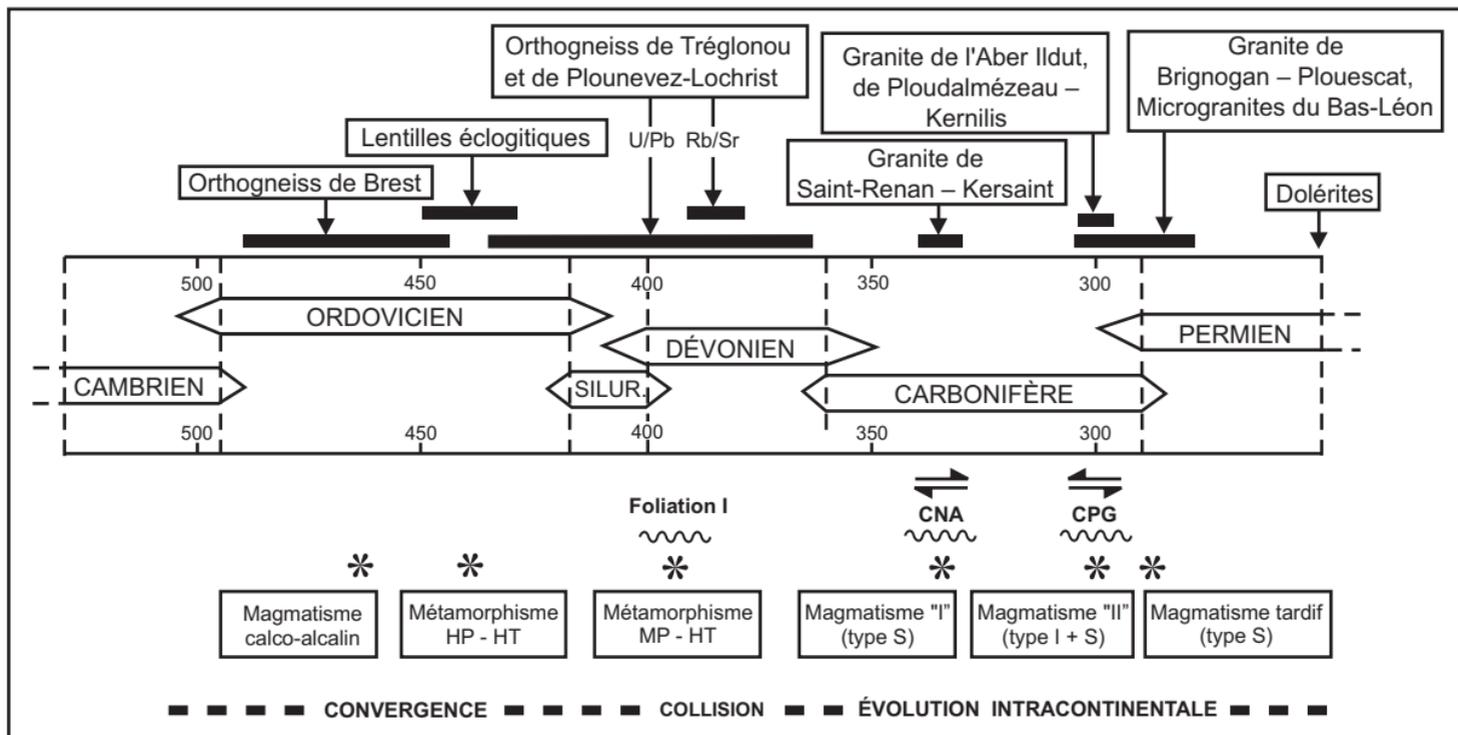
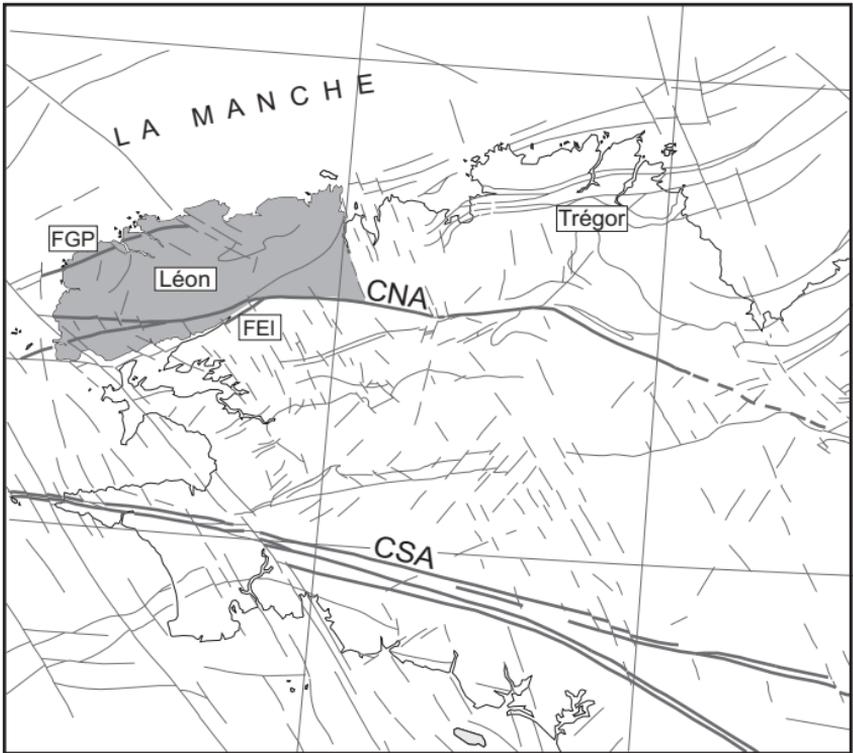


Fig. 7 - Chronologie des évènements magmatiques et tectono-métamorphiques du Léon (d'après Le Corre et *al.*, 1989, modifié)



CNA : Cisaillement nord-armoricain      FGP : Faille Guisseny – Porspoder  
CSA : Cisaillement sud-armoricain      FEI : Faille de l'Élorn

**Fig. 8 - Le Léon dans l'ensemble ouest-armoricain**

	Aire du bassin versant (km <sup>2</sup> )	Longueur de rivière (km)	Altitude maximale (m)	Intégrale du profil normalisé	Altitude moyenne du « knickpoint » (m)	Hauteur du « knickpoint » (m)	Distance à l'exutoire (km) du « knickpoint »
Aber Wrac'h	101,38	19,814	128	0,462	56	32	15,088
Aber Benoît	71,75	17,857	118	0,502	56,5	13	11,864
Aber Ildut	nd	16,215	140	nd	nd	nd	nd

**Tabl. 1 - Caractéristiques des bassins versants du Léon** (valeurs obtenues sur MNT au pas de 250 m ; *in* Bonnet, 1997 ; nd = non déterminé).

des méthodes de géomorphologie quantitative telles que celles développées par S. Bonnet (1997).

## Les bassins versants de l'Aber Wrac'h, l'Aber Benoît, l'Aber Ildut

### Esquisse morphologique

Sur la feuille Plabennec, trois bassins versants représentent l'essentiel de l'aire drainée. Il s'agit, du Sud vers le Nord, des bassins versants des célèbres Aber Ildut, Aber Benoît et Aber Wrac'h. L'aire drainée par ces réseaux est réduite ; la plus importante, celle de l'Aber Wrac'h, dépasse à peine la centaine de km<sup>2</sup> (tabl. 1). Ces bassins versants sont fortement asymétriques avec, pour chaque bassin versant : un domaine nord où les affluents sont peu nombreux, de faibles longueurs mais qui présentent régulièrement des vallées encaissées ; un domaine sud où les affluents sont plus nombreux, nettement plus ramifiés mais souvent moins encaissés, notamment dans les parties amont des bassins versants.

### Morphologie quantitative

• **Profils longitudinaux.** Un profil longitudinal est considéré à l'équilibre lorsque celui-ci présente une allure concave. Le système de drainage n'est alors ni en érosion, ni en dépôt mais principalement en transit. Cela signifie qu'en chaque point du réseau la pente est « ajustée » et que le réseau a juste la capacité de transporter la quantité de matière disponible (Bonnet, 1998).

Les profils longitudinaux, pour les différents réseaux considérés, montrent des variations de formes relativement importantes, mais aucun d'entre eux ne présente les caractéristiques d'un système équilibré. Les profils de (fig. 9b et 9c, en dépliant hors texte) l'Aber Wrac'h et de l'Aber Benoît présentent, en outre, des ruptures de pente assez marquées, et le « knick point » le plus important, pour les deux réseaux, se situe à une dizaine de kilomètres de l'exutoire, à une altitude proche de 56 m (tabl. 7). Cette rupture de pente est ici imputable vraisemblablement à un effet de lithologie, avec le passage d'une lithologie résistante (Granite de Kersaint – Saint-Renan) à des lithologies de résistance moindre (série de Lesneven).

• **Hypsométrie.** Une courbe hypsométrique représente, par altitudes décroissantes, la superficie du bassin versant (a) dont les altitudes sont situées au-dessus de chaque altitude donnée (h). Cette mesure est normalisée par rapport à l'aire (A) et l'altitude maximale (H) du bassin versant. Une courbe hypsométrique convexe caractérise un bassin versant ayant une forme plutôt incisée. Une courbe concave indique un bassin versant ayant de faibles amplitudes d'altitudes, c'est-à-dire un faible relief.

La détermination des courbes hypsométriques pour les bassins versants du Léon a été effectuée par S. Bonnet (1998) à partir d'un modèle numérique de terrain au pas de 250 m. Les résultats obtenus (fig. 9) montrent que les bassins versants du Léon possèdent des courbes hypsométriques globalement convexes avec des valeurs d'intégrale aux alentours de 0,5 (tabl. 1). Ceci signifie globalement que l'âge du réseau hydrographique est récent. D'autre part : (1) 95 % du réseau se développent à des altitudes supérieures à 50 m, pour l'Aber Wrac'h, et 90 % pour l'Aber Benoît ; (2) la forme des courbes hypsométriques, ainsi que les histogrammes (surtout pour l'Aber Wrac'h), signent l'existence d'un plateau à des altitudes avoisinant 80 m.

Cette analyse morphométrique succincte caractérise donc un plateau incisé par un réseau hydrographique immature.

## *SURFACE DU LÉON*

### **Altération**

#### **Description des altérites**

Sur la feuille Plabennec, les processus d'altération affectent les roches mères (granitiques et cristallophylliennes) sans distinction lithologique. Seules les Amphibolites de Lannilis semblent plus sensibles aux phénomènes d'altération ou, en tout cas, présentent des épaisseurs d'altération plus importantes. Les arènes sont constituées principalement par du quartz mais contiennent toujours des feldspaths. La kaolinite n'est jamais le minéral principal. Des exploitations de kaolin ont été signalées par C. Barrois (1902) entre Kernilis et Lannilis. Ces argiles servaient vraisemblablement à la confection de poteries à Lannilis. Ces indices ont été reportés sans plus de description par L. Chauris *et al.* (1972). Ces nombreuses « exploitations artisanales » ont aujourd'hui toutes disparu, ont été remblayées et aucun gisement n'a pu être observé sur le terrain. Nous avons effectué des sondages dans ces zones signalées autrefois : sous les limons, l'arène granitique apparaît immédiatement et nous n'avons jamais rencontré d'indice de kaolin. Ces « poches » d'argiles sont donc très limitées spatialement et, surtout, ne sont peut-être pas des « kaolins vrais ».

Très localement, dans les fissures, quelle que soit la roche considérée, une altération plus poussée a pu se développer, essentiellement facilitée par un drainage plus important. Elle n'est jamais très étendue (quelques centimètres de part et d'autre de la fracture) mais conduit néanmoins, dans la plupart des cas, à la formation de kaolinite.

Deux profils d'altération différents sur granites et granitoïdes peuvent se rencontrer dans le Léon :

– dans le premier cas (fig. 10a), qui est caractéristique des granites à composition homogène ou des granites peu fracturés (cas du granite tardi-hercynien de Kernilis ou du granite hercynien de Saint-Renan, par exemple), les arènes reposent, de façon semble-t-il relativement brutale, sur un horizon où le granite subit un véritable « délitage » horizontal. Dans les carrières où cette tranche est observable dans de bonnes conditions, on s'aperçoit que cette zone est constituée, en fait, au contact des arènes, par des délitages milli- à centimétriques qui s'espacent si on descend dans le profil. L'origine de cette fissuration horizontale est à rechercher dans les caractéristiques du déviateur de contrainte lié à l'altération (Rapport BRGM, R 40519, 1999) : « la dilatation étant impossible dans le sens horizontal, les deux composantes principales du tenseur ( $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ ) seront horizontales tandis que la composante minimale ( $\sigma_3$ ) sera verticale ; dans un tel système de contraintes, s'ouvrent principalement des fentes horizontales ». Sur la feuille Plabennec, cette zone intensément délitée ne paraît jamais devoir excéder une vingtaine de mètres. En dessous, le délitage horizontal est beaucoup moins marqué (mais existe encore : un forage carotté récent, effectué au Nord de Plouvien, permet d'envisager que ce délitage se poursuit au moins sur les cinquante premiers mètres) et la roche est parcourue par un réseau de fractures d'origine tectonique avec une densité inégale en fonction des granites et de leur localisation ;

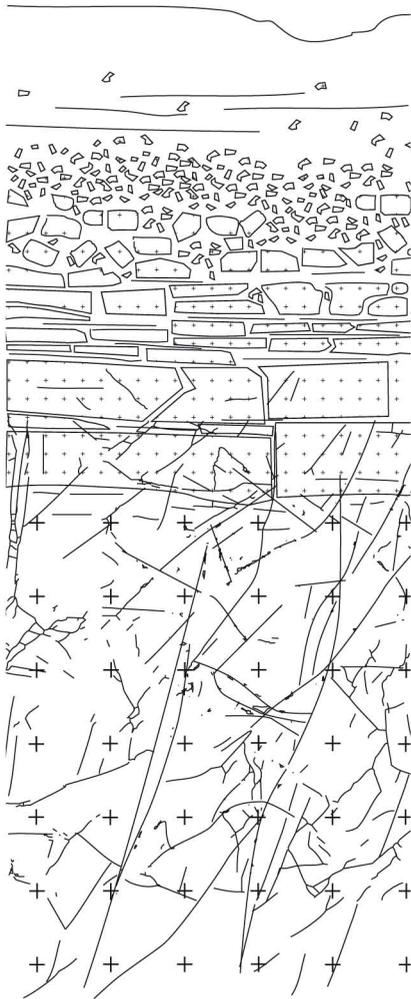
– le deuxième profil (fig. 10b) montre l'altération « en boules » typique de certains granites et granitoïdes. L'altération se propage, dans ce cas, par les réseaux de fractures préexistants dans la roche et isole progressivement les zones qui sont altérées (modifications chimiques) mais qui sont encore très résistantes. Dans de rares cas sur cette feuille (Granite de Kersaint), les « boules » sont arénisées mais leurs fantômes sont encore discernables dans la masse d'arène. Sur le Granite de l'Aber Ildut, ces « boules » émergent progressivement en même temps que les produits meubles sont érodés et transportés. Il en résulte une surface constellée de « boules » qui s'échelonnent depuis le plateau à une altitude d'environ 100 m jusqu'à une altitude de 30 m dans la vallée de l'Aber Ildut.

Deux hypothèses sont envisageables pour l'âge de ces altérites. Les altérites observées peuvent être :

– soit des reliquats d'une altération ancienne ; les altérites, rencontrées sur la feuille Plabennec, représenteraient ainsi la base du profil d'altération. La (les) période(s) d'altération sont difficiles à caractériser en l'absence de marqueurs sédimentaires venant sceller les altérites, mais, sur le Massif armoricain, la grande majorité des altérites sont réputées tertiaires (Estéoule-Choux, 1967) et semblent s'être développées sous un climat chaud et humide ;

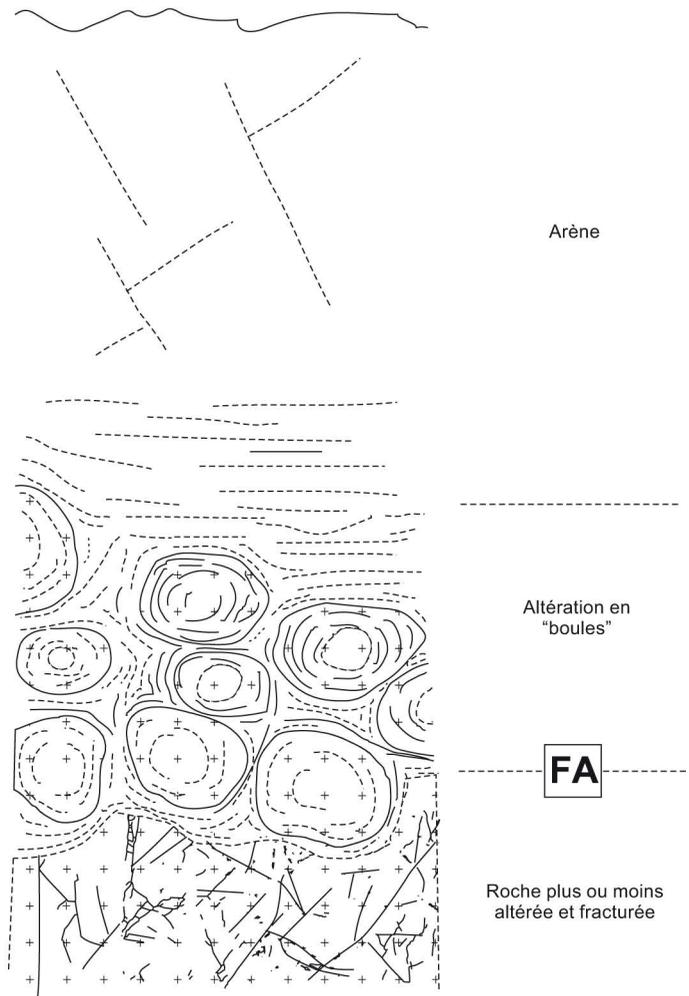
– soit des altérites issues d'une altération encore au stade précoce et qui se seraient développées sous un climat non latérisant.

**a**



**FA** Front d'arénisation

**b**



**FA** Front d'arénisation

**Fig. 10 - Profils typiques d'altération sur roches granitiques dans la région de Plabennec**

A. Guilcher (1948) avait signalé des blocs silicifiés entre les bras de l'Aber Benoît et de l'Aber Wrac'h (altitude approximative aux alentours de 100-110 m) sans beaucoup plus de précision géographique. Les investigations menées dans le cadre de la réalisation de la carte géologique n'ont pas permis de localiser ces silicifications.

De la même façon, il avait été signalé (Hallégouët, 1971) des blocs silicifiés sur la feuille voisine Plouarzel – île d'Ouessant à une altitude de + 100 m. Une recherche approfondie de ces roches fut infructueuse, et la nature des blocs découverts par B. Hallégouët, ne peut-être précisée.

### **Répartition des arènes**

Dans leur grande majorité, les profils d'altération sont peu développés (ou peu préservés). Géométriquement, l'altération est tabulaire sur de grandes superficies (plusieurs dizaines de km<sup>2</sup>), avec des variations d'épaisseurs n'excédant pas 3 à 4 m. Dans les vallées, ces profils ont été décapés par l'établissement du réseau hydrographique actuel. Localement, des zones d'altération importante, dépassant la vingtaine de mètres, s'individualisent (Sud de Guipavas, Saint-Thonan, Bourg-Blanc, autour de Lannilis). Au Sud de Guipavas, l'approfondissement des profils d'altération s'amorce directement au Sud de la trace du Cisaillement Nord-Armoricain, mais les maxima sont observés plus au Sud. La simulation (hydro)géologique (rapport BRGM R 40519) montre que l'augmentation de l'épaisseur des altérites dans ce secteur pourrait être la conséquence d'un effondrement le long de deux failles orientées N80° environ. Les observations de terrain suggèrent cependant que la zone, où les profils ont une épaisseur conséquente (plus de 40 m), est très réduite et axée sur une faille majeure que l'on peut observer directement dans la ballastrière de Guipavas. Ces accidents profonds sont reconnus depuis longtemps (par exemple : Chauris et *al.*, 1980). Il est ainsi fort probable que cette épaisseur importante est liée à des altérations préférentielles le long de zones faillées qui constituent des drains privilégiés, soit pour les eaux météoriques, soit pour les fluides ayant une origine profonde. Il en est vraisemblablement de même, autour de Lannilis, le long de l'accident de Porspoder – Guisseny. On observe également l'alignement de ces zones d'altération importante le long d'accidents subméridiens (Saint-Thonan, Bourg-Blanc,...). Cependant, en l'absence d'investigations plus poussées (sondage tarière, sonde par résonance électromagnétique) la préservation par effondrement ne peut être exclue pour une partie de ces profils.

### **Formations cénozoïques et formations superficielles récentes**

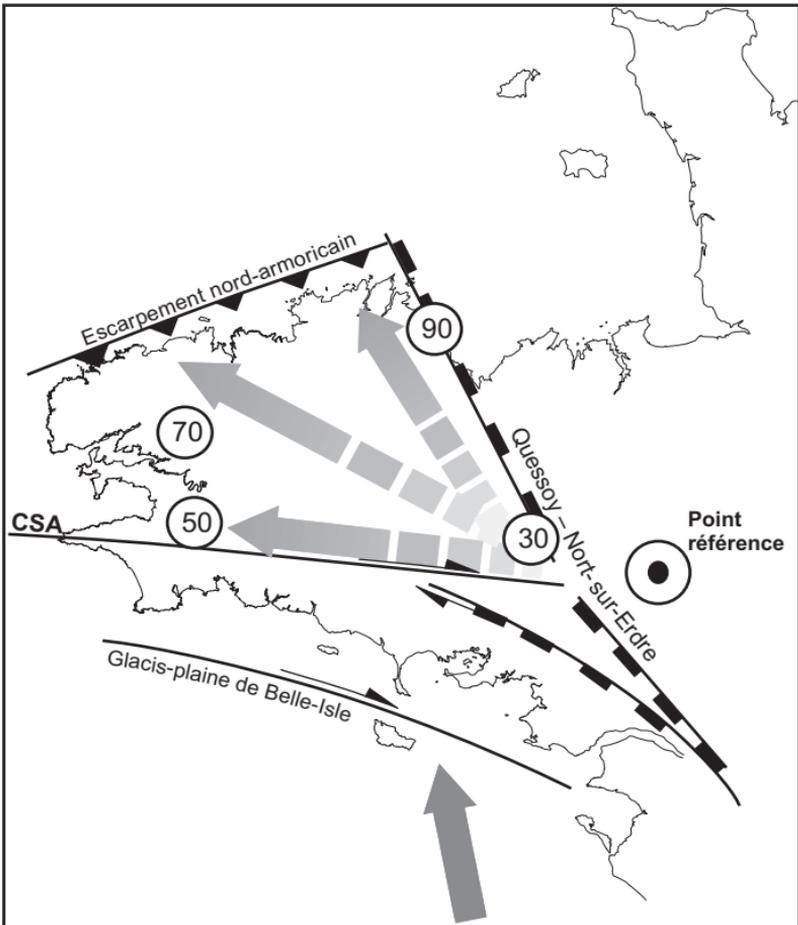
Un Oligocène inférieur atypique a été caractérisé (Hallégouët et *al.*, 1976) dans l'actuelle vallée de l'Aber Ildut, à quelques centaines de mètres au Sud de la feuille Plabennec. Les dépôts sont formés d'une succession de lits ou

de lentilles de galets, de graviers et de sables plus ou moins argileux. L'étude palynologique a montré que certains niveaux renferment des microfossiles d'origine marine (foraminifères, acritarches, dinoflagellés). Ce gisement est interprété par ces auteurs comme le remplissage d'une ancienne vallée, les niveaux contenant des fossiles marins étant le résultat d'une remontée de la mer dans cette vallée (ria). Ce gisement ne semble pas lié à la présence d'une faille, bien que sur la feuille Brest à 1/50 000, une faille d'orientation N150° soit reportée dans la vallée de l'Aber Ildut, juste au Sud du gisement.

L'interprétation des auteurs suppose que le réseau hydrographique, au moins dans ce secteur, était déjà établi au moins dès l'Oligocène. Les travaux les plus récents sur le Massif armoricain (Bonnet, 1997) suggèrent, à contrario, que l'âge du réseau hydrographique actuel est bien plus récent, et qu'il se serait développé globalement durant le dernier million d'années. La « paléovallée » oligocène et les conditions de préservation des sédiments associés doivent donc être vraisemblablement réinterprétés, mais l'absence d'autres affleurements rend plus qu'incertaine toute approche paléogéographique.

### *LE LÉON DANS LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE PLIO-QUATERNAIRE*

L'analyse morphométrique montre que les réseaux hydrographiques, vraisemblablement pléistocènes du Léon, appartiennent à l'ensemble des réseaux en forte incision, situés à l'Ouest du réseau de failles Quessoy – Nort-sur-Erdre et au Nord du Cisaillement Nord-armoricain. Comme tous ces fleuves, les Abers du Léon ne se prolongent quasiment pas en mer et, bien que les données bathymétriques soient peu fiables, il semble que l'incision se termine sur l'escarpement nord-armoricain (brusque approfondissement des isobathes). Cette situation particulière est interprétée par S. Bonnet (1998) – à la suite d'un travail de géomorphologie quantitative sur l'ensemble des fleuves bretons – comme le résultat d'une déformation de faible amplitude mais de grande longueur d'onde du Massif armoricain, la surrection (ou basculement vers le Sud-Est) étant particulièrement marquée au niveau du Trégor et maximale dans le Léon. Cette déformation du Massif armoricain pourrait être la conséquence du flambage lithosphérique induit par le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe. Dans cette configuration, et à titre d'hypothèse de travail, la surface du Léon, comme celle du Trégor – qui ont longtemps été considérées soit comme des reliquats de la pénélaine hercynienne élaborée pendant tout le Mésozoïque (De Martonne, 1906), soit comme une surface éocène (Guilcher, 1948, 1949a) – pourraient correspondre à la surface d'abrasion de la Manche surélevée au Pléistocène à la faveur de mouvements verticaux articulés autour des principales structures armoricaines (fig. 11). La recherche systématique des silicifications, qui sont les marqueurs potentiels d'une « surface éocène », pourrait lever au moins une partie de cette indétermination.



Les chiffres cerclés représentent une quantité de mouvement vertical par rapport à un référentiel situé à l'Est de Quesoy – Nort-sur-Erdre (bassin versant de la Vilaine)

-  Faïlle à composante principalement normale
-  Faïlle à composante principalement inverse
-  Faïlle à composante principalement décrochante et sens du mouvement
- CSA** Cisaillement sud-armoricain

**Fig. 11 - Proposition de déformation pléistocène de la Bretagne**  
(compilée de S. Bonnet, 1997)

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

Du fait d'un climat typiquement océanique, les pluies l'emportent de beaucoup sur les phénomènes d'évapotranspiration, si bien que tous les éléments solubles du sol, issus des matériaux géologiques locaux, ont tendances à être évacués en profondeur : le pH des sols est donc acide sur toutes les roches mères, même sur celles naturellement moins acides comme les amphibolites. L'exception remarquable à cette règle est représentée par des sols formés sur les apports récents d'origine marine : les dunes d'arrière plage et les vases des abers. Ces sédiments sont initialement constitués d'environ 50 % de calcaire d'origine biologique (débris de coquillages) ; ils sont sans cesse renouvelés par de nouveaux apports, si bien que le milieu reste stable avec un  $\text{pH} > 8$ .

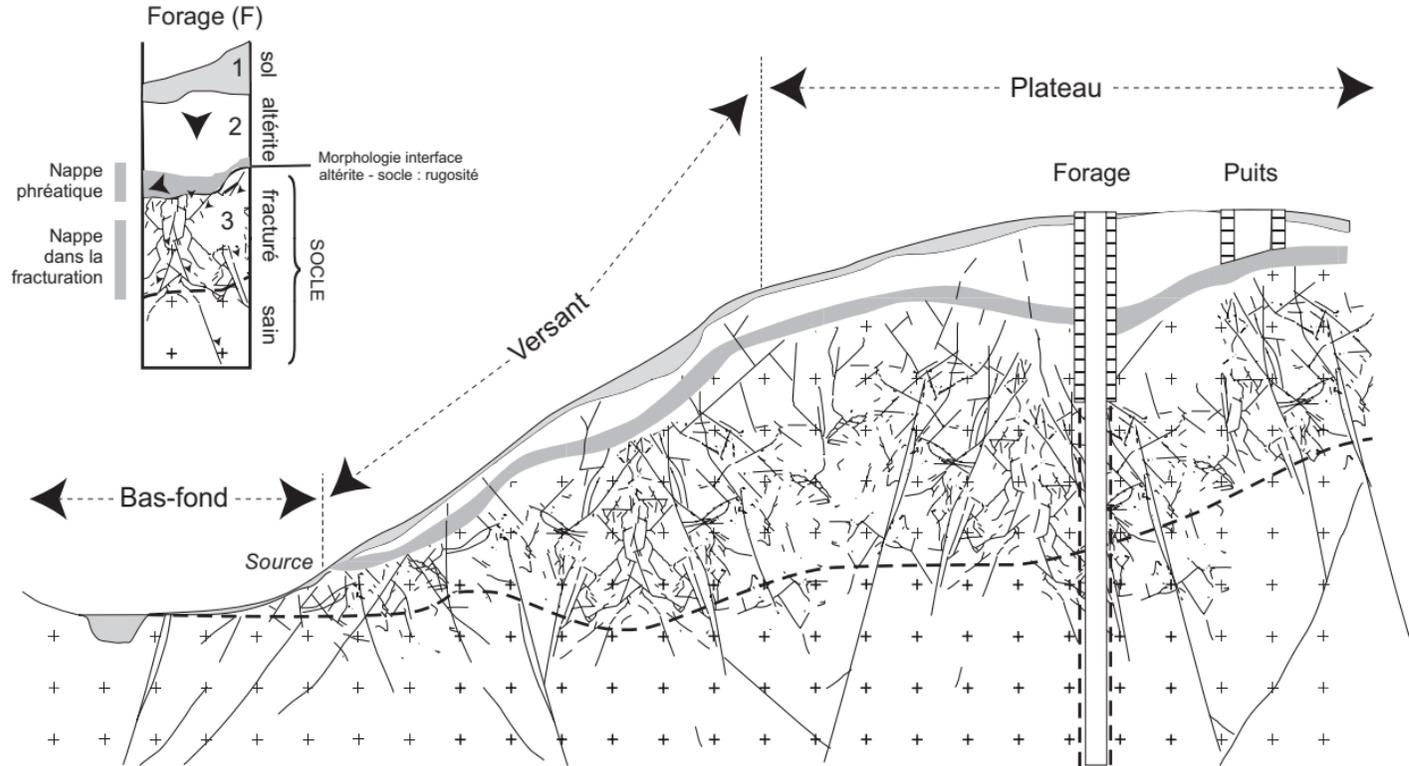
Les sols acides ont pour propriété principale d'être soumis au lessivage des minéraux argileux, c'est-à-dire que les colloïdes argileux sont entraînés, sous forme de suspension dans l'eau, de la surface vers la profondeur du sol où ils s'accumulent. Le lessivage des argiles conduit naturellement à une imperméabilisation progressive de l'horizon du sol qui les accumule. Ce phénomène se traduit par l'apparition de zones où l'eau va stagner, provoquant la réduction locale des hydroxydes de fer. Parfois, après le stade lessivé hydromorphe, le sol est devenu assez acide pour que l'aluminium des minéraux argileux puisse passer à l'état d'ion soluble dans la solution du sol : il faut alors que le pH soit inférieur à 5,5 ; le sol est dit dégradé, car il y a destruction des argiles.

Au fur et à mesure de cette évolution naturelle, les qualités agronomiques des sols se détériorent. Les agriculteurs ont toujours cherché des remèdes à cette évolution en amendant leurs sols. Depuis la fabrication industrielle des amendements calcaires, c'est l'ensemble des sols agricoles qui a été « traité », si bien que le pH actuel de ces sols n'est que le reflet de l'entretien de cet amendement calcique et non celui de la genèse naturelle du sol.

De même, l'hydromorphie étant un gros handicap pour les racines de respirer, les parcelles agricoles ont été très souvent drainées artificiellement lorsqu'il le fallait.

Actuellement, la qualité agronomique d'un sol n'est plus directement liée à sa pédogenèse mais beaucoup plus à son épaisseur qui permet de mettre en réserve de l'eau qui sera recédée au végétal pendant la période de déficit estival. C'est donc l'érosion qui est le principal frein à la valeur agricole du sol car elle en limite l'épaisseur. Plus la pente est forte, plus le sol est mince : les bordures des falaises et les rives escarpées des abers et

Fig. 12 - Schéma de principe de circulation de l'eau souterraine



des vallons, surtout en zone granitique, sont couvertes de landes acides ou de bois. La pente rend impossible tout travail du sol et, comme il n'est pas cultivable, il ne reçoit pas les engrais et amendements des sols cultivés, ce qui freine beaucoup son activité biologique ; la teneur en matières organiques y est anormalement élevée et de l'ordre de 7 %.

Par ailleurs, une couverture limoneuse s'est superposée aux matériaux d'altération des divers substrats géologiques et cela principalement à la fin de la dernière période glaciaire. Elle est d'autant plus épaisse et grossière que l'on est près de la côte ; elle a surtout été conservée là où l'érosion est peu intense. La conséquence directe de cette répartition se retrouve directement dans la granulométrie des sols et plus globalement dans une atténuation de la « signature » de la roche mère sous-jacente.

Les limons sont prisés par l'agriculture car ce sont eux qui assurent le mieux le rôle de réserve d'eau pour traverser la période de sécheresse estivale. Mais ils ont, cependant, de graves inconvénients du fait que cette hydromorphie favorise l'activité biologique qui les appauvrit en matière organique (souvent < 2 %), les rendant, de ce fait, fragiles. La croûte de battance y est systématique dès que le sol est nu en hiver ; cette imperméabilisation superficielle du sol favorise l'érosion et donc la pollution rapide des cours d'eau et de la mer par tous les éléments, solubles ou particuliers, présents à la surface du sol (reste d'engrais, résidus de récoltes, lisiers et autres déjections organiques).

Par ailleurs, la pauvreté en argiles des limons fait que l'ensemble du sol a une faible rétention naturelle des éléments nutritifs apportés par les agriculteurs et, comme les pluies lessivent fortement l'ensemble de l'épaisseur du sol, il ne faut pas s'étonner que la mauvaise maîtrise de la fertilisation provoque la pollution, par les nitrates et autres engrais, des cours d'eau et de la mer.

### *RESSOURCES EN EAU*

L'eau souterraine, présente sur la feuille Plabennec, correspond au schéma de circulation exprimé sur la figure 12. Un ouvrage de captage vertical profond de type forage (F) traverse successivement les unités de terrain suivantes : le sol, les altérites, le socle.

#### **Le sol**

En fonction de leur épaisseur et du niveau d'apparition des phénomènes d'hydromorphie, les sols possèdent, vis-à-vis de la circulation de l'eau, des caractéristiques concernant la vulnérabilité des eaux souterraines.

Les sols peu épais ou sains se caractérisent par une infiltration verticale rapide de l'eau favorable au lessivage des nitrates.

Les sols hydromorphes, sont marqués par la présence d'horizons peu perméables où l'eau circule lentement. En saison pluvieuse (novembre à mars en année climatique « moyenne »), il y a mise en place d'une nappe superficielle engorgeant ces horizons. Ces sols sont caractérisés, vis-à-vis de la circulation de l'eau, par une composante horizontale importante.

Les bas fonds et plateaux (s'ils sont étendus) sont des secteurs de terrains privilégiés, caractérisés par la présence de sols hydromorphes. En cas d'hydromorphie touchant les horizons superficiels riches en matières organiques, ces sols peuvent engendrer des phénomènes de dénitrification vis-à-vis des eaux les traversant.

En cas de travaux de drainage agricole, ces caractéristiques sont fortement perturbées ; la circulation de l'eau vers les drains est accélérée et on peut trouver dans les drains des éléments normalement fixés aux sols (pesticides de type atrazine par exemple).

L'épaisseur de sol explorée par les racines des végétaux constitue un réservoir d'eau potentiel utilisé par ceux-ci. La notion de « Réserve utile » (R.U.) exprime le volume d'eau mobilisé par ce réservoir. Les caractéristiques de ce réservoir, outre l'épaisseur du sol, sont reliés principalement à sa granulométrie. En dehors d'analyses spécifiques, des abaques permettent de définir la valeur de la R.U. en liaison avec la granulométrie (consultez la Chambre d'Agriculture 29) ; un sol « moyen » est généralement caractérisé par une R.U. de 100 mm.

Vis-à-vis de la vulnérabilité d'un captage d'eau A.E.P., la présence de sols peu épais ou hydromorphes, constituent des particularités locales favorables (sols hydromorphes) ou défavorables (sols minces). En ce sens et dans le cadre des « études préliminaires » à la détermination des périmètres de protection, la carte des sols constitue un document décisif.

La carte pédologique est aussi utilisée dans le cadre des zonages d'assainissement pour déterminer, entre autres, les possibilités de mise en place des dispositifs autonomes utilisant les sols pour l'épandage des eaux usées domestiques issues d'habitats individuels (processus à mettre en place lorsque toute autre solution est impossible, car générateur de nitrates).

### **Les altérites**

Épaises de quelques mètres au maximum, elles caractérisent un niveau meuble plus ou moins poreux où l'eau s'infiltré dans un premier temps (zone non saturée) verticalement. Les vitesses retenues à l'échelle du

Massif armoricain sont de l'ordre de 1 à 2 m par an en cas de faciès poreux, et beaucoup moins dans le cas contraire.

Ces altérites recèlent la nappe phréatique superficielle, stockée au-dessus de la roche en place. Cette nappe peut être assimilée en première approche à une nappe libre directement touchée par les écoulements infiltrés. En terme hydraulique, les altérites sont caractérisées par un effet capacitif permettant la mise en place d'un réservoir superficiel ; en fonction de la granulométrie et de la porosité du milieu, une partie de cette eau est mobile (porosité efficace).

Les données rassemblées au niveau de la Banque de données du sous-sol (B.S.S. ; tabl. 2 et graphe 1) regroupant les 468 ouvrages recensés sur la feuille Plabennec, montrent que cette altérite est le plus souvent peu épaisse : inférieure ou égale à 1 m pour 45 % des ouvrages ; inférieure ou égale à 10 m pour 85 % des ouvrages ; au-delà de 10 m (maximum 40 m) pour 15 % des ouvrages.

La roche en place détermine l'obstacle majeur à la circulation des eaux infiltrées dans les altérites ; elle individualise une composante horizontale de la circulation de l'eau dans la nappe phréatique (zone saturée) dont une grande partie est réintroduite dans le réseau de drainage superficiel (cours d'eau, fossés en bas-fonds,...) par l'intermédiaire des secteurs de sources. De ce fait, une partie des eaux véhiculées par les cours d'eau est fournie par les eaux souterraines (phénomène d'autant plus marqué que l'altérite est importante en volume et perméable : opposition entre les bassins versants schisteux dépourvus d'altérite et les bassins granitiques recelant des altérites en volume important).

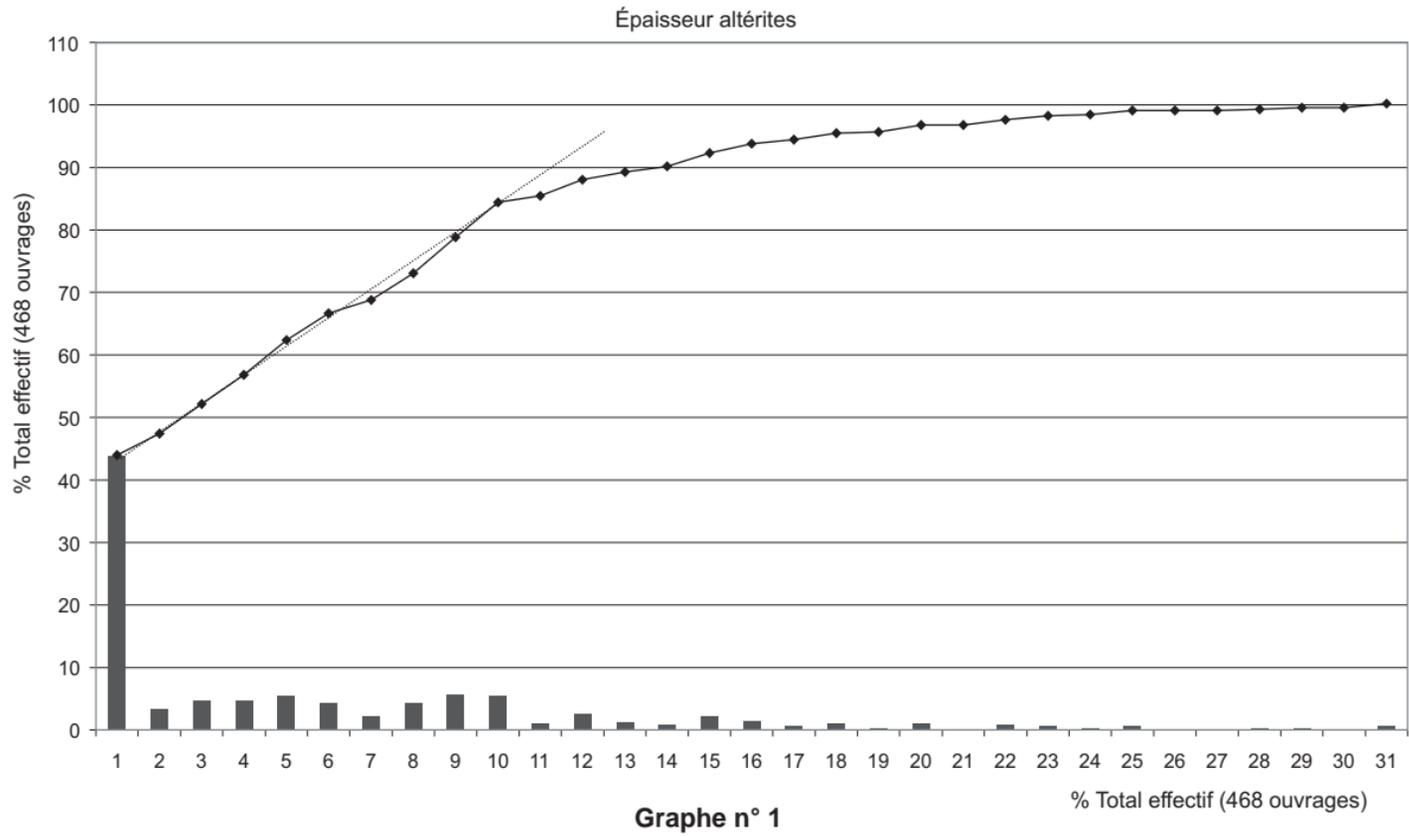
La morphologie de l'interface altérites – roches (voir schéma de principe de la figure 12 : présence de seuils « S » à l'échelle du toit du socle) détermine une « rugosité » pouvant freiner l'écoulement des eaux vers les talwegs et constituer des compartiments locaux propices au piégeage ou à l'infiltration des eaux vers le substrat rocheux. La composante horizontale de l'écoulement des eaux à l'intérieur de la zone saturée est de quelques centaines de mètres par année (exemple du bassin versant de Naizin : Morbihan en contexte schisteux : 50 à 350 m/an à l'amont du versant, 350 m et plus à l'aval du versant).

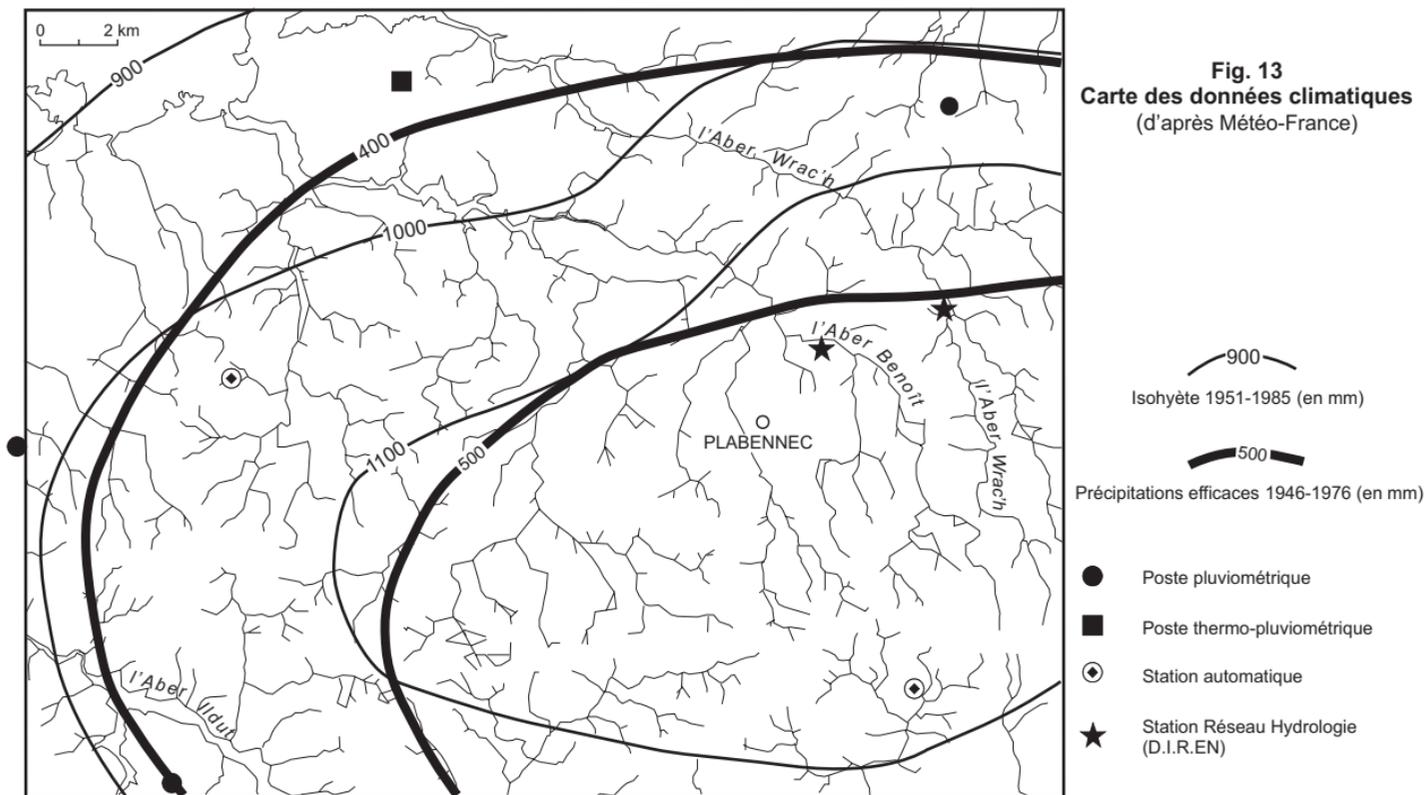
## **Le socle**

Le réseau fracturé du substrat rocheux recèle des écoulements d'eau, décelables notamment au moment de la foration (méthode du marteau « fond de trou ») de l'ouvrage de captage, dans la mesure où l'air comprimé refoulé par le marteau remonte les venues d'eau touchées ( $Q_i$  : débit

> =	<	rang	N	%	% cum
0	1	205	205	43,8	44,0
1	2	221	16	3,4	47,4
2	3	243	22	4,7	52,1
3	4	265	22	4,7	56,8
4	5	291	26	5,6	62,4
5	6	311	20	4,3	66,6
6	7	321	10	2,1	68,8
7	8	341	20	4,3	73,1
8	9	368	27	5,8	78,8
9	10	394	26	5,6	84,4
10	11	399	5	1,1	85,5
11	12	411	12	2,6	88,0
12	13	417	6	1,3	89,3
13	14	421	4	0,9	90,2
14	15	431	10	2,1	92,3
15	16	438	7	1,5	93,8
16	17	441	3	0,6	94,4
17	18	446	5	1,1	95,5
18	19	447	1	0,2	95,7
19	20	452	5	1,1	96,8
20	21	452	0	0,0	96,8
21	22	456	4	0,9	97,6
22	23	459	3	0,6	98,3
23	24	460	1	0,2	98,5
24	25	463	3	0,6	99,1
25	26	463	0	0,0	99,1
26	27	463	0	0,0	99,1
27	28	464	1	0,2	99,3
28	29	465	1	0,2	99,6
29	30	465	0	0,0	99,6
30		468	3	0,6	100,2
Total			468	100	

**Tabl. 2 - Statistiques sur l'épaisseur des altérites.**





instantané). Ce débit, caractéristique de la perméabilité du socle à proximité immédiate de l'ouvrage de captage, ne présume pas de l'étendue et des qualités hydrodynamiques de la nappe touchée ; ces qualités peuvent être évaluées au moyen de tests hydrogéologiques spécifiques (essais de nappe,...). En première approche, le débit instantané établit la qualité du « robinet » traversant la nappe par l'intermédiaire du « trou foré », celui-ci étant ensuite étayé par un ouvrage de qualité (essais de puits).

La géométrie des réseaux fissurés est surtout connue par l'intermédiaire de systèmes comprenant des couloirs fracturés subverticaux (exemple schématisé sur la fig. 12) dans la mesure où ces systèmes affleurent au niveau du sol du fait de leur géométrie. La tectogenèse armoricaine connaît aussi des événements à composante horizontale pouvant générer des accidents profonds peu pentés, éventuellement drainants. Ces cas, à priori très favorables, sont délicats à repérer sur le terrain car ils peuvent être localisés à l'intérieur du socle et sont, par conséquent, difficiles d'approche par les méthodes de recherche d'eau classiques.

Ces aquifères profonds correspondent le plus souvent à des nappes captives, incluant éventuellement des phénomènes de dénitrification (en présence de pyrite, par exemple). En cas de pompage à l'échelle du socle, il peut s'établir une relation d'alimentation entre la nappe superficielle, située dans les altérites, et la nappe profonde, localisée dans le réseau fracturé (effet de drainance). La circulation de l'eau à l'échelle des fractures (effet de conduit) peut être rapide en cas d'exploitation de la nappe (de l'ordre du m/j). En secteur non exploité, la nappe profonde, captive sous pression, peut être située à un niveau piézométrique supérieur à celui de la nappe des altérites.

En cours de foration, le recueil des fragments rocheux (« cuttings ») et la localisation des venues d'eau constituent des renseignements primordiaux permettant d'élaborer la coupe de terrain locale et la présence des niveaux fracturés. En terme de venues d'eau, la comparaison entre la cote des premières venues repérées et le niveau d'eau stabilisé dans l'ouvrage en place permet d'établir le niveau de captivité de la nappe touchée : dans ce cas le niveau d'eau stabilisé sera placé au-dessus de la première venue d'eau repérée au moment de la foration.

Du point de vue **climatologique**, la feuille Plabennec est caractérisée, par une pluviométrie importante (voir tracé des courbes isohyètes (1951-1985), fig. 13) variant de 900 mm annuel, à proximité de la cote, à 1 100 mm, à l'intérieur, sur le territoire des communes de Bourg-Blanc et Plabennec.

Les valeurs de Précipitations efficaces (P.E. : part de la pluviométrie infiltrée ou ruisselée) suivent la même répartition cartographique (valeurs

	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	janvier	février	mars	avril	mai	juin	Total
Précipitation (mm)	46	60	73	77	99	85	83	87	72	52	77	55	866
E.T.P. (mm)	125	104	66	33	16	12	14	21	47	73	98	115	724
P - ETP (mm)	-79	-44	7	44	83	73	69	66	25	-21	-21	-60	
Etat RU	0	0	7	51	134	saturée	saturée	saturée	saturée	79	58	-2	
Infiltration (mm)	0	0	0	0	34	73	69	66	25	0	0	0	267

	Déficit hydrique
	Montée saturation Réserve utile des sols (ici RU = 100 mm)
	Percolation vers la nappe phréatique

**Exemple de calcul simplifié d' Aire d'alimentation :**

Débit : 100 000 m<sup>3</sup>

Aire d'alimentation : 100 000 / 2130 = 46,948 soit une cinquantaine d'ha

**Tabl. 3 - Exemple de bilan hydrique simplifié.**

annuelles moyennes 1946 – 1976 : moins de 400 mm à plus de 500 mm) ; elles caractérisent ici, à l'échelle de la Bretagne, de fortes valeurs relatives (pour comparaison P.E. = 150 à 200 mm dans la région de Rennes). Ces valeurs, correspondant à des valeurs moyennes sur de longues périodes, sont caractérisées par de fortes variations à l'échelle annuelle.

Les paramètres climatiques (pluviométrie, évapotranspiration,...) peuvent être obtenus auprès du Centre départemental de la météorologie (aéroport Guipavas). Pour un site donné, elles permettent de définir à une échelle de temps choisie (mois, décennie, jour), et en prenant en compte une valeur de la Réserve utile des sols, une estimation de l'infiltration et de la période de temps durant laquelle celle-ci est effective. Le tableau 3 fournit un exemple simplifié de ce type de calcul. Dans le cas d'un captage dont on connaît la production annuelle (trop-plein éventuel inclus), il est ainsi possible d'estimer la surface de l'aire d'alimentation (tabl. 3). Ce type d'approche doit être complété par la mise en place de piézomètres et d'essais de pompage adaptés pour connaître le domaine d'extension de la nappe captée et le niveau de connexion des différents ouvrages.

Le **régime hydrologique** du réseau de drainage superficiel est connu à l'échelle de la feuille Plabennec par l'intermédiaire de deux stations de mesure du Réseau hydrologique (voir localisation fig. 13) au niveau de l'Aber Benoît et de l'Aber Wrac'h.

Les deux cours d'eau correspondant à la feuille Plabennec sont caractérisés par un substrat granitique dominant à l'échelle de leur bassin versant ; leurs débits d'étiage estivaux sont relativement soutenus. Pour comparaison, nous avons joint la fiche correspondante à l'Aulne (bassin versant proche, moins granitique d'une superficie de 117 km<sup>2</sup> et légèrement moins pluvieux) : débits spécifiques inter-annuels du mois le plus « sec » : septembre (l/s/km<sup>2</sup>) : Aber Benoît et Aber Wrac'h : 5,5, Aulne : 2,3.

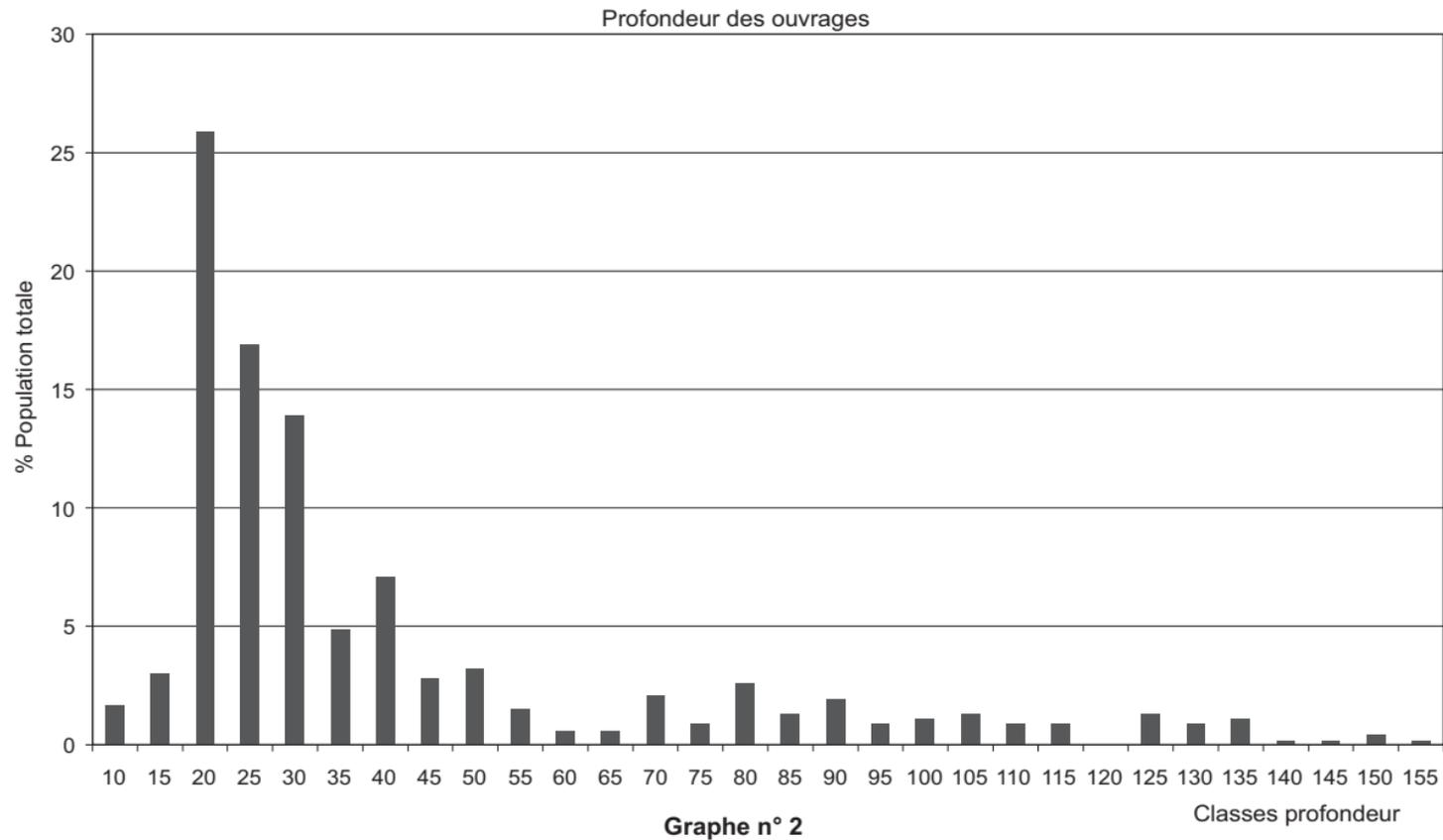
Cette différence de débit estival s'explique par la contribution à l'écoulement des rivières d'une part de l'eau emmagasinée dans les altérites, particulièrement développées en substrat granitique.

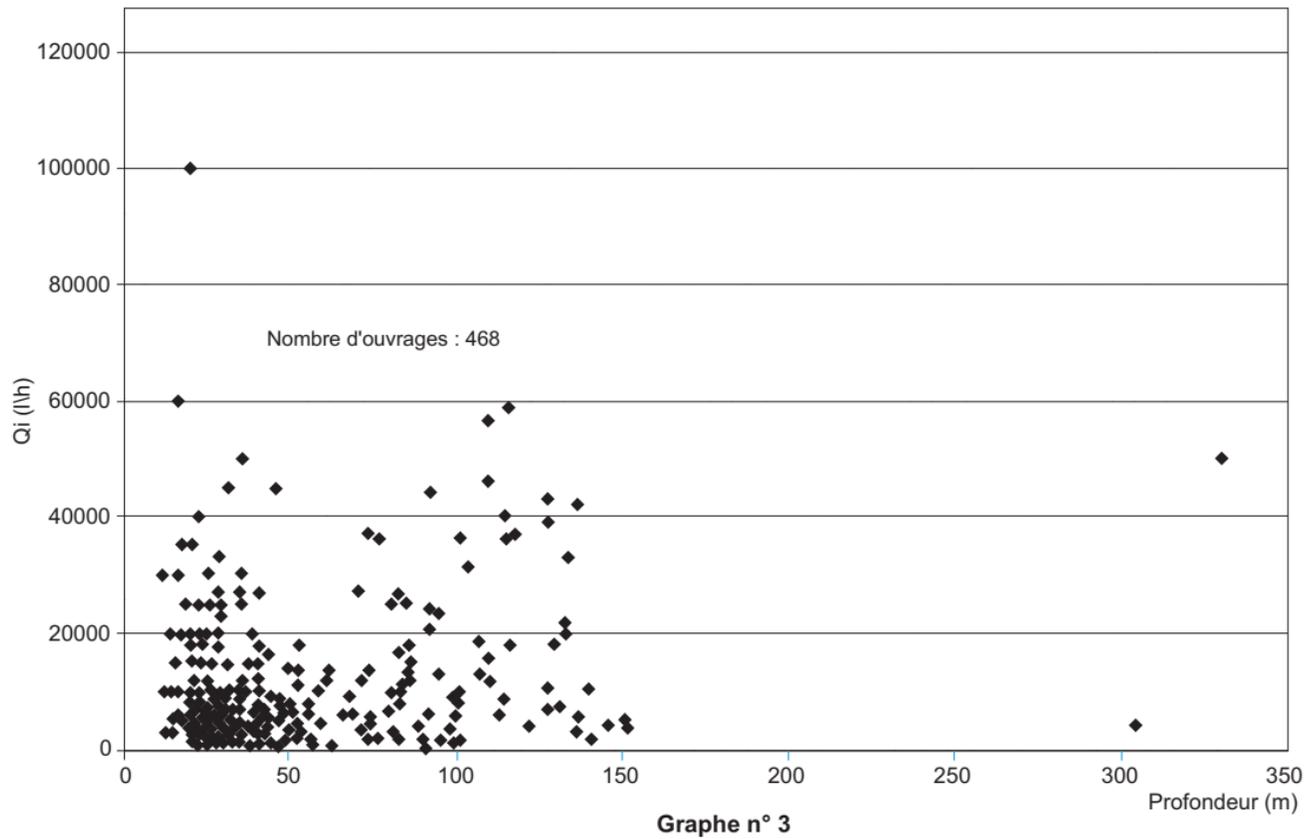
À l'échelle de l'année moyenne, la valeur de la lame d'eau écoulée est de l'ordre de 550 mm à 600 mm, soit l'équivalent de la pluviométrie efficace. En régime d'écoulement d'eau naturel (en l'absence d'exploitation de la nappe), ces deux termes traduisent la même réalité physique (eau ruisselée + eau infiltrée), cette dernière rejoignant en quasi-totalité le réseau de drainage superficiel.

Les ouvrages recensés (468 au total) correspondent pour la plupart à des ouvrages de particuliers, d'exploitants agricoles ou d'industriels, le plus sou-

>=	<	rang	N	%	% cum
10	15	8	8	1,7	1,7
15	20	22	14	3,0	4,7
20	25	143	121	25,9	30,5
25	30	222	79	16,9	47,4
30	35	287	65	13,9	61,3
35	40	310	23	4,9	66,2
40	45	343	33	7,1	73,3
45	50	356	13	2,8	76,1
50	55	371	15	3,2	79,3
55	60	378	7	1,5	80,8
60	65	381	3	0,6	81,4
65	70	384	3	0,6	82,0
70	75	394	10	2,1	84,2
75	80	398	4	0,9	85,0
80	85	410	12	2,6	87,6
85	90	416	6	1,3	88,9
90	95	425	9	1,9	90,8
95	100	429	4	0,9	91,7
100	105	434	5	1,1	92,7
105	110	440	6	1,3	94,0
110	115	444	4	0,9	94,9
115	120	448	4	0,9	95,7
120	125	448	0	0,0	95,7
125	130	454	6	1,3	97,0
130	135	458	4	0,9	97,9
135	140	463	5	1,1	98,9
140	145	464	1	0,2	99,1
145	150	465	1	0,2	99,3
150	155	467	2	0,4	99,8
155		468	1	0,2	100,0
total			468	100	

Tabl. 4 - Profondeur des ouvrages.





vent à faible demande de débit nominale ; ils n'ont fait l'objet, pour une très large majorité, d'aucune étude hydrogéologique préliminaire, permettant de choisir une localisation prenant en compte un débit d'exploitation optimal.

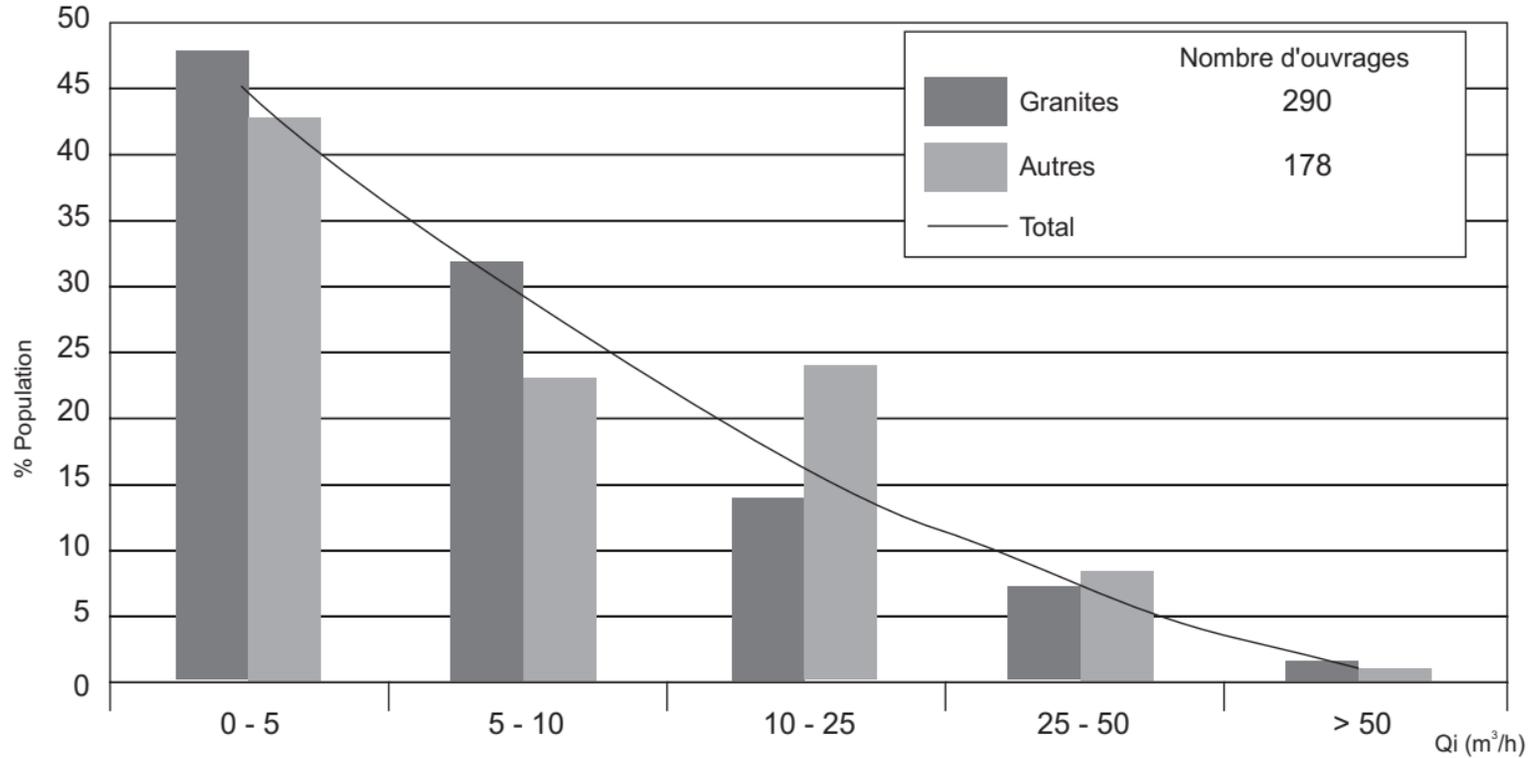
Les ouvrages indexés sont pour la plupart relativement peu profonds (voir tabl. 4 et graphe 2). L'histogramme de distribution des classes de profondeur atteintes a une valeur modale de 20 m ; les ouvrages de profondeur inférieure ou égale à 40 m représente 73 % de la population totale. Il n'y a pas de corrélation significative entre la valeur du débit instantané ( $Q_i$ ) et la sensibles à l'échelle des débits instantanés relevés (voir grap profondeur de l'ouvrage (voir graphe 3). Classés en fonction du contexte géologique (granite opposé aux autres formations), il n'y a pas de différences sensibles à l'échelle des débits instantanés relevés (voir graphe 4).

La localisation géographique des classes de débits instantanés obtenues (fig. 14) n'a pas fait l'objet d'une étude statistique détaillée vis-à-vis de leur répartition. Sur un plan méthodologique, une telle approche pourrait être tentée sur un territoire le plus vaste possible pour minimiser le biais apporté par le fait que la répartition des ouvrages est guidée par une demande localisée inégalement répartie sur le territoire.

Ce type de carte permet, en première lecture, de reconnaître rapidement les débits instantanés obtenus sur les ouvrages recensés, fournissant ainsi au demandeur potentiel une indication préliminaire, celle-ci ne pouvant préjuger des résultats obtenus à partir d'une approche hydrogéologique réelle.

Les sites de **captages d'eau A.E.P.** recensés correspondent à une vingtaine d'ouvrages (fig. 15 ; tabl. 5 : données extraites de l'Annuaire 1995-1996 de la Qualité des eaux distribuées dans le Finistère, DDASS 29 : actualisation 1997, communication orale DDASS 29) ; l'un d'entre eux correspond à une prise au fil de l'eau de l'Aber Wrac'h (prise de Banniguel). La plupart des captages d'eaux souterraines sont des ouvrages peu profonds (puits) et sont marqués par de fortes teneurs en nitrates (supérieures à 50 mg/l). Certains d'entre eux, mal isolés en tête d'ouvrage, ont été fermés (problèmes bactériologiques) ; un cas (Poulloc), placé à proximité du rivage marin, n'est plus utilisé (pénétration du « coin salé »).

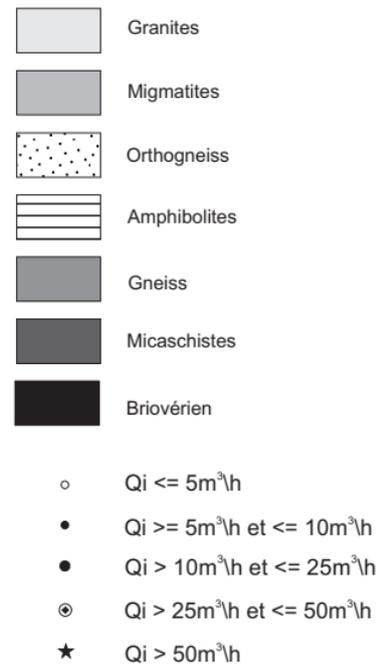
À l'échelle des captages A.E.P. (eaux superficielles et souterraines), les paramètres de qualité posant problème sont principalement : (1) la microbiologie (germes témoins de contamination fécale, leur présence traduisant une contamination susceptible d'être accompagnée de germes pathogènes) ; (2) les nitrates (ayant pour origine, essentiellement, les activités agricoles et, dans une moindre mesure, les rejets d'assainissement d'habitations) (3) le phosphore (effet du ruissellement sur les parcelles cultivées, rejets urbains) ;

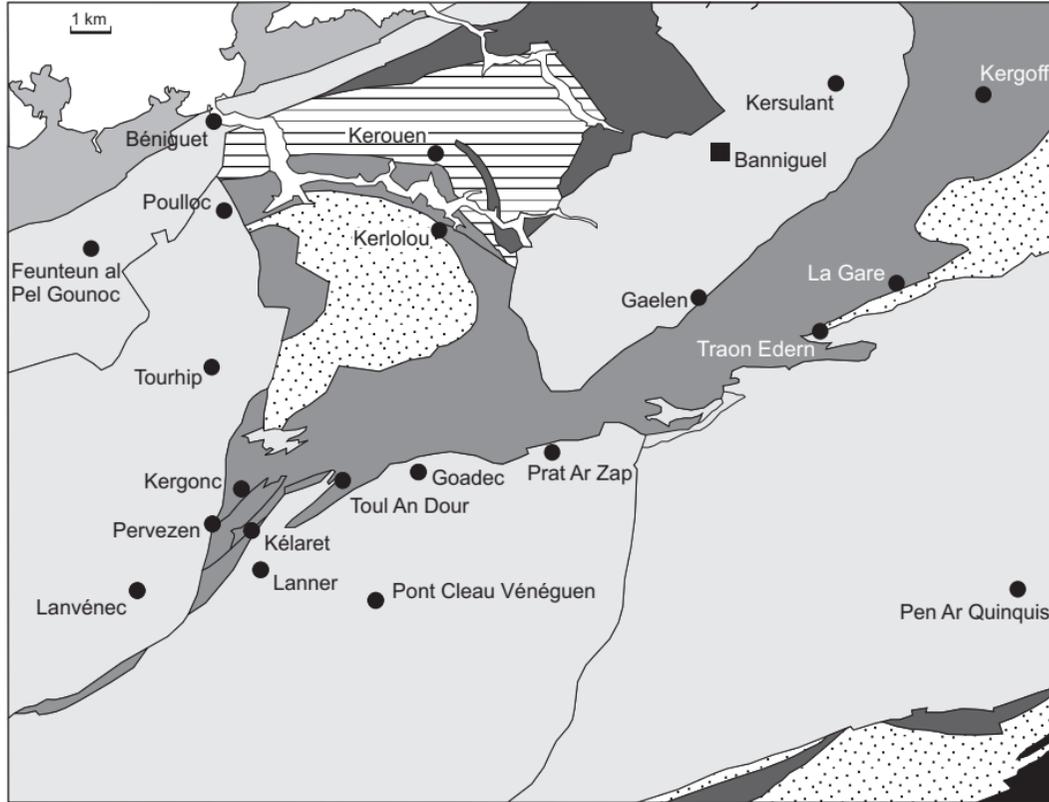


Graphe n° 4



**Fig. 14**  
**Formations géologiques**  
**et débits instantanés**





**Fig. 15 - Localisation et types des captages A.E.P.**

-  Granites
-  Migmatites
-  Orthogneiss
-  Amphibolites
-  Gneiss
-  Micaschistes
-  Briovérien
-  Captage en eau souterraine
-  Captage en eau de surface

Commune	Nom	Type de captage	NO3 1997	Q m3/an
Bourg-Blanc	Prat Ar Zap	puits	80	60 000
Coat-Meal	Goadec	puits	110	30 000
Guipronvel	Toul An Dour	puits	70	31 000
<b>Kernilis</b>	<b>Banniguel</b>	<b>prise d'eau : Aber Wrac'h</b>	<b>70 / 40</b>	<b>3 000 000</b>
Kernilis	Kersulant	puits	120	47 000
Lannilis	Kerouen 1 et 2	puits	130	76 000
Lanrivoare	Lanner	puits	mélangé avec Kergonc	
Lanrivoare	Lanvenec	puits	abandonné	
Le Drennec	La Gare	forage		52 000
Lesneven	Lannuchen et Kergoff	puits	90	270 000
Milizac	Pont Cleau + Veneguen	puits + forage	66	160 000
Plabennec	Traon Edern	puits	100	101 000
Ploudalmezeau	Feunteun Al Pel et Gounoc	puits	110	118 000
Plouguin	Tourhip	puits	97	61 000
Plouvien	Caelen	puits	105	82 000
Saint-Divy	Pen Ar Quinquis	puits	70	183 000
Saint-Pabu	Béniguet	puits	> 50	abandonné
Saint-Pabu	Poulloc	puits	70	80 000
Tréglonou	Kerlohou	puits	70	25 000
Tréouergat	Kergonc	forage	60	220 000
Tréouergat	Pervezen	puits	abandonné	
Tréouergat	Kélaret	puits		210 000

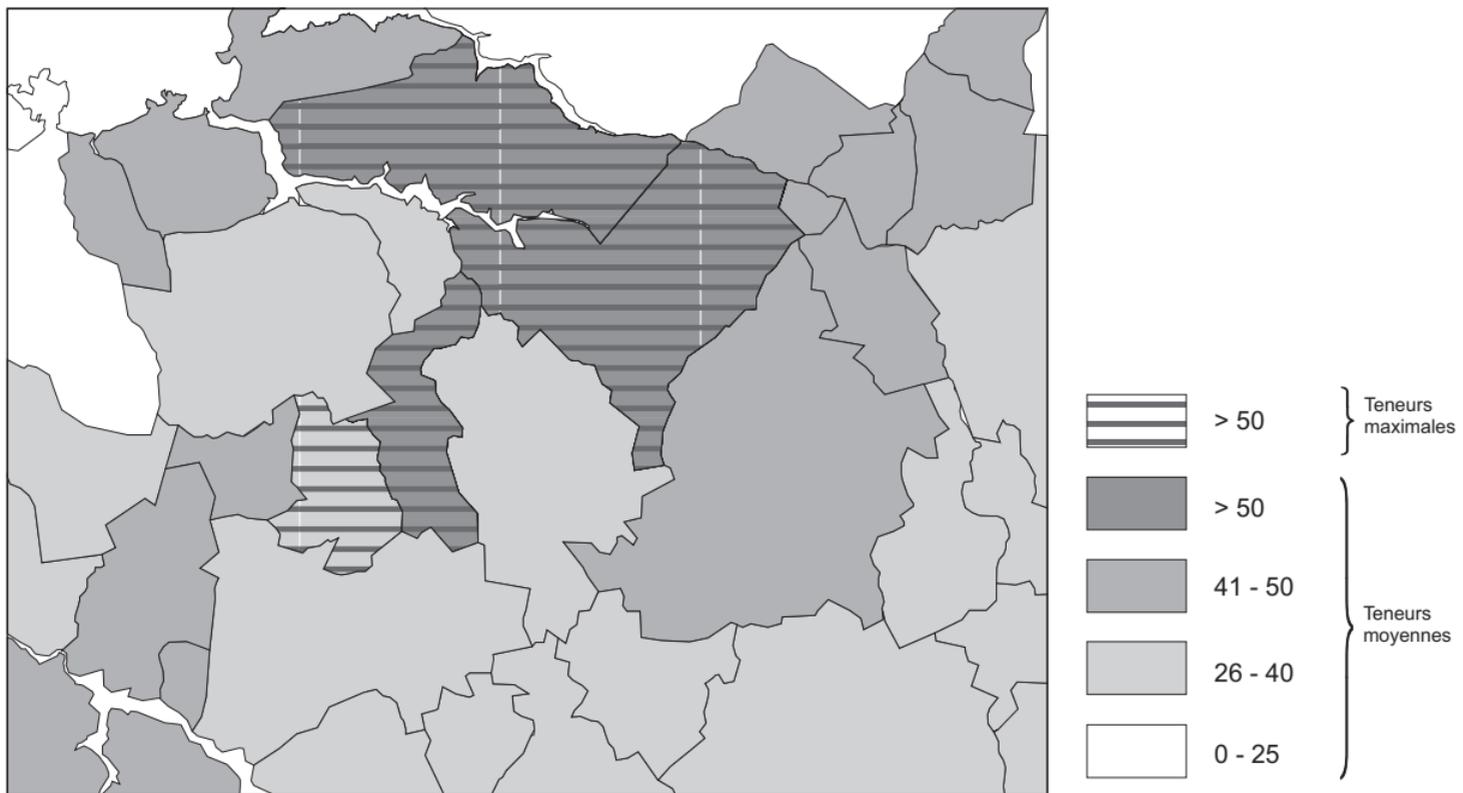
abandonné mal isolé

abandonné

abandonné salé

mélangé avec Lanner

Tabl. 5 - Liste des captages AEP sur la feuille Plabennec.



**Fig. 16 - Teneurs en nitrates des eaux distribuées (mg/l) pour l'année 1998** (données D.D.A.S.S. 29)

(4) les pesticides (essentiellement, les herbicides sur les parcelles agricoles et les surfaces imperméables en milieu urbain ou sur voirie et fossé).

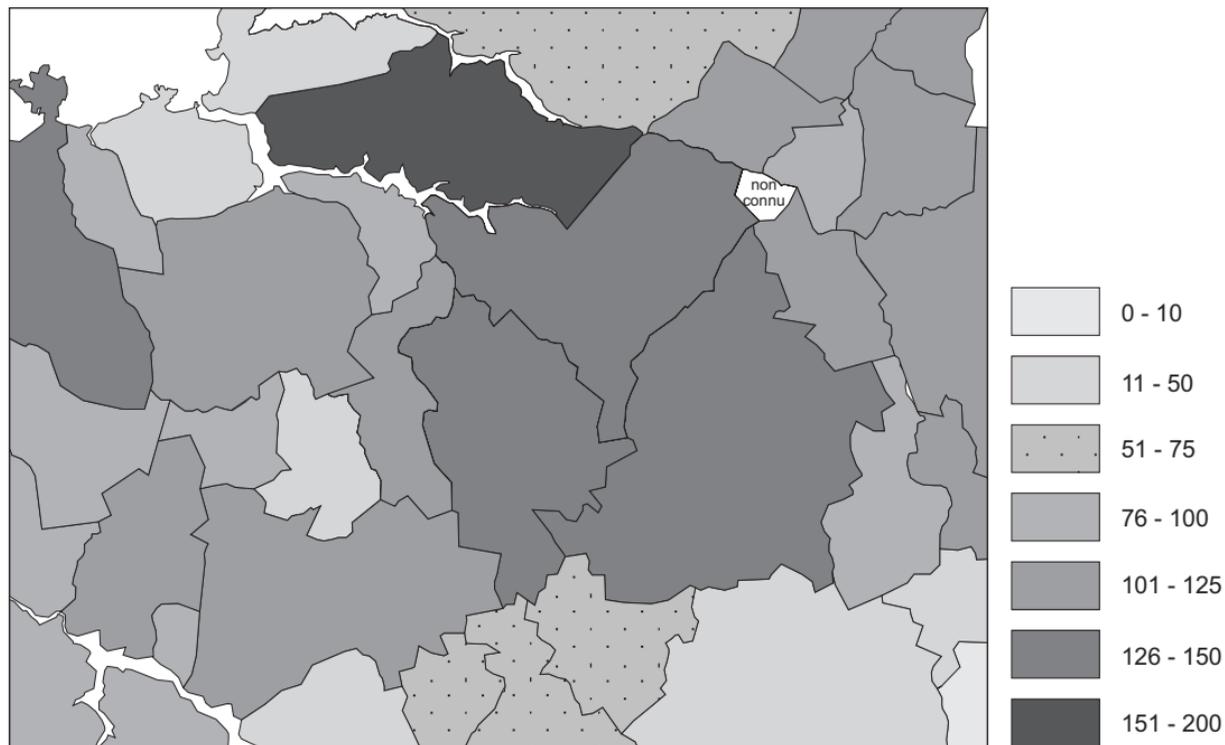
Vis-à-vis des captages en eaux souterraines, le paramètre limitant majeur correspond aux nitrates résultant principalement de la percolation sous bâtiments et parcelles agricoles (phénomène aggravé en présence de parcelles peu ou non « végétalisées » en saison hivernale). Actuellement des recherches en eaux souterraines profondes (eaux dénitrifiées pour certaines d'entre elles) sont effectuées pour pouvoir diluer les eaux des captages existants. La carte correspondant à la figure 16, illustre les teneurs en nitrates (teneurs moyennes et maximales) des eaux distribuées à l'échelle communale. En comparaison de ce document, la figure 17 indique le bilan d'azote communal (d'après l'École nationale supérieure agronomique de Rennes) établi sur la base des données du Recensement de l'Agriculture de 1988 et de bilan de type CORPEN par unité administrative. Les auteurs de ce travail précise qu'il convient d'interpréter ce type de document en terme « d'optique de suspicion et non de réalité objective ». En terme de bilan (tabl. 6), ramené aux superficies (théoriques) épandues, ces valeurs traduisent, à l'échelle de la feuille Plabennec, un lessivage moyen de l'ordre de 100 unités d'azote par hectare et par année, ramenée à la valeur de Précipitation efficace (500 mm par année). Cette perte correspond à une teneur en nitrates de l'ordre de 90 mg/l (soit l'ordre de grandeur des teneurs en nitrates obtenues sur les captages A.E.P. : voir tabl. 5).

Le traitement en place (stérilisation de l'eau) supprime les germes dans la quasi-totalité des eaux distribuées (à l'échelle de la Bretagne, en 1998, ces eaux sont conformes en microbiologie à 98,7 %). Outre la mauvaise isolation des têtes d'ouvrages, les rares pollutions microbiologiques observées dans l'eau distribuée sont liées à des dysfonctionnements momentanés du traitement ou des contaminations locales du réseau de distribution.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE*

Le territoire couvert par la feuille Plabennec correspond aux bassins versants de l'Aber Wrac'h, de l'Aber Benoît et, en partie, de celui de l'Aber Ildut. Les formations pléistocènes (löss, coulées de solifluxion et colluvions) y sont peu abondantes et, par conséquent, les possibilités de découverte de traces d'occupation humaine antérieure à l'Holocène sont réduites. Cependant, au cours de travaux de réalisation d'une retenue d'eau à Kervellec, en Plouguin, un biface sur éclat d'amphibolite albitisée et fortement patinée peut se rapporter à l'Acheuléen (Le Goffic, 1990). Une industrie en quartz, comportant un biface, a été attribuée aussi à l'Acheuléen par J.-L. Monnier



**Fig. 17 - Bilan d'azote communal**

NO3 (UN/Ha)	Nom commune	Superficie (ha)	S. épandue (60 % S totale)	Flux N par commune
65	BOHARS	605	363	23595
140	BOURG-BLANC	2800	1680	235200
90	BRELES	570	342	30780
65	BREST	910	546	35490
112	COAT-MEAL	1100	660	73920
65	GOUESNOU	1200	720	46800
20	GUILERS	850	510	10200
20	GUIPAVAS	3115	1869	37380
20	GUIPRONVEL	925	555	11100
65	GUISSENY	335	201	13065
112	KERNILIS	950	570	63840
112	KERNOUES	525	315	35280
90	KERSAINT-PLABENNEC	1245	747	67230
5	LA FOREST-LANDERNEAU	310	186	930
90	LAMPAUL-PLOUDALMEZEAU	590	354	31860
90	LANARVILY	540	324	29160
20	LANDEDA	1019	611,4	12228
112	LANDIVOARE	1450	870	97440
175	LANNILIS	2700	1620	283500
112	LE DRENNEC	960	576	64512
90	LE FOLGOET	1150	690	62100
20	LESNEVEN	140	84	1680
112	MILIZAC	3370	2022	226464
140	PLABENNEC	5020	3012	421680
90	PLOUARZEL	760	456	41040
140	PLOUDALMEZEAU	1905	1143	160020
112	PLOUDANIEL	1665	999	111888
65	PLOUGUERNEAU	1765	1059	68835
112	PLOUGUIN	2975	1785	199920
90	PLOURIN	1240	744	66960
140	PLOUVIEN	3290	1974	276360
20	SAINT-DIVY	565	339	6780
112	SAINT-FREGANT	510	306	34272
20	SAINT-PABU	1030	618	12360
90	SAINT-RENAN	530	318	28620
90	SAINT-RENAN	210	126	11340
112	SAINT-THONAN	530	318	35616
90	TREGLONOUE	635	381	34290
90	TREOUERGAT	590	354	31860
	Total	50579	30347,4	3035595
		Bilan moyen		100

Tabl. 6 - Bilans d'azote communaux.

(1986) avec quelques réserves ; elle fut découverte à Cameuleut en Landéda. Il s'agit, là, des seuls artefacts, datant du Paléolithique inférieur, actuellement reconnus puisque l'autre biface, dégagé par l'érosion marine à l'Ouest de la plage de Tréompan, est en dehors du cadre de l'étude. Dans un sol enterré, raviné par le « head » supérieur de la falaise quaternaire, qui forme le fond de l'anse du Brouesnou, parmi d'autres éclats, fut découvert par B. Hallégouët un racloir moustérien en quartzite calcédonieux (Le Roux, 1985). Cette roche fut utilisée jusqu'à la fin du Néolithique en accompagnement du silex ; les gisements les plus importants se trouvent dans la région de La Forest-Landerneau (angle sud-est de la carte).

Les prospections systématiques, réalisées dans le cadre de l'étude du Mésolithique du Finistère, ont permis l'inventaire de plusieurs sites, notamment sur les communes de Gouesnou, Guilers, Guipavas, Lanrivoaré et Plabennec. Dans les industries recueillies, une large place est faite au quartzite calcédonieux. Les sites importants, tel celui de l'Ormeau en Plabennec, se trouvent à une vingtaine de kilomètres du littoral et peuvent être considérés comme des camps de bases de ces derniers chasseurs et pêcheurs qui pratiquaient une semi-itinérance (Gouletquer et *al.*, 1996). Les industries recueillies datent du Mésolithique moyen et final, et seuls des indices laissent penser qu'une occupation à l'Épipaléolithique et au Mésolithique ancien a pu exister.

Le littoral de la Bretagne a connu une fréquentation privilégiée au Néolithique ; dans le territoire couvert par la carte, c'est la partie nord-ouest qui est la mieux pourvue en mégalithes. C'est dans celle-ci que le plus grand nombre de trouvailles de cette époque a été réalisé. Ce sont essentiellement des haches polies qui ont été découvertes fortuitement, et l'étude des roches les composant montre que la fibrolite représente 45 % des roches utilisées, alors que, dans le reste de l'Armorique, c'est la dolérite du groupe A (Plussulien, Côtes d'Armor) qui atteint ou dépasse ce pourcentage. Ceci tient au fait qu'à Plouguin se situe un important gisement de fibrolite qui apparaît, dans les horizons d'altération, sous forme de gros nodules qui ont été utilisés par l'homme dès le début du Néolithique moyen. La texture plus ou moins fibreuse de cette roche est telle qu'elle rend impossible la taille par percussion ; la roche était donc débitée par sciage avant polissage et les variétés de teinte verte étaient particulièrement prisées. La remontée du niveau de la mer, évaluée à 6 m depuis le Néolithique, a ennoyé les basses vallées des Abers et détaché du continent nombre d'îlots qui n'étaient alors que des promontoires (Giot et *al.*, 1979). C'est sur ceux-ci que furent construites les premières architectures mégalithiques du monde occidental tels Guennoc (en Landéda) et Carn (en Ploudalmézeau) (hors carte). À terre, le nombre de monuments conservés est assez réduit, mais la micro-toponymie laisse penser que beaucoup d'entre eux ont disparu depuis le Moyen-Âge et que, sans doute, un nombre bien plus important a dû être

détruit auparavant. En un siècle, le menhir de Kerlisic en Guipavas et le dolmen de Gueled ar Cíhoat en Plouguin ont été rayés de la carte ; cependant, subsistent le menhir de Prat Lédan en Plabennec, restauré et relevé en 1985, ceux de Kervedel en Ploudalmézeau de Kervignen et Lannoulouarn en Plouguin. Une allée couverte du Néolithique final a été préservée par la mise en place des dunes littorales au Ribl en Lampaul-Ploudalmézeau. Dans ce monument, furent découverts, outre du mobilier du Néolithique final, des tessons de poterie campaniforme du Chalcolithique et des fragments d'urnes à cordon de l'Âge du Bronze (Collet, 1981), prouvant une fréquentation du monument avant la mise en place de la couverture dunaire.

Avec l'apparition du métal, une nouvelle société s'instaure ; les modes de vie et les rites funéraires changent. Les sépultures deviennent individuelles sous forme : de caveaux sous tumulus importants (réservés à de « petits princes » au Bronze ancien [Briard, 1984], tel celui de Coatanéa en Bourg-Blanc, dans lequel 17 pointes de flèche ogivales en silex et un poignard de bronze orné de filets accompagnaient le défunt [Giot, 1953]), sous des tumulus plus modestes au Bronze moyen ou bien encore en coffres pendant toute la période. La région considérée recèle de nombreuses sépultures du Bronze moyen, assez régulièrement réparties, avec toutefois une concentration dans le Nord-Est de la commune de Plouguin, de Lannoulouarn à Castellorou (Le Goffic, 1995). En dehors de la richesse des sols de la frange côtière de la Bretagne septentrionale (due, en particulier, à des placages lœssiques au cours du Pléistocène), l'attrait de cette région tient aussi à la présence de cassitérite dans le placier de Saint-Renan. Ce minerai d'étain, indispensable à la fabrication du bronze, a été exploité au moins dès le Bronze moyen, comme l'atteste la datation radiocarbone (Ly-8696) qui donne 3 020 (50 ans B.P., soit entre 1 387 et 1 084 ans avant J.C. (Giot et *al.*, 1998). Les dépôts de fondeurs sont liés à cette métallurgie du bronze, les objets, usés, fracturés ou simplement devenus obsolètes, étant soigneusement récupérés pour la refonte. Des dépôts du Bronze final ont ainsi été découverts à Bohars, Bourg-Blanc, Lampaul-Ploudalmézeau, Lannilis, Lanrivoaré, Le Folgoët, Ploudalmézeau, Plouguerneau, Saint-Pabu (Briard, 1965). Certains d'entre eux ne contiennent que des haches à douille et sont davantage des cachettes de pré-monnaies que d'objets destinés à la refonte.

La répartition des sites de l'Âge du fer est assez homogène sur le territoire couvert par la feuille. De nombreux habitats ont été révélés par les découvertes fortuites de souterrains creusés dans les zones d'altération des roches (Giot et *al.*, 1979), mais aussi par les prospections aériennes (Daire, 1991, 1993) qui permettent de repérer des enclos, la plupart du temps curvilinéaires. Un site fortifié, encore bien préservé, occupe un confluent de rivières et forme un véritable éperon barré près du moulin du Folgoët en Ploudaniel, tandis que le petit oppidum de Tréglonou a été complètement rayé de la carte. Il a fallu la

réalisation de travaux de terrassement au terrain de sport, en 1985, pour découvrir un souterrain qui débouchait dans un fossé d'une largeur de 4 m et d'une profondeur équivalente, creusé dans les altérites du Gneiss de Tréglonou. Ce souterrain contenait, en plus du mobilier habituel de ce type de structure, une série de petits godets de terre cuite et un collier de treize perles d'or (Le Goffic et *al.*, 1985). Peu de cimetières ont été l'objet de fouille comme celui de Pembrat Vihan en Lannilis ; cependant le nombre de stèles – petits monuments très souvent associés à des structures funéraires – est considérable puisqu'il dépasse 120, aussi bien hémisphériques que hautes, avec une prédilection pour les formes à section quadrangulaire pour ces dernières. Tous ces petits monuments sont réalisés en granite ou roches apparentées, et l'un des plus beaux de la région est la stèle de section octogonale du Grouanec Koz en Plouguerneau, haute de 3,20 m (Daire et *al.*, 1989). Le milieu du premier siècle avant J.C. marque la fin des temps de l'indépendance armoricaine. Cette période est troublée par la conquête de la Gaule par Jules César, ce qui occasionne l'enfouissement de trésors monétaires comme, probablement, celui du Quinquis en Kersaint-Plabennec qui contenait 240 monnaies osismes.

Les vestiges de la période gallo-romaine sont également assez bien répartis, les habitats se matérialisant en surface par des concentrations de fragments de tuiles remontés par les labours. Parfois, comme à Keradennec en Saint-Frégant, les murs sont conservés sur plusieurs assises et les fouilles, qui y ont été pratiquées, ont révélé le plan de la villa. La toponymie, suivie d'une vérification sur le terrain, est souvent à l'origine de la découverte de sites. Ainsi en est-il, par exemple, pour les sites de Cosquer, Cozmoguérou, Moguérou en Plabennec ou Cosquer, Cosquérou, Keroumen en Guipavas. À ce jour, une trentaine de sites d'habitat sont inventoriés sur le territoire étudié (Galliou, 1989). Les troisième et quatrième siècles sont marqués par des troubles, des incursions barbares qui sont à l'origine d'enfouissements monétaires à Kerdidrun et Kergonc en Bourg-Blanc, à Penhoat en Gouesnou, à l'Aber Wrac'h en Landéda, à Keralien en Plabennec et surtout à Saint-Pabu. Ce dernier renfermait plus de 10 000 monnaies des III<sup>e</sup> et IV<sup>e</sup> siècles.

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

Aucun chemin de Grandes Randonnées ne traverse la carte géologique Plabennec. Toutefois, la côte nord-finistérienne est bordée par des chemins de randonnées dont on trouvera les détails dans les ouvrages édités par la Fédération française de la randonnée pédestre. Les itinéraires proposés permettent d'observer en des lieux remarquables la plupart des unités géologiques précédemment décrites. Pour plus de renseignements, le lecteur pourra se référer au Guide géologique régional de Bretagne (Lardeux, 1997, Masson édit.).

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J.D. (1967) – A geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Island (United Kingdom). These, Oxford.
- BALE P. (1986) – Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement – chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse Institut de Géologie, Rennes I, t. 2, p. 200-245.
- BALE P., BRUN J.-P. (1986) – Les complexes métamorphiques du Léon (Nord-Ouest Bretagne) : un segment du domaine éo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 471-477.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) – Le métamorphisme écolitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 305, p. 127-131.
- BARKER F., ARTH J.G. (1976) – Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaean bi-modal trondhjemite-basalt suits. *Geology*, 4, p. 596-600.
- BARRIÈRE M., ROLET J., THONON P. (1983) – Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 296, p. 917-922.
- BARROIS C. (1902) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Brest, 1<sup>ère</sup> édition.
- BATTISTINI R. (1954) – Description du relief et des formations quaternaires du littoral breton entre l'Aber Benoît et de la baie de Goulven (Finistère). *Bull. C.O.E.C.*, VI, 3, p. 119-132.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) – Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 301, p. 297-302.
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1988) – Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 307, p. 2049-2054.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CORNICHE J. (1985) – Origin of eclogites from South Brittany: a Sm-Nd isotopic, and REE study. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52, p. 185-201.
- BESSE G. (1997) – Études par sondages électriques de la frange d'altération au-dessus d'un socle cristallin en Maine-et-Loire et en Bretagne. Rap. BRGM N 39399, 130 p.
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BOUDIER C. (1998) – Morphodynamique des dunes Sainte-Marguerite et le bilan de la gestion (Landéda, Finistère). Maîtrise Géographie, Brest, 287 p. (inédit).

- BOURCART J. (1947) – Sur les causes de la pénéplanation du pays de Léon. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 224, p. 1337-1338.
- BRGM (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine - Carte à 1/50 000 Plabennec-Est (Finistère Nord). Rap. R 40519.
- BRIARD J. (1965) – Les dépôts bretons et l'Âge du bronze atlantique. Rennes, 354 p.
- BRIARD J. (1984) – Les tumulus d'Armorique. Édit. Picard, Paris, 303 p.
- CABANIS B. (1972) – Les formations paléozoïques de la région de Morlaix. Thèse, Paris VI, 127 p.
- CABANIS B. (1975) – L'orogénèse hercynienne, phénomène majeur dans la partie orientale du pays de Léon (Bretagne nord-occidentale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 280, p. 1769-1772.
- CABANIS B. (1976) – Arguments en faveur de l'existence d'un socle orthogneissique dans le pays de Léon (Bretagne). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 282, p. 263-266.
- CABANIS B., MICHOT J., DEUTSCH S. (1977) – Remise en question de la datation géochronologique des Gneiss de Brest (Bretagne occidentale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 284, p. 883-886.
- CABANIS B., PEUCAT J.-J., MICHOT J., DEUTSCH S. (1979) – Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain) ; étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et Plounevez-Lochrist. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 357-364.
- CABANIS B., GODARD G. (1987) – Les éclogites du pays de Léon (NW du Massif armoricain). Étude pétrologique et géochimique ; implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, p. 1133-1142.
- CHANTRAINE J., CABANIS B., DADET P., HERROUIN Y. (1980) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Morlaix (240), Orléans : BRGM. Notice explicative sous la coordination de J. Chantraine (1980), 46 p.
- CHATELLIER (du) P. (1907) – Les Époques préhistoriques et gauloises dans le Finistère. (2<sup>e</sup> édit.) Rennes-Quimper, 347 p.
- CHAURIS L. (1965a) – Les minéralisations pneumatolytiques dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 31, 218 p.
- CHAURIS L. (1965b) – Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 260, p. 4351-4353.
- CHAURIS L. (1965c) – Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du pays de Léon (Finistère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 126-127.
- CHAURIS L. (1966a) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Plouguerneau-Quessant (40 et 56), 2<sup>e</sup> édit., Orléans : BRGM.

- CHAURIS L. (1966b) – Le granite de l'Aber Ildut (Finistère). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278, LXI, p. 1-30.
- CHAURIS L. (1967) – Les grandes lignes du pays de Léon (Finistère) et la gravimétrie. *Mém. BRGM*, n° 52, p. 55-63.
- CHAURIS L. (1969) – Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 268, p. 2859-2861.
- CHAURIS L. (1980) – Un district stannowolframifère à minéralisation disséminée : le granite de Saint-Renan (Massif armoricain) et ses gisements alluvionnaires de cassitérite. 26<sup>e</sup> Congr. géol. intern., Paris, « Gisements français », E1, p. 31-60.
- CHAURIS L. (1984) – Les minéralisations uranifères des environs de Brest : étude préliminaire des occurrences d'uranium les plus occidentales de la France. *Bull. Soc. Géol. Ouest de la France*, nouvelle série, t. 6, (2), p. 101-112.
- CHAURIS L. (1985) – Les mylonites : pièges pour la tourmalinisation deutérique. L'exemple du granite tourmalifère de Saint-Renan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 301, p. 599-602.
- CHAURIS L. (1987) – Le sphène : un minéral-traceur. L'exemple des sables lourds des plages du Nord-Finistère (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, II, p. 27-30.
- CHAURIS L. (1991) – Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau (Pays de Léon, Massif armoricain, France). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 114-115, p. 95-112.
- CHAURIS L. (1991) – Le granite à tourmaline de Plouarzel (Finistère) : aspects chimico-minéralogiques d'une différenciation marginale leucogranitique. *Géologie de la France*, 4, p. 31-38.
- CHAURIS L. (1992) – Intrusions sodiques à affinité trondhjémitique dans le Nord-Ouest de la Bretagne (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 315, p. 705-710.
- CHAURIS L. (1993) – Faciès marginaux, endogranites et tourmalinites dans le massif granitique de Kernilis (Finistère). Modalités de la tourmalinisation. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest de la France*, nouvelle série, 15, p. 27-34.
- CHAURIS L., MARCOUX E. (1994) – Metallogeny of the Armorican massif. In J.D. Keppie (éd.): *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Springer Verlag, p. 243- 264.
- CHAURIS L., MICHOT J. (1965) – Sur la nature des « Gneiss de Brest » et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Élorn et les micaschistes du Conquet. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 260, p. 240-242.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1972) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Brest (57) (partie pays de Léon), 3<sup>e</sup> édit., Orléans : BRGM.

- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1973a) – Les relations du Paléozoïque inférieur avec le socle précambrien du pays de Léon, le long de la vallée de l'Élorn (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 277, p. 277-280.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1973b) – Les « quartzites » des Gneiss de Brest (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 2, p. 93-99.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P., VIDAL P. (1977) – Le champ filonien microgranitique du Bas-Léon (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, IX, 1, p. 5-17.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1980) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Brest (274) (partie pays de Léon). Orléans : BRGM. Notice explicative sous la coordination de L. Chauris et Y. Plusquellec (1980), 51 p.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Conquet (273). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris et B. Hallégouët (1989), 69 p.
- CHAURIS L., HALLÉGOUËT B. (1994) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Plouarzel – île d'Ouessant (237). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris, avec la collaboration de B. Hallégouët (1994), 132 p.
- CHAURIS L., MARCOUX É. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Chauris, É. Marcoux, É. Le Goff, D. Thiéblemont, A. Carn et coll. (1998), 167 p.
- COGNÉ J., SHELLEY D. (1966) – Structure géologique du secteur des Abers. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 19/1, p. 1-40.
- COGNÉ J., WRIGHT A.E. (1980) – L'orogène cadomien. *In Géologie de l'Europe. Mém. BRGM*, n° 108, p. 29-51.
- COLLET G. (1981) – Travaux de recherches effectués en 1923 et 1924 dans une allée couverte à Lampaul-Ploudalmézeau (Nord-Finistère). *Bull. Soc. nantaise préhist.*, n° 2, p. 45-59.
- COLLIN Cl. (1984) – Dynamique et morphologie des plages de part et d'autre de l'Aber Benoît. DEA Géomorphologie et aménagement des littoraux, Brest, 77 p. (inédit).
- CORRE A. (1994) – Caractères de la côte nord-ouest du Pays de Léon (Finistère), l'évolution et l'aménagement de son littoral. Maîtrise Géographie, Brest, 121 p. + atlas (inédit).
- DAIRE M.-Y. (1991) – Première campagne de prospection aérienne intensive en Léon. *Bull. Soc. archéol. du Finistère*, t. CXX, p. 105-132.
- DAIRE M.-Y. (1993) – Une nouvelle campagne de prospection aérienne intensive en Léon. *Bull. Soc. archéol. du Finistère*, t. CXXII, p. 137-161.
- DAIRE M.-Y., GIOT P.-R. (1989) – Les stèles de l'Âge du fer dans le Léon. Institut culturel de Bretagne - Skol-Uhel ar Vro, Travaux du Laboratoire « Anthropologie-Préhistoire-Protohistoire-Quaternaire Armoricaïn », Rennes, 105 p.

- DEUTSCH S., CHAURIS L. (1965) – Âge de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 260, p. 615-617.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain : argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3<sup>e</sup> cycle et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) – Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 345-351.
- GALLIOU P. (1989) – Carte archéologique de la Gaule : Le Finistère. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres. Paris, 332 p.
- GEORGET Y. (1986) – Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes cadomiens et hercyniens du Massif armoricain (France). *Pétrologie et géochimie*, *Mém. docum. Centre arm. Et. Struct. Socles*, 9, 250 p.
- GEORGET Y., MARTINEAU F., CAPDEVILLA R. (1986) – Âge tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur l'interprétation des granites nord-armoricains. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 302, p. 237-242.
- GIOT P.-R. (1953) – De l'intérêt de la réouverture des tumulus fouillés antérieurement. *Bull. Soc. archéol. du Finistère*, t. LXXIX, p. 32-34.
- GIOT P.-R., L'HELGOUAC'H J., MONNIER J.-L. (1979) – Préhistoire de la Bretagne. Éd. Ouest-France, Rennes, 444 p., 2<sup>e</sup> édit., 1998, 590 p.
- GIOT P.-R., BRIARD J., PAPE L. (1979) – Protohistoire de la Bretagne. Éd. Ouest-France, Rennes, 444 p., 2<sup>e</sup> édit., 1995, 423 p.
- GIOT P.-R., LULZAC Y. (1998) – Datation à l'Âge du bronze d'une exploitation de cassitérite dans le Finistère. *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 95, n° 4, p. 598-600.
- GODARD G. (1988) – Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the Southern Armorican massif, France. In « Eclogites and eclogite-facies rocks », D.C. Smith (Ed.), Elsevier, Amsterdam. p. 451-519.
- GODARD G., CABANIS B. (1985) – Eclogites in the « pays de Léon », North-West brittany, France. *Terra Cognita*, 5/4, p. 421.
- GODARD G., MABIT J.-L. (1998) – Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a Kyanite-bearing eclogite from pays de Léon, Armorican Massif, France. *Lithos*, 43, p. 15-29.
- GORE B. (1985) – Cisaillement transcurrent et plutonisme polyphasé : un exemple d'interaction dans le Léon (Finistère). D.E.A., Institut de Géologie, Rennes.
- GORE B., LE CORRE C. (1987) – Cinématique hercynienne du Cisaillement Nord-Armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint-Renan – Kersaint (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, p. 811-819.
- GOULETQUER P., KAYSER O., LE GOFFIC M., LEOPOLD P., MARCHAND G.,

- MOULLEC J.-M. (1996) – Où sont passés les Mésolithiques côtiers bretons ? Bilan 1985-1995 des prospections de surface dans le Finistère. *Revue archéologique de l'Ouest*, 13, p. 5-30.
- GUFFROY J. (1958) – Sur quelques gisements d'amphibolites et de pyroxénites du Finistère (feuille Plouguernau à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 255, 56, p. 1-7.
- GUILCHER A. (1948) – Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. La Roche sur Yon, Potier éd., 682 p.
- GUILCHER A. (1949a) – Le relief des monts d'Arrée. *Annales de Bretagne*, vol.12, p. 1-16.
- HALLÉGOUËT B. (1969) – Gisement de la baie des Anges (Finistère, France). In M. Ters et J.P. Pinot « Littoral atlantique », livret guide d'excursion du VIII<sup>e</sup> Congrès de l'Union internationale pour l'étude du Quaternaire, p.70-71.
- HALLÉGOUËT B. (1971) – Le Bas-Léon (Finistère, France). Étude géomorphologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Brest, 260 p.
- HALLÉGOUËT B. (1978) – L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon. *Penn ar Bed*, 95, p. 417-430.
- HALLÉGOUËT B., OLLIVIER-PIERRE M.F., ESTÉOULE-CHOUX J. (1976) – Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au Nord-Ouest de Brest. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 283, p. 1711-1714.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1980) – Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne. Extrait de : « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et pays limitrophes », Chaline J. Suppl. au *Bull. de l'AFEQ*, n° 1, p. 211-225.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET-LANOË B. (1986) – Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bull. A.F.E.Q.*, n° 25-26, p. 127-138.
- JAMGOTCHIAN A. (1986) – Interférences d'effets cisailants tangentiel et transcurent : la mise en place du pluton granitique de l'Aber Ildut. D.E.A., Institut de Géologie, Rennes, 22 p.
- JEGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN Cl. (1986) – Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, 5, p. 839-848.
- JONES K.A. (1994) – Progressive metamorphism in a crustal-scale shear zone : an exemple from the Léon region, north-west Brittany, France. *J. metamorphic Geol.*, 12, p. 69-88.
- LACROIX A. (1891) – Études pétrographiques des écoligites de la Loire inférieure. *Bull. Soc. Sci. nat. ouest France*, I, p. 81-114.
- LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.-P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.-P., LAVILLE P., MACAIRE J.-J., MENILLET F., MEYER R.

- (1993) – Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes à 1/50 000. - *Géologie de la France*, n° 4, p. 39-54.
- LE CORRE C., BALÉ P., GEORGET Y. (1989) – Le Léon : un domaine exotique au Nord-Ouest de la Chaîne varisque armoricaine (France). *Geodinamica Acta*, Paris, 3, 2, p. 57-71.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) – Le Massif armoricain. In A. Picqué (coord.) : « Les Massifs anciens de France ». *Sci. géol., Strasbourg*, 1, p. 31-103.
- LE GOFFIC M. (1990) – Glanes archéologiques finistériennes. *Bull. Soc. archéol. du Finistère*, t. CXIX, p. 41.
- LE GOFFIC M. (1995) – Le caveau de l'Âge du bronze de Kerfrichaux en Lannilis. *Bull. Soc. archéol. du Finistère*, t. CXXIV, p. 35-53.
- LE GOFFIC M., ELUÈRE C., DUVAL A.-R. (1985) – Le site de l'Âge du fer et les perles d'or de Tréglonou (Finistère). *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. 82, n° 10-12, p. 512 - 533.
- LE ROUX C.-T. (1985) – Chronique. *Gallia préhistoire*, t. 28, 2, p. 218.
- LEFORT J.-P. (1975) – Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Rennes I, 217 p.
- LEUTWEIN F. (1968) – Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne dans la partie nord du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Nancy, 11, 83 p.
- LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMANN J.-L. (1969) – Études géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sciences de la Terre*, Nancy, XIV, 4, p. 329-358.
- MARSEILLE C. (1980) – Étude sédimentologique de la plage de Corn ar Gazel (Saint-Pabu). DEA Géomorphologie et aménagement des littoraux, Brest, 120 p. (inédit).
- MARTONNE (de) É. (1906) – La péninsule et les côtes bretonnes. *Ann. Géogr.*, vol. 15, p. 213-236 et p. 299-328.
- MESCHÉDE M. (1986) – A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, p. 207-218.
- MICHOT J., DEUTSCH S. (1970) – Les âges U/Pb de zircon et le polycyclisme des Gneiss de Brest et des formations encaissantes (Bretagne). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 92, 2, p. 263-269.
- MONNIER J.-L. (1973) – Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et sédimentologie des limons, des plages et des sables anciens. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Trav. Labo. d'Anthropologie préhistorique, Rennes, 260 p.
- MONNIER J.-L. (1986) – Le Paléolithique du Finistère : un état de la ques-

- tion. *Bull. Soc. archéol. Finistère*, t. CXV, p. 20.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) – Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique des dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 17, 208 p.
- OUTIN J.-M., THOMAS É. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montfort-sur-Meu (316). Orléans : BRGM. Notice explicative par É. Thomas, J.-M. Outin, A. Carn, J.-M. Rivière, S. Blanchet, (1999), 63 p.
- PAQUETTE J.-L., BALÉ P., BALLÈVRE M., GEORGET Y. (1987) – Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon : nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif armoricain. *Bull. minéral.*, 110, p. 683-696.
- PEUCAT J.-J., AUVRAY B., HIRBEC Y., CALVEZ J.-Y. (1984) – Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif armoricain : géochronologie Rb/Sr. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 1365-1373.
- PLIHON G. (1974) – Les formations meubles sur les granites de Bonnemain et de Quintin (Massif armoricain) : arènes, arènes remaniées et limons. Thèse, Rennes I, 138 p.
- RENOUF J.-T. (1965) – The geology of the presqu'île de Plougastel-Daoulas (Nord-Finistère). Thèse, Londres (inédit).
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) – L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la Chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 8, p. 43-54.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) – Intracontinental Hercynian Events in the Armorica Massif. In « Pre-Mesozoic Geology in France and related areas ». Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 195-219.
- SHELLEY D. (1964) – The geology of les Abers région, Finistère-Nord. These, Bristol, 199 p.
- TAYLOR R. (1967) – The geology of the South-West Pays de Léon, North Finistere, France. Thèse, Londres, inédit (bibliothèque du département de Géologie de l'Univ. Bretagne Occidentale, Brest).
- VEINANTE-DELHATE A., SANTOIRE J.-P. (1980) – Sismicité récente de l'arc sud-armoricain et du Nord-Ouest du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 22, p. 93-102.

- VIGNERESSE J.-L. (1983) – Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 1, p. 1-15.
- VIGNERESSE J.-L. (1988) – La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-10.
- WOOD D.A. (1980) – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci. Lett.*, 50, p.11-30.
- WYNS R. (1991a) – Utilisation des paléosurfaces continentales en cartographie thématique probabiliste. *Géologie de la France*, n° 3, p. 3-9.
- WYNS R. (1991b) – 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.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Bretagne (4, rue du Bignon, 35000 Rennes) ou bien à la Maison de la géologie (77, rue Claude Bernard, 75005 Paris).

Pour plus de renseignements, il est également possible de consulter :

- le Département des Sciences de la terre, de l'université de Bretagne occidentale (avenue Le Gorgeu, 29283 Brest cedex) ;
- Géosciences Rennes, université de Rennes I (campus de Beaulieu, bât. 5, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes) ;
- l'Institut européen de la mer, à Plouzané (29) ;
- la Maison des minéraux (Saint-Hernot, route du cap de la Chèvre, 29160 Crozon ; tél. : 02 98 27 19 73).

#### AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la présente notice, dont la coordination a été assurée par J.-M. OUTIN, s'établit comme suit :

- *Introduction, description des terrains, synthèse géodynamique régionale, sites classiques et itinéraires*, par J.-M. OUTIN et E. THOMAS, respectivement doctorant de Géosciences Rennes, université de Rennes I et

post-doctorant au BRGM. Les *formations métamorphiques* ont été rédigées en collaboration avec M. BALLÈVRE, professeur, Géosciences Rennes, université de Rennes I ;

– *Géologie littorale et géologie marine*, par B. HALLÉGOUËT, maître de conférences à l'université de Bretagne occidentale, Brest ;

– *Géodynamique récente*, par E. THOMAS ;

– *Hydrogéologie*, par Y. QUETÉ, ingénieur au CNRS, Géosciences Rennes ;

– *Occupation des sols* par J.-M. RIVIÈRE, maître de conférences de Science du sol, École nationale supérieure agronomique de Rennes ;

– *Préhistoire et archéologie* par M. LE GOFFIC, conservateur en chef du Patrimoine, Service départemental de l'archéologie du Finistère (avenue du Général de Gaulle, 29580 Le Faou).

Les auteurs remercient, pour sa collaboration et ses critiques constructives, J. ROLET (Institut européen de la mer).

**Présentation au CCGF : 10 décembre 1999.**

**Acceptation de la carte : 1<sup>er</sup> septembre 2000.**

**Acceptation de la notice : 1<sup>er</sup> septembre 2000.**

**Impression de la notice : 2000.**

**ANNEXES**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
référence	Chauris et al., 1980			Chauris et al., 1984						Chauris et al., 1989		Cabanis et al., 1978	Chauris et al., 1989
formation	Combrennes		Gneiss de Brest		Complexe migmatitique de Landuvs					Micaschistes du Conquet		Orthogneiss de Trégonois	Gneiss du Drannou granite anastectique
composition		para-	ortho-	faciès granite porphyroïde		granodiorite à grains fins		diorite micacées	à stauronite	à grenat			
SiO <sub>2</sub>	63,25	59,35 (0,46)	67,28 (1,46)	67,8	67	66,4	63,8	64,7	62,4	70,5	70,7	67,5	72,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,3	14,76 (0,34)	15,51 (1,83)	14,3	14,3	15,7	17,1	18,6	17,2	14,8	13,66	18,06	14,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	3,50 (0,06)	8,08 (1,12)	2,4	1,8	3,6	8	8,8	7,5	1,35	2,22	0,63	n.d.
FeO	3,36	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	4	2,66	3,52	0,66
MnO	0,01	0,08 (0,01)	0,02 (0,02)	0,07	0,04	0,05	0,05	0,08	0,14	0,06	<0,05	0,08	n.d.
MgO	2,25	1,25 (0,05)	1,85 (0,87)	<1,0	1,3	1,2	1,2	1,2	4,9	1,88	2,4	1,9	0,29
CaO	1	4,10 (0,25)	0,64 (0,28)	1,2	2	2,4	2,9	2,8	6,2	0,45	0,85	1,28	0,58
Na <sub>2</sub> O	0,95	4,56 (0,15)	3,48 (1,01)	(-)	(-)	3,2	(-)	(-)	(-)	2,74	2,23	2,21	3,58
K <sub>2</sub> O	3,8	0,88 (0,09)	2,68 (0,52)	6,9	6,6	6,6	4,9	4,9	3,1	1,96	2,76	4,88	5,22
TiO <sub>2</sub>	0,9	0,40 (-)	0,73 (0,08)	0,19	0,26	0,82	0,51	0,67	1,28	0,69	0,46	0,81	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,17 (0,01)	0,09 (0,11)	0,17	0,37	0,1	0,11	0,24	0,31	0,12	0,14	n.d.	0,1
P.F.	(-)	0,62 (0,14)	2,67 (0,42)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)	1,57	0,12	1,32	1,05
Total	93,46	99,79	101,19	93,18	93,06	98,67	94,08	94,37	93,01	100,22	100	86,13	87,95
éléments traces	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Li	(-)	(-)	(-)	40	32	50	60	38	65	(-)	(-)	(-)	(-)
Be	(-)	(-)	(-)	<2	<2	<2	2	3	(-)	(-)	(-)	(-)	(-)
B	(-)	(-)	(-)	19	17	13	22	15	<10	(-)	(-)	(-)	(-)
V	(-)	(-)	(-)	<10	21	44	39	67	132	(-)	(-)	(-)	<6
Cr	(-)	(-)	(-)	29	41	59	39	43	85	(-)	(-)	(-)	<10
Co	(-)	(-)	(-)	6	9	10	8	10	26	(-)	(-)	(-)	(-)
Ni	(-)	(-)	(-)	29	70	27	22	23	62	(-)	(-)	(-)	<6
Cu	(-)	(-)	(-)	6	6	8	<5	7	26	(-)	(-)	(-)	(-)
Zn	(-)	(-)	(-)	42	30	59	61	76	80	(-)	(-)	(-)	<34
As	(-)	(-)	(-)	20	28	<20	<20	<20	<20	(-)	(-)	(-)	(-)
Sr	(-)	(-)	(-)	136	360	307	818	648	533	(-)	(-)	(-)	(-)
Sn	(-)	(-)	(-)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	(-)	(-)	(-)	(-)
Ba	(-)	(-)	(-)	373	1078	637	916	1084	718	(-)	(-)	(-)	270
La	(-)	(-)	(-)	32	22	64	37	87	65	(-)	(-)	(-)	(-)
Ce	(-)	(-)	(-)	75	42	158	89	166	111	(-)	(-)	(-)	(-)
Pb	(-)	(-)	(-)	66	69	39	32	49	13	(-)	(-)	(-)	(-)
Zr	(-)	(-)	(-)	281	604	286	317	383	292	(-)	(-)	(-)	(-)

Annexe 1 - Tabl. I - Compositions chimiques moyennes des principales roches métamorphiques du Léon.

	1	2	3
<i>référence</i>	Cabanis et <i>al.</i> , 1987	Cabanis et <i>al.</i> , 1987	Chauris et <i>al.</i> , 1999
<i>formation</i>	éclogites	éclogites à	éclogites
<i>composition</i>	à disthène (8)	quartz amphibolitisés (7)	St-Pol-de-Léon (2)
SiO2	47,93	51,55	47,65
Al2O3	17,39	13,7	16,29
Fe2O3	1,25	1,24	10,69
FeO	5,5	10	( - )
MnO	0,12	0,18	0,155
MgO	10,23	6,12	8,025
CaO	12,8	11,2	12,29
Na2O	2,27	2,05	2,31
K2O	0,14	0,28	0,445
TiO2	0,48	1,86	1,4
P2O5	0,03	0,25	0,125
P.F.	( - )	( - )	0,645
Total	97,12	98,43	99,995
<i>éléments trace</i>	1	2	3
U	<0.01	0,22	( - )
Th	0,03	0,77	( - )
Hf	0,706	3,22	( - )
Ta	0,027	0,6	( - )
Cr	528	200	254,5
Co	41,7	44	33,5
Ni	190	64	100,5
Sc	32,4	41	( - )
Cs	1,53	1,36	( - )
Rb	4,5	8	( - )
Sr	523	401	181,5
Sm	1,07	3,61	( - )
Ba	10	62	51
La	1,15	8,34	<20
Ce	3,13	18	17,5
Eu	0,75	1,39	( - )
Zr	23	134	110
Tb	0,28	0,75	( - )

**Annexe 1 - Tabl. II - Compositions chimiques moyennes (nombre d'échantillons (...)) de trois groupes d'éclogites du Pays de Léon.**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
référence	Chauris, 1980								Georget, 1986
formation	Massif de Kersaint		Massif de Saint-Renan				Greisens		Diorite
composition	ciès porphyroïde (4)	faciès fin (3)	faciès commun (5)	à tourmaline (3)	à biotite (5)	Penfeunteun (1)	sur granite (11)	sur gneiss (3)	de Ploudaniel (4)
SiO2	71,83	74,86	72,17	73,71	71,29	72	72,86	74,39	59,73
Al2O3	14,52	14,09	14,96	14,92	14,74	15,25	14,8	14,36	14,72
Fe2O3	1,83	1,25	0,6	0,13	1,8	2,15	3,89	2,72	5,89
FeO	( - )	( - )	0,83	0,46	( - )	0,3	( - )	( - )	( - )
MnO	0,03	0,03	0,05	trace	0,04	0,1	0,06	0,33	0,09
MgO	0,56	0,19	0,44	0,23	0,85	0,35	0,33	0,76	4,15
CaO	1,28	0,49	1,07	0,64	1,28	1,33	0,19	0,09	3,99
Na2O	3,56	3,17	3,33	3,44	3	1,7	0,19	0,3	2,56
K2O	4,9	4,8	4,86	5,05	5,1	4,9	4,5	4,32	5,88
TiO2	0,23	0,05	0,16	0,04	0,38	0,13	0,18	0,33	1,24
P2O5	0,36	0,35	0,21	0,17	0,13	0,43	( - )	( - )	0,57
H2O+	0,77	0,97	0,84	0,84	0,8	1,1	2,63	1,59	( - )
H2O-	0,11	0,13	0,13			0,12	0,08	0,05	( - )
P.F.	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	0,82
Total	99,37	100,38	99,63	93,13	99,41	99,86	94,06	94,37	99,76
éléments trace	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	190	403	65
Sr	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	< 12,36	< 29,66	3
Rb	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	518,36	504,33	< 10
Li	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	270,72	214,66	132
Be	7	6	7	10	6	2	6,2	7,66	85
Sn	13	18	30	35	13	57	986,81	383,33	26
F	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	> 7454,54	5833,33	62
W	8	2	6	2	5	23	43,63	86,66	25
P	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	343,63	86,66	80
As	7	22	28	4	8	102	1283,81	460	< 20

Annexe 1 - Tabl. III - Compositions chimiques moyennes du massif de Saint-Renan – Kersaint.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>référence</i>	Chauris, 1966b	Chauris et al. ,	Chauris, 1966b	Chauris et al. , 1994			Chauris, 1991			Chauris et al. , 1977
<i>formation</i>	Massif de l'Aber Ildut									champ filonien
<i>composition</i>	faciès porphyroïde rose			faciès porphyroïde blanc			granite de Porzpaül	leucogranite de Plouarze		microgranitique (20)
SiO2	63,92	65,4	66,2	65,6	63,7	67,9	71,7	72	76,18	73,3
Al2O3	14,12	16	15,5	15,65	16,3	16	14,4	15,2	13,94	14,5
Fe2O3	1,01	4,71	1,1	4,53	5,25	3,9	2,46	<1.0	0,71	1,25
FeO	4,5	( - )	2,2	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
MnO	( - )	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,04	0,04
MgO	2,2	1,4	1,7	1,54	1,65	1,2	0,51	<1.0	0,03	0,26
CaO	5,26	2,84	2,6	2,86	3,2	2,7	1,22	<1.0	0,02	0,455
Na2O	3,79	3,28	3,7	3,1	3,45	( - )	3,22	n.d.	3,84	2,67
K2O	3,62	4,76	4,5	4,13	4,62	4,1	4,58	5	4,12	4,94
TiO2	1,22	0,77	0,6	0,76	0,9	0,78	0,3	0,07	0,04	0,15
P2O5	0,31	0,27	0,15	0,26	0,29	0,3	0,14	0,2	0,14	0,245
H2O+	0,07	( - )	0,65	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	<1.58
H2O-	0,09	( - )	0,15	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	<0.42
P.F.	( - )	0,36	( - )	0,58	0,49	( - )	0,52	( - )	( - )	( - )
Total	100,21	99,86	99,11	99,09	99,93	99,41	99,25	<95.52	99,06	<99.81
<i>éléments trace</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Li	( - )	107	( - )	49	139	162	209	( - )	( - )	( - )
Be	( - )	5	( - )	4	4	6	10	( - )	( - )	( - )
B	( - )	27	( - )	24	17	86	98	1643	892	( - )
V	( - )	62	( - )	64	71	50	20	( - )	( - )	( - )
Cr	( - )	35	( - )	41	35	<10	21	( - )	( - )	( - )
Co	( - )	12	( - )	12	12	6	<5	( - )	( - )	( - )
Ni	( - )	32	( - )	27	26	35	22	( - )	( - )	( - )
Cu	( - )	8	( - )	9	14	11	<5	( - )	( - )	( - )
Zn	( - )	73	( - )	77	116	82	50	( - )	( - )	( - )
As	( - )	<20	( - )	<20	<20	35	20	n.d.	410	( - )
Sr	( - )	303	( - )	341	327	272	157	35	<10	( - )
Sn	( - )	14	( - )	13	27	<10	26	( - )	( - )	( - )
Ba	( - )	659	( - )	605	733	670	302	39	<10	( - )
La	( - )	58	( - )	57	61	66	20	( - )	( - )	( - )
Ce	( - )	134	( - )	140	123	168	82	( - )	( - )	( - )
Pb	( - )	16	( - )	<10	22	20	23	( - )	( - )	( - )
Zr	( - )	362	( - )	291	332	374	309	( - )	( - )	( - )

**Annexe 1 - Tabl. IV - Compositions chimiques moyennes du massif de l'Aber Ildut.**

	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>référence</i>	Chauris <i>et al.</i> , 1994		Chauris, 1993					
<i>formation</i>	Massif de Ploudalmézeau-Kernilis							
<i>composition</i>	Ploudalmézeau (3)	Kernilis (3)	faciès marginaux		endogranites (carrière du Raden)		tourmalinite	
SiO2	74,06	71,9	77,2	76	74,4	74,5	78,1	37,1
Al2O3	14,25	13,8	13,1	13,84	14,58	14,66	11,2	32,17
Fe2O3	1,21	2,22	0,8	1,1	1,97	2,58	4,78	14,29
MnO	0,026	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,14
MgO	<0.216	0,49	0,06	0,09	0,27	0,36	0,63	1,91
CaO	0,56	1,3	0,45	0,51	0,49	0,39	0,57	0,36
Na2O	3,38	2,89	3,12	4	3,01	2,64	0,5	1,5
K2O	4,56	5,6	4,22	3,73	3,5	3,31	0,25	1,65
TiO2	0,116	0,27	0,05	0,05	0,1	0,11	0,17	0,51
P2O5	0,31	0,253	( - )	( - )	0,2	0,15	0,26	0,11
P.F.	0,876	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
<b>Total</b>	<b>99,56</b>	<b>98,76</b>	<b>99,02</b>	<b>99,36</b>	<b>98,55</b>	<b>98,73</b>	<b>96,51</b>	<b>89,74</b>
<i>éléments trace</i>	1 (2)	2 (1)	3	4	5	6	7	7
Li	217	112	67	186	14	27	36	230
Be	<4	8	( - )	( - )	2	3	2	5
B	58	103	( - )	( - )	3420	4920	8662	19380
V	<10	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Cr	15	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Co	<5	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Ni	24	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Cu	<5	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Zn	61	39	( - )	( - )	48	69	109	439
As	48,5	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Sr	43	237	24	10	31	35	16	42
Sn	31	13	( - )	( - )	11	<10	13	20
Ba	73,5	490	460	250	23	36	<10	13
La	<20	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Ce	<12.5	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Pb	26,5	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )
Zr	154,5	157	( - )	( - )	22	28	33	64

**Annexe 1 - Tabl. V - Compositions chimiques moyennes du massif de Ploudalmézeau-Kernilis.**

Type des principaux granitoïdes d'après la classification de Chappell et White, 1974 (Le Corre et al. , 1989).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Massif</i>	Massif de Saint-Renan--Kersaint					Massif de l'Aber-Ildut			Champ	Diorites
<i>formation</i>	Kersaint		Saint-Renan			Aber-Ildut	Ploudalmézeau	Kernilis	microgranitique du Léon (22)	du Léon (4)
<i>faciès</i>	porphyroïde (5)	fin (5)	à biotite (5)	à deux micas(5)	tourmaline(5)	s.s. (3)	.(3)	.(3)		
SiO2	71,65	71,3	71,29-	72,17	74,1	62,01	72,43	71,06	73,38	59,73
Al2O3	14,6	14,75	14,74	14,96	14,75	15,66	14,8	15,22	14,5	14,72
Fe2O3	2,1	1,9	1,8	1,52	0,7	5,05	1,54	2,72	1,17	5,89
MnO	0,03	0,04	0,04	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05	0,03	0,09
MgO	0,6	0,85	0,85	0,44	0,22	2,33	1,01	0,52	0,21	4,15
CaO	1,3	1,3	1,28	1,07	0,58	5,77	1,26	1,58	0,38	3,99
Na2O	3,4	3	3	3,33	3,35	3,51	2,87	3,02	3,03	2,56
K2O	4,85	5,31	5,1	4,84	4,75	4,01	4,78	4,61	4,71	5,88
TiO2	0,27	0,38	0,38	0,16	0,06	0,91	0,18	0,31	0,13	1,24
P2O5	0,3	0,26	0,13	0,21	0,2	0,27	0,26	0,19	0,28	0,57
P.F.	0,89	0,73	0,8	0,97	1,04	0,9	1,11	1,14	1,64	0,82
Total	99,99	99,83	99,41	99,72	99,76	100,47	100,29	100,42	99,46	99,64
A/CNK	1,1	1,15	1,15	1,18	1,26	0,76	1,21	1,18	1,34	0,82
Corindon normatif (%)	2,02	2,47	2,21	2,74	3,45	( - )	3,16	2,78	4,3	( - )
Diopside normatif (%)	( - )	( - )	( - )	( - )	( - )	9,29	( - )	( - )	( - )	4,08
Classification (Chappell et White, 1974)	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>I</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>I</b>

Annexe 1 - Tabl. VI - Compositions chimiques moyennes des massifs de l'Alber Ildut et Ploudalmézeau–Kernilis.

(coordonnées x,y en Lambert zone II étendue)

N° archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m.	Z toit des formations (arrondi au mètre)	Coupe sommaire	Strati- graphie	
	X	Y	Z (arrondi au m.)					
238-3-80	97,75	2 417,16	52	3	52 49	sables argileux granite fracturé	g1-2PA g1-2P	
238-3-78	97,125	2 417,66	40	3	40 37	sables argileux granite fracturé	g1-2PA g1-2P	
238-3-79	97,805	2 417,79	50	6	50 49 55	silts, argiles sables argileux granite fracturé	Fz g1-2PA g1-2P	
238-3-77	96,255	240,73 erreur	35	28	35 27 7	ances argilo-sab sables arrêt technique	Fz dA d ?	zone hydromorphe
238-1-32	88,85	2 421,42	4	10	4 2 32	sablo-argileux argiles, sables amphibolites	Fz gM4 gM	zone hydromorphe
238-1-31	88,225	2 420,31	43	11	43 40 32	silts, argiles argiles, sables socle	OE my g1-2PA my g1-2P	
238-2-46	90,325	2 420,16	49	23	49 47 26	argiles, sables sables amphibolites	OE dA d	
238-2-47	91,55	2 419,25	42	11	42 31	argiles, sables amphibolites	dA d	
238-7-81	95,225	2 405,53	99	3	99 98 96	silt-sableux sables granite fracturé	OE g2bA g2b	
238-7-82	95,945	2 405,76	88	3	88 85	sables argileux granite fracturé	g2bA g2b	
238-6-69	92,325	2406,61	87	12	87 855 75	silt-sableux sables granite fracturé	C g2bA g2b	
238-7-83	99,475	2 404,94	87	7	87 80	sablo-argileux granite fracturé	Pg2bA Pg2b	

## Annexe 2 - Coupes résumées des sondages.

**Nombre d'ouvrages cumulé**

tranches Qi	0 <= 5	5 <= 10	10 <= 25	25 <= 50	> 50
granites	135	225	267	287	290
Migmatites	4	6	7		
Gneiss	51	81	114	125	126
Micaschistes	3	7	10		
Amphibolites	19	26	33	35	

**Nombre d'ouvrages par tranche de Qi**

	Total					superficie (ha)	densité	
Granites	135	90	42	20	3	290	33800	117
Migmatites	4	2	1	0	0	7	1401	200
Gneiss	51	30	33	11	1	126	11790	94
Micaschistes	3	4	3	0	0	10	1996	200
Amphibolites	19	7	7	2	0	35	2194	63
Briovérien						0	159	

**% du nombre total d'ouvrages**

Granites	47	31	14	7	1	100
Migmatites	57	29	14	0	0	100
Gneiss	40	24	26	9	1	100
Micaschistes	30	40	30	0	0	100
Amphibolites	54	20	20	6	0	100

**Nombre d'ouvrages par tranche de Qi**

Granites	135	90	42	20	3	290
Autres	77	43	44	13	1	178
Total	212	133	86	33	4	468

**% du nombre total d'ouvrages**

Qi	0 - 5	5 - 10	10 - 25	25 - 50	> 50	
Granites	47	31	14	7	1	100
Autres	43	24	25	7	1	100
Total	45	28	18	7	1	100

**Annexe 3 - Statistiques de la banque de données du sous-sol.**

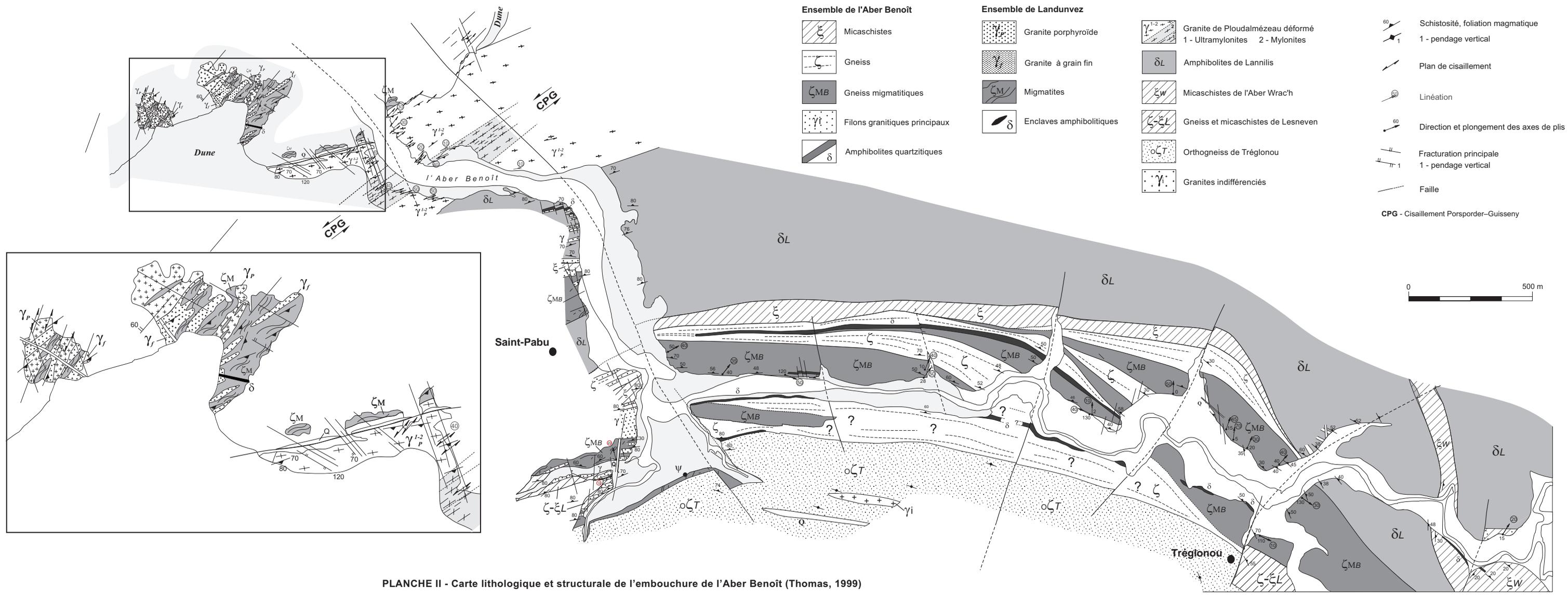


PLANCHE II - Carte lithologique et structurale de l'embouchure de l'Aber Benoît (Thomas, 1999)