383



LORIENT

par

F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUËT, D. THIÉBLEMONT, I. THINON Avec la collaboration de A. COCHERIE, C. GUERROT, F. LUCASSOU





LORIENT

La carte géologique à 1/50 000 LORIENT est recouverte par la coupure LORIENT de la Carte géologique de la France à 1/80 000



BRGM SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; Vice-Président : J. DUBREUILH ; Secrétaire Général : D. JANJOU ; Membres : P. BARBEY, Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT, P. GIGOT, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET, P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER, P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE LORIENT À 1/50 000

par

F. BÉCHENNEC, B. HALLÉGOUËT, D. THIÉBLEMONT, I. THINON

Avec la collaboration de A. COCHERIE, C. GUERROT, F. LUCASSOU

2^{ème} édition

2012

BRGM Éditions Service géologique national

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

-pour la carte : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THINON I. (2012) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lorient (383). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchennec F., Hallégouët B., Thiéblemont D., Thinon I., avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot C., Lucassou F., 206 p.

-pour la notice : BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., THINON I., avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot C., Lucassou F. (2012) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lorient (383). Orléans : BRGM, 206 p. Carte géologique par Béchennec F., Hallégouët B., Thinon I. (2012).

© BRGM, 2013. 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 : 978-2-7159-1383-7

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	11
ABSTRACT	12
INTRODUCTION	15
CADRE GÉOGRAPHIQUE	15
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE	17
TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE	, 19
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN	23
Unité du Pouldu	23
Orthogneiss ordoviciens Granites varisques	35 51
SOCLE DU DOMAINE VARISOUE LIGÉRO-SÉNAN	77
FILONS	77
FORMATIONS D'ALTÉRATION	78
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES	79
Éocène	81
	80
DEPOIS MARINS LITTORAUX Pláistocòne	8/
Holocène	90
FORMATIONS ÉOLIENNES HOLOCÈNES	93
DÉPÔTS LACUSTRES HOLOCÈNES	94
DÉPÔTS FLUVIATILES	95
Tertiaire	95
Quaternaire	96
DÉPÔTS DE VERSANTS	98
DÉPÔTS ANTHROPIQUES	99
GÉOLOGIE MARINE	100
DONNÉES GÉOLOGIQUES	100
Données géophysiques	100
CADRE GÉNÉRAL	105
ÉLÉMENTS SUPERFICIELS	107

Zones de roche (sub-)affleurante	107
Réseau des paléo-vallées	107
Épaisseur des sédiments meubles	112
Morphologie actuelle du substratum anté-Quaternaire	112
SUBSTRATUM	112
Socle cristallin	113
Formations tertiaires	120
Distribution des séries tertiaires	121
STRUCTURES TECTONIQUES EN MER	121
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	124
FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES	124
Groupes de Nerly et de Merrien	124
ORTHOGNEISS ORDOVICIENS	127
Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray	129
Orthogneiss de Moëlan	129
GRANITES VARISQUES	135
Granite de Guidel	135
Microgranite du Pouldu	136
Granite de Ploemeur	137
Granite de Talhouët	137
Granite de Sainte-Anne-d'Auray	138
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	139
DÉFORMATION VARISQUE	139
Déformation précoce : les plis infrafoliaux	139
Foliation principale (S1) et/ou (S1/C) et	
la linéation associée	139
Cisaillement sud-armoricain (CSA)	140
Deformation post-(S1) : les plis en chevrons	141
	144
DEFORMATION POST-VARISQUE	144
METAMORPHISMES VARISQUES	145
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	146
Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur	146
Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque inférieur	146
Siluro-Devonien : l'evolution éo-varisque	147
Carbonitere : l'evolution varisque S.S.	147
Evolution post-Paleozoique Géodynamique récente	149
Déformations et contraintes régionales actuelles	149
Boromations of contraintes regionales actuelles	134

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	155
OCCUPATION DU SOL	155
ENVIRONNEMENT	156
RISQUES NATURELS	158
Sismicité	158
INONDATION-SUBMERSION	158
RESSOURCES EN EAU	159
Les captages d'eau souterraines	168
SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES	177
Granulats-moellons	177
Kaolin	179
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	180
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	180
ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES	181
BIBLIOGRAPHIE	190
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES	201
ANALYSES	201
AUTEURS	201
ANNEXE	203

LISTE DES FIGURES

Fig. 1-	Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine <i>et al.</i> , 2005, modifié) et localisation de la carte à 1/50 000 de Lorient	16
Fig. 2 -	Plis décimétriques intrafoliaux matérialisés par la déformation d'exsudats de quartz laiteux au sein des micaschistes à ocelles ; la foliation principale (S1) est de plan axial par rapport à ces plis	26
Fig. 3 -	Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray (FB 8560)	36
Fig. 4 -	Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés du de l'orthogneiss d'Hennebont- Tréauray (FB 8383)	37
Fig. 5 -	Moyenne pondérée des différents âges ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon FB 8560, orthogneiss d'Hennebont-Tréauray	38

Fig.	6 -	Diagramme isochrone Th/Pb = $f(U/Pb)$ pour les monazites de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray (FB 8560). L'isochrone théorique est notée en pointillés (330 Ma)	40
Fig.	7 -	Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss de Moëlan (FB 8678B)	44
Fig.	8 -	Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss de Moëlan (FB 7728)	45
Fig.	9 -	Moyenne pondérée des différents âges 207Pb/206Pb des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon FB 8678B, orthogneiss de Moëlan	46
Fig.	10 -	Diagramme isochrone $Th/Pb = f(U/Pb)$ pour les monazites ordoviciennes de l'orthogneiss de Moëlan (FB 8678B). L'isochrone théorique est notée en pointillés (491 Ma)	48
Fig.	11 -	Diagramme isochrone Th/Pb = $f(U/Pb)$ pour les monazites carbonifères de l'orthogneiss de Moëlan (FB 8678B). L'isochrone théorique est notée en pointillés (327 Ma)	49
Fig.	12 -	Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Guidel (FB 9101)	54
Fig.	13 -	Diagramme isochrone TH/Pb = $f(U/Pb)$ pour huit grains de monazite du granite de Guidel (FB 9101). L'isochrone théorique est notée en pointillés (332 Ma)	55
Fig.	14 -	Diagramme isochrone TH/Pb = $f(U/Pb)$ pour les cœurs hérités de quatre grains de monazite du granite de Guidel (FB 9101). L'isochrone théorique est notée en pointillés (369 Ma)	56
Fig.	15 -	Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin, 1980) indexés du microgranite du Pouldu (FB8708)	58
Fig.	16 -	Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les grains de monazite du microgranite du Pouldu (FB 8708). L'isochrone théorique est notée en pointillés (329 Ma)	59
Fig.	17 -	Relations entre le granite de Locmiquélic et le granite de Ploemeur	60
Fig.	18 -	Diagramme isochrone TH/Pb = $f(U/Pb)$ pour les grains de monazite du granite de Ploemeur (FB 9229). L'isochrone théorique est notée en pointillés (326 Ma)	62
Fig.	19 -	Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin, 1980) indexés du granite de Talhouët (FB 7923)	68
Fig.	20 -	Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les grains de monazite du granite de Talhouët (FB 7923). L'isochrone théorique est notée en pointillés (321 Ma)	69

Fig. 21 -	Diagramme isochrone TH/Pb = $f(U/Pb)$ pour les grains de monazite du granite de Sainte-Anne-d'Auray (FB 8436). L'isochrone théorique est notée en pointillés (321 Ma)	70
Fig. 22 -	Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les cœurs hérités de deux grains de monazite du granite de Sainte-Anne-d'Auray (FB 8436). L'isochrone théorique est notée en pointillés (371 Ma)	72
Fig. 23 -	Géométrie du bassin éocène de Gâvres-Plouhinec	82
Fig. 24 -	Répartition des données géologiques disponibles sur le domaine marin de la feuille Lorient.	101
Fig. 25 -	Répartition des données stratigraphiques disponibles sur le domaine marin de la feuille Lorient. Zone en grisé : zones de roches sub-affleurantes (modifiées d'après la carte G 2009 du SHOM). Trait de côte au 1/25000 IGN-SHOM. Projection WGS 84	102
Fig. 26 -	Localisation des profils sismiques sur le plateau	104
Fig. 27 -	Carte bathymétrique (MNT 50 m) construite à partir des sondes hydrographiques du SHOM. Ne pas utiliser pour la navigation. Projection RGF93 (Greenwich)	106
Fig. 28 -	Réseau du système incisé du Blavet supposé d'âge Quaternaire et répartition des zones de roche (sub-) affleurante (modifiée d'après les carte G du SHOM, 2009) et des zones de gaz. Projection WGS 84	108
Fig. 29 -	Section sismique du profil geo016 (Geoblavet) au travers d'une paléo-vallée comblée par des dépôts sédimentaires récents. On note la présence de gaz au sein du remplissage sédimentaire qui limite la visualisation de la base de l'incision. On note aussi la structure faillée du socle	109
Fig. 30 -	Isopaques (mètres) des sédiments récents remplissant les paléo-vallées d'âge supposé Quaternaire. Le MNT est à maille de 50 m. Les épaisseurs inférieures à 1 m ne sont pas représentées.	110
Fig. 31 -	Isobathe du toit du substratum sur la région étendue de Lorient (MNT maille 50 m). Le domaine occidental se distingue du domaine oriental de par la profondeur plus importante du substratum. La frontière se situe dans le prolongement du chenal actuel du Blavet et de la terminaison linéaire méridionale de l'île de Groix	111

Fig. 32 -	Section sismique du profil Etel01-005 (Geoetel07) au travers de l'unité Us0 (fs1) corrélée au granite de Ploemeur et de l'unité Us2 attribuée à la formation du Lutétien-Bartonien. Up : dépôt sédimentaire d'âge supposé quaternaire qui comble les incisions	114
Fig. 33 -	Section sismique du profil geo001-1 (geoblavet) orienté Est-Ouest recoupant le socle de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine reconnaissable par son faciès sismique fs2. Le socle est faillé	115
Fig. 34 -	Exemple d'image sismique présentant les deux faciès de socle	116
Fig. 35 -	Section sismique du profil geo022b (Geoblavet) orienté WNW-ESE recoupant le socle supposé appartenir à l'Unité de Belle-Île	117
Fig. 36 -	Section sismique du profil Etel07-005 (Geoetel07) orienté WNW-ESE recoupant l'unité Us1 attribuée à la formation e4. Elle est recouverte par l'unité Us2 attribuée à la formation e6. Les formations tertiaires sont incisées par le système de paléovallée du Blavet et recouvert par les sédiments d'âge Quaternaire	118
Fig. 37 -	Section sismique du profil c012 (Geoblavet) orienté Ouest-Est recoupant l'unité Us2 attribuée à la formation e5-6 qui recouvre en onlap le socle Us0 fs1 ici attribué au granite de Ploemeur	119
Fig. 38 -	Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour trois roches basiques (symboles pleins) et une roche acide (symbole vide) du Groupe de Merrien	126
Fig. 39 -	Diagramme (Tb/Nb)N vs. (Th/Nb)N (adapté de Thiéblemont <i>et al.</i> , 1994, Nb étant utilisé en place de Ta) pour la discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques (SiO ₂ \leq 55 %)	128
Fig. 40 -	Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour deux échantillons de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray (symboles vides) et quatre de l'orthogneiss de Moëlan (symboles pleins)	130
Fig.41 -	Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tégyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour la discrimination géotectonique des roches magmatiques différenciées (SiO ₂ \ge 55 %)	131

Fig. 42 - Diagramme Ab-An-Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $PH_2O = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein). Les annotations sur ces courbes donnent les températures expérimentales pour les eutectoïdes dans le système Ab-An-Qz-Or	132
Fig. 43 - Diagramme Ab-Qz-Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $PH_2O = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein). Les annotations sur ces courbes donnent les teneurs en An des eutectoïdes dans le système Ab-An- Qz-Or. Les teneurs normatives en An de la fraction quartzo-feldspathique des différents granites sont également indiquées	133
Fig. 44 - Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primordial (Hofmann, 1988) pour cinq granites varisque:	s 134
Fig. 45 - Plis serrés disharmoniques déformant la foliation princip (S1) marquée par l'alternance de lits de micaschistes à ocelles millimétriques et d'ocellites, Groupe de Merrie	ale n 142
Fig. 46 - Plis assez serrés déformant la foliation principale (S1) des micaschistes à ocelles, Groupe de Merrien	143
Fig. 47 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domain granitique (R. Wyns <i>et al.</i> , 1998 et 2004)	ie 160
Fig. 48 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille Lorient	164
Fig. 49 - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)	165
Fig. 50 - Comparaison des données climatiques (pluie efficace à Hennebont), hydrologiques (le Blavet à Languidic) et piézométriques (Hennebont)	166
Fig. 51 - Résultats des forages réalisés dans les formations de la feuille Lorient	167
Fig. 52 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Source documentaires : ARS 29, ARS 56, BRGM	s 170
Fig. 53 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerlen 1 à Arzano. Sources : ARS 29	172
Fig. 54 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerlen 2 à Arzano. Sources : ARS 29	173
Fig. 55 - Teneur en nitrates au niveau du forage de Kermadoye à Ploemeur. Sources : ARS 56	174
Fig. 56 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Pont-Mouton à Plouhinec. Sources : ARS 56 et AELB	175

 Fig. 57 - Chronique piézométrique de la station d'Hennebont (03834X0049/PZ). Le repère de mesure est situé à 26 cm au-dessus du sol
 178

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1 -	Données analytiques obtenues sur monozircon pour l'échantillon FB 8560, orthogneiss d'Hennebont-Tréauray	39
Tab. 2 -	Données analytiques obtenues sur monozircon pour l'échantillon FB 8678B, orthogneiss de Moëlan	47
Tab. 3 -	Interprétation 2006 des données de la carte géologique 1972. La biozonation de J. Serra-Kiel <i>et al.</i> (1998) notée en « SBZ » est présentée dans le tableau 4	81
Tab. 4 -	Biozonations de foraminifères planctoniques, nannofossiles calcaires et foraminifères benthiques du Paléogène en zones SBZ de J. Serra-Kiel <i>et al.</i> (1998) Page cent	rale
Tab. 5 -	Exemple de descriptions de sondages (localisation fig. 2)	100
Tab. 6 -	Listing des campagnes sismiques utilisées. Les métadonnées sont décrites sur le site SISMER http://www.sismer.fr/	103

RÉSUMÉ

La coupure Lorient de la carte géologique à 1/50 000 de la France (seconde édition), est située aux limites des départements du Finistère et du Morbihan; elle couvre, essentiellement le Domaine varisque sud-armoricain et ponctuellement le Domaine varisque ligéro-sénan, séparés par le grand accident transcurrent de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain (CSA). En effet, ce dernier, orienté WNW-ESE, prend en écharpe l'angle nord-est de feuille, avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest jusqu'à la Pointe-du-Raz que vers l'Est jusqu'aux confins de la Vendée. Sur la carte Lorient, cet accident est souligné par des ultramylonites et des filons de quartz laiteux.

Le Sud de la feuille est occupé par l'Unité du Pouldu à laquelle appartiennent les groupes de Merrien et de Nerly constitués de séries métasédimentaires associées à des métabasites et des méta-acidites. La chimie des métabasites est comparable à celle des séries d'arc/arrière-arc insulaire actuelles ; cependant l'âge du protolithe de ces séries demeure peu documenté ; en effet, seul l'âge Ordovicien inférieur obtenu par isochrones sur les orthogneiss de Moëlan et de Nizon, qui recoupent ces entités, en permet une approche : les Groupes de Nerly et Merrien datent au moins de l'Ordovicien inférieur mais pourraient, éventuellement, être antérieurs.

Outre les deux orthogneiss précédemment cités, la carte Lorient comprend aussi à sa frontière orientale l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, lui-même daté de l'Ordovicien inférieur. Néanmoins la carte Lorient est principalement marquée par les multiples massifs granitiques qui recoupent les unités précédentes. Les plus anciens ont des âges proches de 330 Ma, (granite de Guidel 332 \pm 4 Ma ; microgranite du Pouldu 329 \pm 4 Ma ; granite Ploemeur (326 \pm 6 Ma) alors que les plus jeunes avoisinent 320 Ma (granite de Talhouët 321 \pm 3 Ma ; granite de Sainte-Anne-d'Auray 321 \pm 2Ma ; granite Pluguffan (318 \pm 4 Ma). De plus ce dernier est particulièrement affecté par la déformation associée au fonctionnement du CSA et montre des textures mylonitiques qui localement aboutissent à la formation de couloirs ultramylonitiques. Enfin nombre de ces granites sont plus ou moins anatectiques et comportent des schlierens biotitiques et des enclaves plus ou moins nombreuses et plus ou moins assimilées tant d'orthogneiss que de paragneiss.

La déformation synmétamorphe qui affecte les séries sédimentaires entraine une transposition totale du protolithe et la foliation principale, très pénétrative, se développe en limite du faciès schistes verts-amphibolites. La paragénèse associée comprend à la base quartz-biotite-muscovite mais inclue aussi, suivant les séries, de l'albite en ocelles, du chloritoïde, de l'actinote et de l'épidote. Les silicates d'alumine ne sont présents que ponctuellement et leur croissance apparaît très clairement liée, non au métamorphisme général, mais à la mise en place de certains massifs granitique. La déformation concomittante du métamorphisme se traduit par de petits plis intrafoliaux dont seuls subsitent des reliques et la foliation principale est elle-même déformée par de petits plis en chevrons auxquels est localement associée une schistosité de crénulation.

Cette évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti armoricain et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de déformation cassante qui initie notamment des failles NNW-SSE décrochantes dextres ; ces dernières ont vraisemblablement joué à différentes périodes et notamment à l'Éocène comme le démontre amplement la sédimentation marine présente dans le bassin de Gâvres-Plouhinec et ses prolongements sur le plateau continental.

Par la suite au plio-quaternaire, la sédimentation est essentiellement continentale mais localement de rares sédiments marins sont aussi présents. Enfin, les terrasses fluviatiles notées sur les berges du Blavet témoignent des épisodes successifs d'incisions et d'inondations principalement liées aux variations climatiques.

ABSTRACT

The Lorient sheet of the 1:50,000-scale geological map of France (second edition), straddles the boundaries of the adjoining Finistère and Morbihan departments in southern Brittany. It is mostly underlain by rocks of the South Armorican Variscan domain and, locally, of the Loire-Seine Variscan domain. The two are separated by the great transcurrent fault of the southern branch of the South-Armorican Shearzone (CSA in French). In fact, the latter, trending WNW-SSE, cuts through the northeast corner of the map area, before continuing in a westerly direction until the Pointe-du-Raz, the western extremity of Brittany, and to the east until the edge of the Vendée region. On the Lorient map, this fault zone is characterized by ultramylonite and milky-quartz veins.

The south of the map area is underlain by the Pouldu Unit to which belong the Merrien and Nerly groups, formed of metasedimentary deposits associated with meta-basic and meta-acidic rocks. The chemistry of the meta-basic rocks is comparable to that of a present-day island-arc or back-arc, but the age of the protolith of these successions remains uncertain. In fact, only the Early Ordovician age obtained from isochrons on the Moëlan and Nizon orthogneisses that intersect the Nerly and Merrien groups provides an indication: these groups are not younger than Early Ordovician, but they could well be older.

In addition to the two above-mentioned orthogneisses, the Lorient map on its eastern border also comprises the Hennebont-Tréauray orthogneiss that was dated Early Ordovician. Nevertheless, the map area is mainly marked by multiple granite massifs that intersect the earlier-mentioned units. The oldest of these have an age close to 330 Ma, (Guidel granite 332±4 Ma; Pouldu

microgranite 329±4 Ma; and Ploemeur granite 326±6 Ma), whereas the younger granite intrusions have an age around 320 Ma (Talhouët granite 321± 3 Ma; Ste-Anne-d'Auray granite 321±2 Ma; and Pluguffan granite 318±4 Ma). Moreover, the last granite was strongly affected by deformation associated with movement along the CSA, showing mylonitic textures that locally become ultramylonitic corridors. Finally, many of these granites are somewhat anatectic, containing biotite schlieren and a varying number of more-or-less assimilated orthogneiss and paragneiss enclaves.

The syn-metamorphic deformation affecting the sedimentary rocks caused a complete transposition of the protolith and the main-highly penetrative-foliation, and developed around the limit of a greenschist-amphibolite facies. The associated paragenesis consists at the base of quartz-biotite-muscovite, but, depending upon the unit, also includes ocellar albite, chloritoid, actinolite and epidote. Aluminium silicates are only rarely present and their growth was clearly related to the emplacement of certain granite plutons, rather than to the general metamorphism. The concomitant deformation of the metamorphism is shown by a few, rare, relics of small intrafoliate folds as well as by the main foliation that later was re-deformed by small chevron folds that are locally associated with crenulation cleavage.

This Variscan tectono-metamorphic evolution was the last affecting the Armorican Massif, and later evolution was limited to brittle deformation episodes that in particular created dextral NNW-ESE strike-slip faults. The latter were quite clearly reactivated during different periods and especially during the Eocene, as is shown by the marine sedimentation found in the Gâvres-Plouhinec Basin and its extensions onto the continental platform.

Following this, during the Pliocene and Quaternary, the sedimentation became essentially continental, but rare marine sediments are locally found as well. Finally, the fluvial terraces mapped along the Blavet witness of successive incisions and flooding episodes that were mainly related to climatic variations.



INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Lorient s'étend principalement sur le département du Morbihan, cependant, sa bordure occidentale est située en Cornouaille (Kerne) et appartient au département du Finistère (Penn ar Bed). Elle est bordée par l'Océan atlantique et présente une côte essentiellement rocheuse parsemée de petites criques sableuses sauf à son extrémité orientale où cette dernière est constituée d'un cordon littoral sableux qui sépare l'océan de la « Petite-Mer-de-Gâvres ». De plus, elle est entaillée par la ria de la Laïta qui remonte du Pouldu jusqu'à Quimperlé et par celle du Blavet qui comprend la « rade de Port-Louis » et abrite le port de Lorient avant de se poursuivre vers l'intérieur des terres d'une part jusqu'à Pont-Scorff et d'autre part au-delà d'Hennebont.

La principale localité, Lorient, tend à intégrer nombre de bourgs voisins, Lanester, Ploemeur, Larmor-Plage, voir même Queven et Caudan. Par ailleurs, les villes principales sont Quimperlé et Hennebont respectivement en limite nord-ouest et orientale de la feuille. Enfin, des bourgs relativement importants sont disséminés sur la feuille, Clohars-Carnoët, Guidel, Pont-Scorff, Inzinzac-Lochrist, Locmiquélic, Port-Louis et Riantec.

À l'Ouest de la Laïta, les altitudes, même en bordure de côte, atteignent rapidement 50 m et un plateau s'élève ensuite progressivement vers le Nord, jusqu'à atteindre les 70 m au niveau de Quimperlé; sur celui-ci s'étend, notamment, la forêt de Carnoët.

À l'Est de la Laïta, les altitudes ne dépassent guère 20 à 30 m sur une frange côtière assez large entre Guidel-Plage et Larmor-Plage ; de même, à l'Est du Blavet, une zone d'altitude modérée encore plus vaste s'étend vers le Nord audelà de Locmiquélic jusqu'à la D194. C'est d'ailleurs dans cette dernière région que se situe, au Sud de Riantec, la grande vasière de la « Petite-Mer-de-Gavres ». Enfin, les plus hautes altitudes se rencontrent uniquement dans le coin NE de la feuille où après un premier palier à 70-80 m entre Pont-Scorff et Hennebont, un second pallier s'établit à 90-100 m entre Calan et Inzinzac. Ce dernier correspond approximativement à l'aire d'extension du leucogranite de Pluguffan.

Le réseau hydrographique entaille profondément le substratum et comprend trois principaux bassins versants qui sont d'Ouest en Est :

- le bassin-versant de la Laïta ; axé N-S, il draine la bordure occidentale de la feuille mais il est, néanmoins, principalement alimenté par les apports des cours d'eau de la feuille voisine Plouay où il s'étend largement ;



Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 2005, modifié) et localisation de la carte à 1 : 50 000 de Lorient. 1 : Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles ; 2 : Domaine cadomien nord-breton ; 3 : Domaine cadomien normano-breton ; 4 : Domaine varisque du Léon ; 5 : Domaine varisque médio-armoricain oriental ; 6 : Domaine varisque médio-armoricain occidental ; 7 : Domaine varisque de Bretagne centrale , 8 : Domaine varisque ligéro-sénan ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain

 le bassin-versant du Skorff; il occupe le Centre-Est de la feuille et recoupe la région de Pont-Scorff, avant de rejoindre le Blavet et la rade de Port-Louis au niveau de Lorient;

- le bassin-versant du Blavet ; il se jette aussi dans la rade de Port-Louis, draine la bordure orientale de la feuille et se poursuit au-delà vers le Nord-Est, sur les feuilles de Baud et Bubry.

Ces vallées terrestres se poursuivent en mer sur le plateau continental où elles dessinent un réseau entaillant les terrains du socle aujourd'hui submergés.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La région cartographiée couvre essentiellement le Domaine varisque sudarmoricain limité vers le Nord par un grand accident transcurrent, le Cisaillement sud-armoricain (CSA) lui-même souligné par une bande d'ultramylonites orientée WNW-ESE, associée à un puissant filon de quartz. Audelà de la feuille Lorient, cet accident se suit vers l'Ouest et l'Est, respectivement jusqu'à la Pointe-du-Raz et jusqu'aux régions de Nantes et d'Angers (fig. 1). Au Nord du CSA, seule une infime portion du Domaine varisque ligéro-sénan affleure dans l'angle nord-est de la feuille Lorient.

Le Domaine varisque ligéro-sénan comprend :

– un leucogranite (granite d'Ergué-Languidic), localement orienté et souvent plus ou moins anatectique. Les autres entités géologiques de ce domaine ne sont pas visibles sur la carte Lorient.

Le Domaine varisque sud-armoricain comprend :

 – une série méta-sédimentaire et méta-volcanique (groupe de Merrien, groupe de Nerly);

 trois orthogneiss datés de l'Ordovicien inférieur, l'orthogneiss de Moëlan, ce dernier recoupant les séries métamorphiques précédentes, l'orthogneiss de Nizon et celui d'Hennebont-Tréauray; ces orthogneiss sont plus ou moins migmatitisés;

 le granite de Guidel, à biotite, daté du Carbonifère inférieur, intrusif dans les groupes de Merrien, de Nerly et l'orthogneiss de Moëlan;

 le microgranite du Pouldu, à biotite, formant des filons qui recoupent tant les groupes de Merrien et de Nerly que l'orthogneiss de Moëlan et le granite de Guidel;

- le granite de Ploemeur, à muscovite et biotite, daté du Carbonifère qui recoupe les métamorphites du groupe de Merrien ;

- des granites anatectiques à biotite ;

- le granite de Carnac, à biotite, présent uniquement en limite SE de la feuille ;

 le granite de Talhouët à biotite et muscovite, daté du Carbonifère supérieur et intrusif dans les granites anatectiques, l'orthogneiss de Moëlan et le groupe de Nerly;

le leucogranite de Baye, intrusif dans les orthogneiss de Moëlan et de Nizon ;
le granite de Sainte-Anne-d'Auray, à biotite, daté du Carbonifère supérieur, intrusif dans l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray ;

 le leucogranite de Pluguffan, à muscovite et biotite, fortement orienté et mylonitisé à l'approche de la CSA, daté du Carbonifère supérieur.

Les unités de l'Ordovicien inférieur, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douarnenez, Barrière *et al.*, 1975 ; Châteaulin, Plusquellec *et al.*, 1999 ; Concarneau, Béchennec *et al.*, 1996 ; Quimper, Béchennec *et al.*, 1999 ; Rosporden, Béchennec *et al.*, 2001 ; Plouay, Béchennec *et al.*, 2006), soulignent une importante activité tectono-magmatique en contexte de convergence.

L'évolution varisque apparaît, quant à elle, très étalée dans le temps :

1) les reliques d'un métamorphisme précoce, de faciès granulite de haute pression, daté à 384 ± 6 Ma (Peucat, 1983), sont observées dans l'unité « océanique » de Peumerit (Pont-Croix, Plaine *et al.*, 1981; Quimper, Béchennec *et al.*, 1999); ce type de métamorphisme HP, reconnu aussi par ailleurs, témoigne d'une évolution éo-varisque en contexte de convergence, qui induit un enfouissement des séries;

2) les unités de la feuille Lorient, sont principalement marquées par une évolution plus tardive, varisque *s.s.*; cette dernière correspond à une collision continentale au cours de l'Orogenèse varisque proprement dite; elle se traduit par un métamorphisme général de basse-moyenne pression, dans les faciès amphibolites et schistes verts et par une anatexie générant migmatites et granites; elle se traduit enfin, par la mise en place de nombreux leucogranites, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui conditionnent souvent la structure intime de nombre de ces granites;

3) dès le Carbonifère supérieur, à la fin de l'Orogénèse varisque, se développe une tectonique cassante qui se traduit :

- par des rejeux le long du CSA,
- par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NW-SE et NE-SW, dont le système Kerforne, qui jouent surtout en décrochement.

Localement ces jeux de failles génèrent des petits bassins où se déposent des séries détritiques stéphaniennes (bassins de Quimper et de la Baie des Trépassés).

Au Mésozoique, se mettent en place des filons de dolérite, datés limite Trias-Lias (Bellon *et al.*, 1985) qui témoignent d'un contexte extensif, probablement lié aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Par la suite, le système Kerforne va rejouer fortement à l'Éocène-Oligocène ; ceci se traduit par l'individualisation de petits grabens où se déposent, soit des séries argilo-sableuses continentales (bassin du Juc'h, de Toulven et de Kerleven, feuille Quimper) soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt-Concarneau et de Riantec).

Enfin, l'évolution récente est liée principalement à la succession des périodes glaciaires et inter-glaciaires; l'inter-glaciaire actuel a ainsi profondément marqué le paysage avec l'ennoiement des baies et la formation des rias.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les documents cartographiques antérieurs, qui couvrent la région de Lorient, sont :

- la carte à 1/80 000 Lorient (Barrois 1885, seconde édition 1941);

- la carte de synthèse à 1/320 000 Brest-Lorient (Chauris et al., 1970);

la carte géologique à 1/50 000 de Lorient 1^{re} édition (Horrenberger *et al.*, 1972).

De plus, les études de J.-C. Horrenberger (1969, 1976) sur la région de Lorient ont été aussi consultées.

En ce qui concerne la partie marine, le travail de cartographie a bénéficié des résultats de travaux cartographiques et publications scientifiques antérieures, dont :

- la synthèse cartographique de la carte géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale feuille Lorient (Thinon *et al.*, 2008);

- la connaissance fournie par les affleurements du littoral et du socle en domaine émergé ;

les travaux et publications antérieures principalement de P. Bouysse et al. (1968), P. Andreieff et al. (1968), J.-P. Robert (1969), L. Barbaroux et al., 1971;
P. Bouysse et R. Horn (1972), Y. Delanoë et al. (1972), J.-P. Lefort et al., 1982;
Y. Delanoë (1988), C. Audren et al. (1993), J. Chantraine et al. (2005),
D. Menier (2004), D. Menier et al., (2006);

- les cartes géologiques à 1/50 000 et à 1/000 000 de la France ;

– la carte des anomalies magnétiques du Massif armoricain établie dans le cadre de Geofrance3D par le BRGM (Truffert *et al.*, 2001). Elle a fourni des indices sur l'orientation de linéaments sur la bordure du littoral et sur le prolongement des structures en mer.

À la suite des travaux de C. Barrois, J. Cogné (1960) est le premier à réaliser une vaste monographie de l'ensemble du Domaine sud-armoricain, depuis la Pointe du Raz jusqu'à la région nantaise. Après avoir donné une description de la lithologie des différentes unités, cet auteur définit les grandes lignes structurales de « l'Anticlinal de Cornouaille » et présente l'évolution de ce domaine comme la superposition de deux orogénèses successives, l'Orogénèse cadomienne et l'Orogénèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques ayant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970 ; Velde, 1972 ; Triboulet, 1983 ; Carpenter et Civetta, 1976 ; Marchand, 1981 ; Jégouzo et al., 1986 ; Ballèvre et al., 1987, 1994 ; Godard, 1988) et de géochronologie (Vidal, 1973 et 1980 ; Calvez, 1976 ; Peucat, 1983 ; Paquette et al., 1985), il est démontré que ce domaine n'a guère été affecté par l'Orogénèse cadomienne ; en effet, la seule unité d'âge protérozoïque qui y est connue se limite à une enclave d'orthogneiss (orthogneiss de Pors Manec'h) au sein de l'orthogneiss ordovicien de Moëlan. De ce fait, ce domaine a été présenté, par la suite (Cogné, 1977 ; Audren et Lefort. 1977 : Peucat et al., 1978), comme le témoin d'une double ceinture métamorphique de type péri-Pacifique (Miyashiro, 1975). Cependant, la noncontemporanéité du métamophisme HP (Peucat 1983 ; Peucat, 1986) et du métamorphisme MP-BP, amène C. Audren (1987 et 1990) à proposer une évolution en deux étapes : la première, éo-varisque, correspond à une subduction vers le Nord et la seconde, varisque s.s., à une collision continentale suivie d'une tectonique décrochante dont le CSA est le principal témoin.

Une autre hypothèse d'évolution est proposée par K.-A. Jones (1991) : il interprète, en effet, le Domaine sud-armoricain comme le résultat de l'individualisation, à l'Ordovicien-Silurien, d'une marge active avec un bassin arrière-arc ensialique, suivie dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

M. Faure et al., (1997) envisagent, à l'échelle de la chaîne varisque :

 une évolution éo-varisque avec une subduction continentale vers le Nord, qui induit un métamorphisme HP, suivie d'une collision continentale associée à une migmatisation précoce, dès le Dévonien inférieur, lors de l'exhumation;

– une évolution médio-varisque au Dévonien moyen-supérieur, caractérisée par la subduction d'un océan Rhéique, vers le Sud, sous la marge active Nord-Gondwanienne; cette subduction induit alors un magmatisme d'arc (dont un des principaux témoins serait la série ophiolitque charriée, du cap Lizard) et une distension arrière-arc dans la plaque chevauchante (Bretagne nord-occidentale); - une évolution varisque *s.s.*, carbonifère, qui se caractérise principalement par la mise en place de leucogranites, concomitamment à l'individualisation de grands cisaillements transcurrents (CSA).

Enfin, M. Ballèvre *et al.*, (2009) proposent une histoire paléozoïque du Massif armoricain succédant à l'orogénèse cadomienne et comprenant plusieurs étapes :

– un rifting cambro-ordovicien probablement associé à l'ouverture de bassins océaniques : La microplaque Armorica (domaines centre et nord-armoricain) est ainsi séparée de deux plaques continentales l'Avalonia au Nord et le Gondwana au Sud. Les traces de ces bassins océaniques correspondent à des zones de sutures ;

– les témoins d'une suture septentrionale sont connus en limite méridionale du Domaine du Léon (métagabbro du Conquet); ce dernier comme l'avaient déjà suggéré, J. Rolet *et al.*, 1986; M. Faure *et al.*, 2005 et M. Faure *et al.*, 2008, représente un empilement de nappes d'unités continentales subductées, avec leurs éclogites et correspondrait à un domaine intermédiaire entre l'Avalonia au Nord et l'Armorica au Sud, dont l'histoire complexe est liée à l'évolution de l'Océan rhéique;

– la suture méridionale est soulignée par la présence de deux complexes ophiolitiques (Audierne et Champtoceaux) et les reliques d'un bassin arrière-arc dévonien inférieur (Saint-Georges-sur-Loire, Bosse *et al.*, 2000 ; Cartier *et al.*, 2004). Au Sud de cette suture, le Domaine sud-armoricain correspond à un empilement de nappes qui comportent aussi des témoins d'éclogites et de schistes bleus ; son évolution complexe est souvent oblitérée par les conséquences de la collision continentale finale (Orogénèse varisque *s.s.*) qui, au Carbonifère, induit de grands cisaillement transcurrents (CSA) qui dilacèrent les unités de ce domaine.

La carte à 1/50 000 Lorient a été levée, à terre, entre 2002 et 2005 :

- le levé des formations du socle a été réalisé par F. Béchennec ;

 le levé de la couverture sédimentaire tertiaire et des formations superficielles a été réalisé par B. Hallégouët avec la collaboration de F. Béchennec;

– le levé des formations du plateau continental a été réalisé lors des campagnes en mer de 1997 à 2007, par I. Thinon *et al.* La partie marine de la carte, dessinée par I. Thinon (BRGM), présente une synthèse de la connaissance géologique établie à partir de l'ensemble des travaux menés dans le cadre de nombreuses collaborations [J.N. Proust (CNRS Rennes), D. Menier (Université de Bretagne Sud), F. Guillocheau (Géosciences Rennes), P. Leroy (Institut Universitaire de l'Environnement et de la Mer), J.-Y. Reynaud (Muséum National d'Histoire Naturel de Paris), T. Garlan (Service Hydrographique et Océonographique de la Marine). Les contours géologiques du domaine immergé de la carte Lorient sont basés sur l'interprétation des images sismiques 2D haute résolution à très haute résolution du sous-sol, contraints par des prélèvements de roches du fond-marin, mais aussi sur les anciens travaux et cartes géologiques publiés.

Les conditions d'affleurement sont relativement bonnes pour la région, notamment en bordure de la côte et sur les rives de la Laïta, du Scorff, du Blavet et de leurs affluents ; de plus, les nombreux affleurements ponctuels en bordure de route et les nombreuses pierres volantes dans les champs, permettent de bien cerner les limites lithologiques.

La partie immergée de la carte Lorient à 1/50 000 est un écorché géologique anté-quaternaire et de ce fait les formations quaternaires ne sont pas représentées. Elle présente trois niveaux d'informations :

 la géologie du substratum anté-quaternaire et les principales structures tectoniques observées;

 les courbes isopaques de la couverture sédimentaire, qui recouvre le substratum anté-quaternaire. Elle comprend les sédiments meubles superficiels et ceux qui remplissent les paléo-vallées;

- les zones de roches (sub-)affleurantes ;

 les zones d'écran acoustique, interprétées comme marqueur de la présence de gaz;

- le tracé du système incisé des paléo-vallées supposées d'âge quaternaire.

Cette carte met ainsi en valeur les relations géologiques Terre-Mer en montrant la continuité des structures géologiques entre les domaines émergé et immergé (socle ancien, bassins tertiaires, structures tectoniques) mais aussi le réseau de vallées fluviatiles ; ces dernières, creusées sous le fond marin actuel lors de bas-niveaux de la mer au Quaternaire, sont en partie comblées aujourd'hui, et se situent dans le prolongement des principales vallées terrestres empruntées par les fleuves actuels.

La synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par F. Béchennec.

DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique de Lorient comprend essentiellement un socle varisque scindé en deux domaines structuraux :

 le Domaine varisque sud-armoricain, limité vers le Nord par la branche principale du Cisaillement sud-armoricain (CSA);

- le Domaine varisque ligéro-sénan, compris entre la branche principale sud et la branche principale nord du CSA, et dont seule une infime partie affleure dans l'angle NE de la carte. Elle comprend aussi une couverture sédimentaire tertiaire : L'Éocène est localisé au Sud-Est de la feuille notamment en un petit bassin axée NNW-ESE, le bassin de Port-Louis-Riantec ; le Pliocène forme de petits placages dispersés.

Enfin des formations marines quaternaires d'extension non négligeable, occupent la frange côtière et notamment la partie sud-orientale de la feuille où l'altitude est particulièrement faible.

Les formations du plateau continental appartiennent au Domaine varisque sud-armoricain et correspondent à celles identifiées à terre tant dans le socle que dans la couverture sédimentaire tertiaire.

SOCLE DU DOMAINE VARISQUE SUD-ARMORICAIN

Unité du Pouldu

Groupe de Merrien

Défini sur la feuille voisine de Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996) le Groupe de Merrien comprend les méta-acidites de la formation de Raguenez, les micaschistes de la formation de Brigneau associés à des amphibolites et des leptynites et la série paragneissique de Fort-Bloqué.

Série de Fort-Bloqué

 ζ -ξ- χ *M*. Paragneiss micacés leucocrates, micaschistes, métaquartzites, gneiss fins à épidote et amphibole. La série de Fort-Bloqué affleure dans la partie méridionale de la feuille ; sur son flanc nord elle est en contact (non visible) avec les micaschistes à ocelles la formation de Brigneau et sur son flanc sud elle est recoupée par le granite de Ploemeur au sein duquel elle forme, localement, tel sur les rives de l'étang du Ter, des enclaves.

Ces paragneiss sont recoupés d'une part, au sud immédiat de Guidel-Plage, par un filon de puissance plurimétrique du microgranite du Pouldu et d'autre part, au niveau du fort du Loc'h, par des filons de granite leucocrate, de puissance pluridécimétrique, associés au massif de Ploemeur. Ses principaux affleurements sont situés sur la côte entre Guidel-Plage et Fort-Bloqué et en bordure de l'étang du Ter.

Les paragneiss sont les faciès les plus fréquents de cette série ; soit ils sont leucocrates, relativement compacts bien que finement lités et tendent à présenter un aspect en « pain de sucre » à l'altération, soit ils sont gris assez clair, nettement plus micacés et montrent des exsudats intrafoliaux de quartz laiteux, assez fréquents. Ces paragneiss sont affectés par une foliation principale (S1) bien marquée, orientée au 50-70 avec un pendage modéré de 45-50° vers le Nord, foliation qui est déformée par de petits plis en chevrons axés 10 au 245 avec un plan axial qui pend de 50° vers le Nord.

Les gneiss leucocrates ont une texture granolépidoblastique fine avec la foliation principale (S1) soulignée par l'allongement de certaines plages de quartz, celui des paillettes de micas et aussi par la ségrégation de ces dernières en lits très minces. Leur paragénèse est essentiellement constituée de quartz, de feldspath plagioclase et de biotite. Le quartz (50 %) est en petites plages à extinction onduleuse, isolées ou regroupées en lits quartzofeldspathiques. Le feldspath (33 %), de l'albite-oligoclase, est en petites plages plus ou moins damouritisées et, plus rarement, en proto-ocelles. La biotite (15 %) est en petites paillettes orientées suivant (S1). La muscovite (1 %) et des opaques (1 %) sont associées à la biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et la tourmaline.

Les gneiss micacés ont une texture granolépidoblastique avec une proportion de micas nettement plus élevée que celle du faciès précédent. Le quartz (35 %) est en petites plages à extinction légèrement onduleuse souvent allongées dans le plan de la foliation (S1). Le feldspath plagioclase (30 %) est en petites plages xénomorphes associées à celles de quartz et en proto-ocelles, assez fréquentes dans certains lits. La muscovite (15 %) est en petites paillettes orientées, associées à celles de biotite (10 %) et de chlorite (10 %), cette dernière résultant de la rétromorphose de la biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Au niveau du Fort du Loc'h et sur l'estran à Fort-Bloqué, cette série comprend aussi des micaschistes gris argenté, montrant parfois de nombreux porphyroblastes millimétriques noirs de biotite. La paragénèse de ces faciès est constituée de quartz (30 %), de feldspath plagioclase (1-5 %), de muscovite (55-65 %), de biotite (10-15 %), de grenat (1-5 %), de staurotide ; les porphyroblastes de biotite sont postérieurs à la (S1) et semblent associés à une schistosité (S2).

Cette série comprend de plus des interstratifications de 0,10 à 1 m de puissance, de gneiss massifs à amphibole ; la paragénèse de ces roches est constituée de quartz (35 %), de feldspath plagioclase (20 %), d'épidote (30 %) de type zoïsite et dans une moindre mesure de pistachite en granules, de grenat (10 %) en plages xénomorphes regroupées dans certains lits et d'amphibole (5 %) en petites plages xénomorphes plus ou moins épidotisées.

Enfin, sur la plage de Fort-Bloqué, aux gneiss fins leucocrates micacés, sont localement associés des niveaux de métaquartzites à muscovite.

Au niveau du bourg de Ploemeur et de l'étang du Ter affleurent aussi des micaschistes à muscovite, biotite et grenat, ces derniers formant des individus

globuleux moulés par la foliation principale (S1) et montrant parfois des inclusions sigmoïdes. Comme sur la côte ils sont associés à des gneiss fins leucocrates micacés.

Mph*M*. **Métaphtanites**. Sur le flanc sud-ouest de l'étang du Ter, dans les champs situés à l'Est de la D185 au niveau de Kerdroual, des méta-phtanites ont été identifiées en pierres volantes pluricentimétriques/décimétriques; leur aire de répartition a permis de cartographier un niveau orienté NE-SW, interstratifié au sein des micaschistes et gneiss micacés. Ces métaphtanites gris-noir ont un débit en plaquettes et sont essentiellement quartzeuses.

Formation de Brigneau

 ξ - ζ *M*. **Micaschistes et paragneiss micacés à ocelles d'albite**. La formation de Brigneau dessine une large bande qui se suit d'Ouest en Est, depuis la limite occidentale de la feuille jusqu'à la rive orientale du Blavet où elle est recoupée par les granites anatectiques. Cette formation est bordée sur son flanc nord par les gneiss leucocrates de la formation de Raguenez et sur son flanc sud elle passe aux paragneiss de la série de Fort-Bloqué.

Ses affleurements les plus remarquables sont situés sur la côte, entre Doëlan et le Pouldu, et sur les deux rives de la Laïta. Elle affleure aussi, de manière discontinue, au Sud du bourg de Guidel, à flanc de coteaux de la vallée du Saut ; sinon, plus vers l'Est, elle apparaît surtout sous forme de pierres volantes dans les champs et ses occurrences sont très ponctuelles sauf, localement, sur la rive occidentale du Blavet, à Pen Mane.

La formation de Brigneau est essentiellement constituée de micaschistes grisbeige, argentés, finement feuilletés, caractérisés par la présence constante de nombreux ocelles millimétriques à plurimillimétriques, blancs, d'albite, dont les variations de granulométrie associée à une certaine ségrégation en fonction de cette dernière, donne un aspect lité à la roche. Ces micaschistes montrent aussi de nombreux exsudats décimétriques de quartz laiteux qui, assez fréquemment, dessinent des charnières de plis intrafoliaux (fig. 2).

De plus, localement, la proportion et la taille des ocelles augmentent et ainsi se forment au sein des micaschistes, des passées décimétriques à métriques, de gneiss leucocrates, véritables « ocellites ». Enfin, au sein des micaschistes, sont localement insterstratifiés des niveaux décimétriques à pluridécimétriques (non cartographiables), plus ou moins boudinés, de prasinites (amphibolite à ocelles d'albite) et parfois d'ovardites (chloritoschistes à ocelles d'albite).

Ces micaschistes sont affectés par une foliation principale (S1) bien marquée par les lits micacés et les exsudats quartzeux, toujours fortement pentée vers le Nord ou sub-verticale et orientée au 75-85 à l'Ouest de la feuille et au 95-105



Fig. 2 - Plis décimétriques intrafoliaux matérialisés par la déformation d'exsudats de quartz laiteux au sein des micaschistes à ocelles ; la foliation principale (S1) est de plan axial par rapport à ces plis

dans la vallée de la Laïta. Seule la pointe du Pouldu se singularise par une foliation plus variable qui coïncide avec une variation de la lithologie. En effet, dans cette zone la foliation principale (S1) a souvent un pendage relativement modéré, 45° à 55°N, et elle est fréquemment perturbée par des plis pluridécimétriques serrés ou assez serrés, disharmoniques.

Les micaschistes présentent une texture grano-lépidoblastique à ocelles avec la (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas, des plages de quartz, des ocelles d'albite et une certaine ségrégation minérale.

Le quartz (40 à 50 %) est en petites plages à extinction onduleuse, souvent allongées dans le plan de foliation et regroupées en lits à dominante quartzeuse. Le feldspath (15-25 %) est en ocelles allongés parallèlement à la foliation (S1) et moulés par elle ; ces ocelles comportent de plus des exsudats de quartz et de nombreuses inclusions d'opaques qui définissent un plan parfois oblique sur la (S1) soulignant ainsi la croissance syncinématique du cristal. La muscovite (20-30 %) est en petites paillettes orientées dans le plan de la (S1) en association avec celles de biotite (8-15 %) ; cette dernière est souvent plus ou moins chloritisée. Le grenat est assez fréquent, en petit cristaux sub-automorphes parfois en inclusion dans les ocelles de feldspath. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et parfois la tourmaline.

Enfin à Lanester et sur la rive orientale du Blavet près de Sterville, on note la présence d'andalousite en plages orientées suivant la (S1).

Au Pouldu la bonne qualité des affleurements permet de suivre une évolution au sein de la formation de Brigneau, évolution qui se traduit par l'individualisation d'une série à dominante de gneiss leucocrates (ocellites) puis d'une série dans laquelle sont associés des gneiss leucocrates, des amphibolites, des prasinites, des micaschistes à ocelles et des niveaux de micaschistes à chloritoïde.

 ζ - ξ *M*. Gneiss fins leucocrates (ocellites) en passées de 0,10 à 1 m, micaschistes à ocelles d'albite subordonnés. Cette série se caractérise par une multiplication des niveaux « d'ocellites » qui deviennent prépondérants et lui donnent un aspect nettement plus massif et plus leucocrate. Elle s'observe notamment au niveau de la plage de Kerrou où on note aussi la présence de quelques niveaux de prasinites. Dans cette zone, les gneiss leucocrates qui sont principalement constitués d'ocelles de feldspath sub-jointifs, ont une foliation principale (S1) bien marquée et sont intensément déformés par des plis serrés disharmoniques.

Leur texture est essentiellement ocellaire et la foliation est soulignée par l'allongement des plages de quartz, des ocelles et de petites paillettes de biotite chloritisée et de muscovite regroupées en amas. Le quartz (12 %) est en petites plages à extinction onduleuse, plus ou moins regroupées en minces lits discontinus. Les ocelles de feldspath (80 %), subjointifs, montrent de nombreuses inclusions de quartz et parfois d'opaques. La biotite (4 %) est fortement chloritisée et est associée à de petites paillettes de muscovite (1 %). L'épidote (3 %), de type pistachite, est en granules isolés ou regroupés avec la biotite chloritisée. Dans les micaschistes ocellaires associés, la proportion de muscovite atteint 12 %, la biotite 5 % et les ocelles se réduisent à 65 % tandis que le grenat est présent et que l'épidote est rare.

 ξ -δ- ζ *M*. Micaschistes à ocelles d'albite, amphibolites prasinitiques, épidotites, gneiss fins leucocrates (ocellites). Cette série est composée de gneiss leucocrates (ocellites) (50 %) en bancs décimétriques et pluridécimétriques associés à des interbancs de micaschistes à très grosses ocelles (4-6 mm), tous les intermédiaires entre ces deux pôles étant possibles. Une analyse chimique de ces gneiss (annexe tab. 1 FBP1 47° 45 802'N - 3° 33 217'W) souligne leur caractère très acide (SiO₂ = 78,5 %), très sodique (Na₂O = 6,55 %) mais pauvre en alumine (Al₂O₃ = 11,84 %). Sa très faible teneur en potassium (K₂O = 0,5 %) pourrait traduire un échange partiel K↔Na, dans la mesure où il ne semble pas exister de roches magmatiques actuelles présentant à la fois une teneur en Na₂O et un rapport Na₂O/K₂O aussi élévés.

Cette série comprend aussi des bancs décimétriques à pluridécimétriques d'amphibolites prasinitiques et plus rarement d'ovardite voir d'épidotite à amphibole. Tous ces bancs sont déformés par des plis disharmoniques.

Les amphibolites de couleur vert assez clair ont un grain fin et sont bien foliées avec un débit en plaquettes. Leur texture est nématoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des plages aciculaires d'amphibole et des baguettes d'épidote. Le feldspath (25 %) est en proto-ocelles allongés dans le plan de la (S1) et moulés par elle ; ces proto-ocelles incluent des aiguilles orientées d'amphibole. L'amphibole (50 %) en cristaux aciculaires montre un pléochroisme faible, vert-jaune/vert-bleu et est probablement de l'actinote. L'épidote (20 %), de la zoisite, est en baguettes orientées. Le sphène (5 %) est en petits cristaux subautomorphes. Accessoirement apparaît aussi de la chlorite. Une analyse chimique (annexe tab. 1 FBP2 47° 45 813'N - 3°33 255'W) souligne la composition basaltique de ces roches : SiO₂ = 49,09 % ; Al₂O₃ = 16,09 % ; MgO = 6,78 %.

Les épidotites, identifiées notamment aux « Grands-Sables », sont des roches massives de teinte vert clair. Elles présentent une texture grano-nématoblastique avec la foliation principale (S1) soulignée par l'allongement des plages aciculaires d'amphibole et des proto-ocelles de feldspath. L'épidote (62 %), de type pistachite, est le composant majeur de cette roche et est disposée en granules uniformément répartis. Le feldspath plagioclase (20 %) est en proto-ocelles et en petites plages xénomorphes. L'amphibole (15 %) de l'actinote est

fines aiguilles orientées suivant (S1). La biotite (2 %) est en petites paillettes regroupées en amas. Les minéraux accessoires sont le sphène et des opaques parfois subautomorphes.

ξchl*M*. **Micaschistes finement feuilletés à chloritoïde**. Les micaschistes à chloritoïde forment deux niveaux bien individualisés : Le premier, de puissance décamétrique, est identifié à la pointe située au Sud-Est de la plage de Kerrou ; il se suit vers l'Est, de proche en proche, sur les plages de Bellangenet, des Grands-Sables puis sur la rive ouest du Blavet au Sud de Saint-Julien. Le second a une puissance nettement plus importante (60-80 m) et s'observe à la pointe de Bellangenet, à la pointe de Porguerre et sur l'estran au Sud de Fort-Clohars. Ces micaschistes sont généralement associés à des prasinites et à des amphibolites.

Ces micaschistes, gris-bleuté-argenté sombre, sont très finement feuilletés, avec du quartz en lamelles plurimillimétriques dessinant parfois des charnières de plis intrafoliaux ; ils se débitent en feuillets suivant la foliation principale (S1) orientée au 70-90 avec un pendage relativement modéré de 50-60° vers le Nord. Cette foliation principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une fine linéation de crénulation sub-horizontale orientée au 80.

Leur texture est lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et des baguettes de chloritoïde qui, de plus, sont regroupés en lits préférentiels. Une schistosité (S2) de crénulation est associée à de petits plis déformant la (S1). Ces roches sont essentiellement composées de muscovite et dans une moindre mesure de chlorite et de quartz. Le quartz (5-30 %) est en petites plages allongées suivant (S1) et très généralement regroupées en minces lits holoquartzeux discontinus. La muscovite (45-80 %) est en très petites paillettes principalement orientées suivant (S1) et parfois suivant (S2). La chlorite (4-30%) est en paillettes allongées dans le plan de (S1) et est généralement disposée en lits holochloriteux. Le chloritoïde (5-15 %) est en baguettes orientées suivant (S1) et regroupées dans des lits préférentiels. Des opaques en lamelles orientées dans le plan de (S1) sont assez fréquents (2-5 %) et pourraient correspondre à du graphite. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'apatite, l'épidote et le zircon.

 δM . Amphibolites, amphibolites prasinitiques. Seuls les niveaux de puissance suffisante ont été cartographiquement individualisés. Les niveaux associés aux micaschistes à chloritoïde ont généralement une puissance réduite (1-5 m). Cependant l'un d'entre eux, situé au sud de Fort-Clohars, à l'extrémité de l'estran, est particulièrement remarquable car sa puissance visible est de l'ordre de 30 m. Il est essentiellement constitué d'amphibolites prasinitiques, vertes, bien foliées, à débit en plaquettes, associées à quelques interstratifications inframétriques de micaschistes à ocelles d'albite. Ces amphibolites ont une

texture némato-lépidoblastique ocellaire et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des baguettes d'amphibole et des paillettes de chlorite. Le feldspath (40 %) est constitué parfois de petites plages xénomorphes mais surtout d'ocelles contenant en inclusion des aiguilles d'amphibole orientées suivant (S1) et des cristaux de sphène. L'amphibole (25 %), de l'actinote, est en baguettes et aiguilles orientées suivant (S1). L'épidote (25 %), de la pistachite, est en granules parfois regroupés en lits préférentiels. La chlorite (8 %) est en paillettes orientées dans le plan de la (S1). Le sphène (1 %) est en petits cristaux subautomorphes. Une analyse chimique (annexe tab. 1 - FB 9022 47° 45 761'N - 3° 32 371'W) montre que sa composition est proche de celle des roches basaltiques récentes : SiO₂ = 50,9 %; Al₂O₃ = 16,20 %; MgO = 8,6 %.

Par ailleurs, des niveaux, relativement puissants (20 m) et continus, ont aussi été cartographiés, notamment au Sud de Guidel, de part et d'autre de la vallée du ruisseau situé au Nord de l'étang du Loc'h. Ces amphibolites à grain fin, vert sombre à reflets bleutés, sont massives bien que foliées, voir finement litées avec des lits infra-millimétriques blancs. Leur texture nématoblastique montre une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des plages aciculaires d'amphibole. L'amphibole (68 %) est probablement de l'actinote. Le plagioclase (20 %) en plages xénomorphes à extinction onduleuse est de l'andésine. Le sphène (8 %) est en petit cristaux subautomorphes, dispersés ou regroupés. Accessoirement sont présents aussi de la chlorite (2 %), de l'épidote (1 %) de type pistachite et des opaques. Une analyse chimique (annexe tab. 1 - FB 8834 47° 46 157'N – 3° 29 954' W) confirme la composition basaltique de ces roches : SiO₂ = 46,5 %; Al₂O₃ = 15,7 %; MgO = 9,2 %.

Formation de Raguenez

 ζ_R . **Gneiss fins leucocrates massifs**. La formation de Raguenez forme une étroite bande rectiligne qui se suit d'Ouest en Est depuis la limite occidentale de la feuille jusqu'au Sud-Ouest du bourg de Guidel en passant au Sud du bourg de Clohars-Carnoët. Sur son flanc nord cette formation est en contact avec les paragneiss du groupe de Nerly et sur son flanc sud avec les micaschistes de la formation de Brigneau. Au Sud-Ouest de Guidel elle est recoupée par le granite de Guidel et n'a pas été reconnue plus vers l'Est de la feuille.

Les affleurements les plus remarquables se situent d'une part dans une ancienne carrière à l'ouest de Clohars-Carnoët au Pont-Sénéchal et d'autre part sur les rives de la Laïta.

La formation de Raguenez est constituée de gneiss fins leucocrates, assez massifs. Ils sont affectés par une foliation fine bien marquée (S1), orientée au 100 et fortement pentée (70 à 80°) vers le Nord ou verticale. Ces gneiss ont une texture granoblastique à granolépidoblastique avec la (S1) soulignée par l'alternance de lits discontinus holoquartzeux, de lits quartzofeldspathiques et, dans une moindre mesure, de lits micacés.

Le quartz (45 à 55 %) est en petites et moyennes plages souvent allongées dans le plan de foliation et à extinction fortement onduleuse. Le feldspath plagioclase (40 %) se présente en proto-ocelles ou en ocelles recristallisés moulés par la foliation. La biotite (5 à 10 %) est en petites paillettes orientées regroupées en minces lits et souvent en voie de chloritisation. L'épidote, de type pistachite, est en proportion variable (0 à 8 %). Enfin parfois de petits cristaux subautomorphes de grenat, altérés, sont présents. De plus, localement, ce gneiss fin leucocrate apparaît nettement moins acide : la proportion de quartz ne dépasse pas 30 %, le feldspath atteint 55%, et de la hornblende verte (6 %) et du sphène sont présents.

Cette formation a été datée de l'Ordovicien inférieur sur la feuille voisine de Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996).

Groupe de Nerly

 ζ *N.* **Paragneiss leucocrates micacés, souvent lités**. Défini sur la feuille voisine de Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996) ce groupe, ici indifférencié, forme une bande W-E qui se suit depuis la limite occidentale de la feuille jusqu'à la rive orientale de la Laïta ; dans cette zone il est bordé sur son flanc sud par les méta-acidites la formation de Raguenez (groupe de Merrien) ; sur son flanc nord il est recoupé par l'orthogneiss de Moëlan et à son extrémité orientale par le granite de Guidel. À Beg Nenez, le contact entre les paragneiss de Nerly et les méta-acidite de Raguenez est parfaitement concordant tout comme celui de l'orthogneiss de Moëlan, ce dernier présentant au contact, son faciès leptynitique. Entre Guidel et Locmaria, les paragneiss de Nerly sont en enclaves pluri-hectométriques tant au sein de l'orthogneiss de Moëlan que dans les granites anatectiques et celui de Talhouët.

Enfin, au niveau de Lorient, de part et d'autre du Scorff, ce groupe forme aussi une bande orientée E-W, très étroite ; il est en contact sur son flanc sud avec les micaschistes et paragneiss micacés du groupe de Merrien et est recoupé sur son flanc nord soit par le granite de Guidel soit par des granites anatectiques. Il n'a pas été observé à l'Est du Blavet si ce n'est sous forme d'enclaves au sein du granite de Guidel.

Les affleurements les plus remarquables de ce groupe sont situés en rive orientale de la Laïta au niveau de Beg Nenez où notamment ses contacts tant avec l'orthogneiss de Moëlan qu'avec la formation de Raguenez sont bien exposés. Il affleure aussi en discontinu (1) sur la rive occidentale de la Laïta, (2) sur les rives de l'affluent qui remonte au Moulin-du-Quinquis et plus vers l'Ouest, (3) en bordure nord de route de part et d'autre du bourg de Clohars-Carnoët respectivement près de Kergadiec et au Pont-Sénéchal. Par ailleurs, les travaux routiers en bordure de la RN165 au Nord de Lorient, ont mis à jour en 2004, localement, les séries de ce groupe. Enfin, à Lanester, des affleurements discontinus de ce groupe bordent la voie ferrée.

Le groupe de Nerly est essentiellement constitué de paragneiss assez leucocrates, micacés, assez compacts bien que finement foliés ce qui favorise un débit en plaquettes ou dalles régulières. En rive sous-berge ces roches présentent souvent une altération en « pain de sucre » assez caractéristique.

Au Nord de Porsmoric, sur la rive ouest de la Laïta, sont interstratifiées des passées à ocelles plurimillimétriques de feldspath et la série montre de plus, de nombreux exsudats de quartz intrafoliaux ; cette association évoque la formation de Trez-Kao identifiée et cartographiée sur la feuille voisine de Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996).

Enfin au Sud de Beg Nenez, au sein des paragneiss, s'observe une passée plus sombre à ocelles de feldspath et amphibole.

La foliation principale (S1) est bien marquée dans les paragneiss ; orientée au 95-100 elle présente un pendage accentué (60 à 70°N) ou vertical. Cette foliation est localement déformée par des plis décimétriques en chevrons dont l'axe pend de 15° au 285 et le plan axial est subvertical ; à ces plis est associée une schistosité (S2) de crénulation.

Les paragneiss présentent une texture granolépidoblastique ; la foliation est bien marquée d'une part par l'alternance de lits, soit à dominante quartzofeldspathique soit à dominante micacée et d'autre part par l'orientation des paillettes de micas et de certaines plages de quartz en plaquettes. Le quartz en petites et très petites plages à extinction onduleuse, parfois allongées suivant (S1), est le minéral prépondérant (45 %) de la roche. Le feldspath (10 à 15 %) est en petites plages souvent damouritisées associées à celles de quartz. Les micas, biotite (15 à 20 %) et muscovite (15 à 20 %) souvent regroupées en lits préférentiels, sont en petites et moyennes paillettes orientées suivant (S1). Du grenat en petits individus globuleux souvent associés aux paillettes de biotite, est présent assez fréquemment. Cette paragénèse est complétée par des minéraux accessoires, tourmaline, zircon, apatite. Enfin, localement dans les paragneiss enclavés au sein des granites anatectiques près de Kerulo, la sillimanite est bien présente soit en fibrolites soit en petites baguettes aciculaires regroupées en amas dans les lits micacés.

Les gneiss à amphibole ont une texture grano-nématoblastique avec la foliation principale (S1) marquée par l'allongement de certaines plages de quartz, l'orientation des paillettes de biotite et celle des plages d'amphibole qui,

de plus, forment parfois des lits discontinus. Le quartz (20 %) en petites et moyennes plages à extinction onduleuse forme de minces lits discontinus. Le feldspath (55 %) se présente principalement sous forme d'ocelles ou de protoocelles plus ou moins recristallisés, associés à de petites plages xémomorphes d'andésine et dans certains lits à quelques plages xénomorphes de feldspath potassique (3 %). L'amphibole est en baguettes subautomorphes présentant un fin clivage net, un pléochroïsme vert-bleu clair à vert-jaune clair et appartient probablement à la famille des actinotes. La biotite (6 %) est en petites paillettes fréquemment associées à l'amphibole. Le sphène (1 %) est bien présent en petits cristaux subautomorphes souvent regroupés en amas. Enfin les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

L'âge de ces paragneiss est inconnu mais ils sont recoupés par l'orthogneiss de Moëlan daté de l'Ordovicien inférieur.

Enclaves intragranitiques

 ζ - ξ . **Paragneiss et micaschistes indifférenciés**. Ces roches forment des enclaves hectométriques à kilométriques, isolées au sein des massifs de granites et d'orthogneiss.

L'une des plus importantes de ces enclaves affleurent sur la bordure nord du granite Guidel de part et d'autre de la vallée du Scaff au niveau de Kergornet. Elle est composée de paragneiss leucocrates à grain fin, montrant parfois quelques exsudats de quartz intrafoliaux. Ces gneiss sont affectés par une foliation principale (S1) bien marquée, généralement subverticale et orientée au 110-120, qui localement est déformée par des plis décimétriques assez serrés. Ces paragneiss qui peuvent évoquer ceux du groupe de Nerly, sont localement plus ou moins migmatitisés. Ils montrent une texture granolépidoblastique avec une schistosité principale (S1) soulignée par l'orientation de la majeure partie des paillettes de biotite et recoupée par une schistosité (S2) de moindre importance marquée elle aussi, par l'orientation d'une autre génération de biotite.

La paragénèse de ces gneiss comprend du quartz, du feldspath plagioclase, de la biotite et du grenat et en minéraux accessoires de l'apatite et du zircon. Le quartz (38 %) est en petites plages à extinction onduleuse, associées à celles de plagioclase (42 %) lesquelles sont damouritisées. La biotite (20 %) est en petites paillettes et est souvent en voie de chloritisation. Le grenat est en petits individus sub-automorphes ou xénomorphes.

Des paragneiss tout à fait comparables ont été cartographiés sur la rive orientale du Scorff au Sud-Est de Caudan où ils forment des enclaves kilométriques au sein de granite anatectique $M\gamma^{3}\zeta$.
Des enclaves de paragneiss et micaschistes ont été cartographiées aussi à Pont-Scorff et au Sud et au Nord-Ouest de Cléguer. Comme les précédents elles peuvent être localement plus ou moins migmatitisées et sont riches en biotite. Enfin, à Hennebont, ils forment une étroite lanière, axée E-W, enclavée au sein de l'orthogneiss du même nom.

 λ *H*. **Leptynites d'Hennebont, à amphibole et biotite**. Les leptynites forment à Hennebont, une étroite lanière orientée E-W, d'extension plurikilométrique, qui, de part et d'autre du Blavet, est affectée par un décrochement dextre. Cette entité affleure principalement sur la rive orientale du Blavet au cœur du bourg d'Hennebont, où elle forme une mini-falaise en bordure de rue ; elle affleure aussi, ponctuellement, en rive occidentale à flanc de coteau du petit thalweg situé au nord immédiat de Saint-Caradec.

La roche, très leucocrate, a un grain fin, est finement foliée et présente un débit en dalles ou en plaquettes à Saint-Caradec alors qu'à Hennebontville elle est relativement massive. La texture est granoblastique et la foliation est soulignée par l'allongement de petites paillettes de biotite et de certaines plages de quartz.

À Saint-Caradec, la paragénèse de la leptynite comprend du quartz (20 %) du feldspath potassique de type microcline (12 %), du feldspath plagioclase de type albite-oligoclase (60 %), de la biotite (1 %), de l'amphibole (2 %), des opaques (4 %) et accessoirement de l'allanite et du zircon. Ainsi cette roche dont le plagioclase constitue la matrice et dont l'amphibole qui présente un pléochroisme vert sombre à brun, semble être de l'hastingsite, pourrait correspondre à un ancien filon de roche microgrenue.

À Hennebont, bien que sa paragénèse soit plus commune, avec du quartz (38 %), du feldspath potassique de type microcline (32 %), de l'albiteoligoclase (26 %), de la biotite (1 %), de l'amphibole altérée en chlorite, du sphène, des opaques et du zircon, la leptynite semble correspondre aussi à une ancienne roche microgrenue filonnienne.

 δH . **Amphibolites d'Hennebont, massives**. Les amphibolites massives forment une enclave plurihectométrique au sein de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray en rive orientale du Blavet, au cœur de la vieille ville. Ces amphibolites sont aussi en contact, sur leur flanc sud, avec des gneiss fins micacés eux-mêmes enclavés. Le principal affleurement des amphibolites est situé en bordure du chemin piétonnier longeant le Blavet, où leur foliation orientée au 130-140 est fortement pentée (70°) vers le Sud.

Ces roches à grain fin, gris-sombre, massives bien que foliées ont une texture némato-lépidoblastique et la foliation principale est soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et des plages d'amphibole. Sa paragénèse est constituée de quartz (3 %), de feldspath plagioclase de type andésine (38 %), d'amphibole verte de type hornblende (42 %), de biotite (12 %), de sphène (3 %), d'épidote de type clinozoisite et accessoirement d'apatite.

Orthogneiss ordoviciens

Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray

 $\zeta \gamma^3$ H-7. **Orthogneiss oeillé à biotite (491 ± 7 Ma)**. Cet orthogneiss constitue une étroite bande axée NW-SE depuis la limite orientale de la feuille jusqu'à Kerorguen en passant par la ville d'Hennebont. Il forme aussi par ailleurs, à l'Ouest de Caudan, une entité d'extension plurikilométrique. Ses affleurements les plus remarquables sont situés au cœur de la ville d'Hennebont sur la rive occidentale du Blavet dans le quartier de Saint-Caradec, d'une part le long du quai et d'autre part à l'extrémité nord du camping. Des affleurements conséquents, enclavés au sein des granites varisques, sont aussi présents à l'Ouest de Caudan, en rive ouest du Skorff au niveau de Pen-Mane.

Dans ces deux zones, cet orthogneiss est plus ou moins migmatitique et affecté par de petits plis disharmoniques mais globalement, sa foliation demeure néanmoins relativement bien organisée et orientée au 120-135 avec un pendage de 65-70° vers le Sud.

L'orthogneiss se présente comme une roche massive bien que foliée, assez riche en biotite et en porphyroclastes de feldspath, infra-centimétriques à centrimétriques, moulés par la foliation. La texture de la roche est grano-lépidoporphyroclastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et par leur ségrégation en minces lits discontinus à dominante biotitique alternant avec des lits à dominante quartzofeldspathique. La paragénèse de cette roche comprend du quartz (35 %) du feldspath potassique (30-32 %) du feldspath plagioclase (25-28 %), de la biotite (5-8 %) et accessoirement de la muscovite, du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites et moyennes plages souvent allongées dans le plan de foliation et présentant une extinction onduleuse ; le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en porphyroclastes partiellement recristallisés et moulés par la foliation ; les myrmékites sont fréquentes en bordure des plages ; le plagioclase, de l'albiteoligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes souvent damouritisées ; la biotite, en paillettes orientées dans le plan de la (S1) et regroupées en lits discontinus, est fréquemment chloritisée. La muscovite est en petites paillettes associées à celles de biotite.



Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss de Hennebont-Tréauray (FB 8560)



Fig. 4 - Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés du de l'orthogneiss de Hennebont-Tréauray (FB 8383)



Fig. 5 - Moyenne pondérée des différents âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon FB 8560, orthogneiss d'Hennebont-Tréauray

Age moyen Pondéré ± 2σ					491.2 ± 7.1 Ma MSWD = 0.1	J		
Age par zircon ± 1σ	486.5 ± 10.3	494.1 ± 9.1	488.3 ± 12.6			490.2 ± 11.9	493.2 ± 10.5	
Age Par palier ± 1σ	492.0 ± 55.4 471.6 ± 32.1 486.5 ± 10.3	494.1 ± 9.1 487.1 ± 13.2	452.8 ± 16.7 474.9 ± 11.1 488.3 ± 12.6	493.1 ± 13.5	484.5 ± 30.8 490.1 ± 13.5 493.6 ± 12.8	484.7 ± 12.4 491.5 ± 12.9 488.3 ± 9.8	495.3 ± 12.7 494.8 ± 10.7 491.6 ± 7.9	493.3 ± 11.6
²⁰⁷ pb*/ ²⁰⁶ pb* ± 1σ	0.05701 ± 146 0.05649 ± 83 0.05687 ± 27	0.05707 ± 24 0.05689 ± 34	0.05601 ± 42 0.05657 ± 28 0.05692 ± 33	0.05704 ± 35	0.05682 ± 80 0.05696 ± 35 0.05705 ± 33	0.05682 ± 32 0.05700 ± 33 0.05692 ± 25	0.05710 ± 33 0.05708 ± 28 0.05700 ± 20	0.05 ± cu/cu.0
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	0.09 0.07 0.06	0.06	0.05 0.06 0.08	0.10	0.10 0.08 0.09	0.11 0.10	0.11 0.05 0.05	0.06
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	660 1750 16560	8750 9800	4240 10590 19310	4330	1370 2820 1900	830 1540 3000	1230 2610 5880	103/0
Nombre de rapports	7 8 13	13	39 39 26	7	ယထထ	46 29	38 38 38	63
Temp en °C	1400 1420 1460	1420 1460	1400 1420 1440	1460	1420 1440 1460	1440 1460 1480	1420 1440	1480
Zircon	ZrA	Zr B	Zr C	Zr D	Zr E	ZrF	Zr G	



Fig. 6 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray (FB 8560). L'isochrone théorique est notée en pointillés (330 Ma)

Deux analyses chimiques (Annexe - tab. 1) de cet orthogneiss (FB 8560 ; 47° 48 247'N - 3° 16 949'W) (FB 8383 ; 47° 48 831'N - 3°22 729'W)) montrent qu'il a une composition leucogranitique avec $SiO_2 = 74,1-74,7\%$ et de fortes teneurs en K₂O (4,41-5,05%), mais des teneurs faibles en fer, calcium et magnésium et un indice d'aluminosité élevé (A/CNK = 1,13-1,24).

L'étude typologique des zircons montre que ceux-ci sont relativement abondants, de couleur fumée, avec des contours arrondis et irréguliers, qu'ils sont fortement zonés et comportent des inclusions. Seuls 29 % ont pu être classés et cette indication relative donne un indice moyen situé entre les domaines crustaux et calco-alcalin (fig. 3-4).

Sept zircons extraits de l'échantillon FB 8560 ont été sélectionnés pour analyse par la méthode d'évaporation directe du plomb sur mono-zircon. L'âge moyen calculé est de **491,2 \pm 7,1 Ma** et est considéré comme l'âge de cristallisation de l'orthogneiss (fig. 5 et tabl. 1)

La monazite étant abondante et de grande taille dans cet orthogneiss, de nombreux grains ont été montés en section polie. En accord avec la faible variation de composition observée, le rapport TH/U varie très peu d'une analyse à l'autre, ce qui conduit à une dispersion peu favorable des analyses dans le diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb). Toutefois le nombre élevé d'analyses (112), l'homogénéité en âge et le bon MSWD de 0,95 (Wendt et Carl, 1991) conduisent à une régression linéaire très satisfaisante (fig. 6). Dans la limite des erreurs, les âges TH-Pb et U-Pb respectivement calculés sur les interceptes avec les axes Th/Pb et U/Pb à 329 ± 13 Ma et 279 + 49/-54 Ma sont similaires. Ceci signifie que la régression linéaire peut être considéré comme une isochrone. Elle est d'ailleurs proche de l'isochrone théorique. Le calcul d'un âge moyen au barycentre des points est donc tout à fait justifié et donne **319 ± 3 Ma**.

Cet âge déterminé sur monazite est très différent de celui obtenu sur zircon par évaporation (*cf. supra*) à **491 ± 7 Ma**. La cristallisation de l'orthogneiss luimême est donc datée uniquement par le zircon. Dans le cadre de cet exemple, soit aucune monazite n'a cristallisé lors de cet épisode magmatique initial, soit les rares grains subsistants n'ont pas fait partie de la sélection. L'âge sur monazite est interprété comme datant le dernier épisode thermique majeur subi par l'orthogneiss à 319 ± 3 Ma, épisode qui correspond très probablement à la genèse des granites varisques encaissants.

Orthogneiss de Nizon

$\zeta\gamma^2$. Orthogneiss de Nizon œillé à muscovite et biotite subordonnée.

Cet orthogneiss n'apparaît que peu sur la feuille Lorient, uniquement dans son angle nord-ouest ; cependant il constitue une vaste entité qui s'étend largement plus vers l'Ouest, sur les feuilles voisines de Concarneau, Rosporden et Quimper (Béchennec *et al.*, 1996, 1999, 2001). Il est recoupé par les granites de Baye et de Pluguffan et sur son flanc sud il est aussi en contact (contact non visible, de nature indéterminée) avec l'orthogneiss de Moëlan. Les seuls affleurements de cette formation se situent en limite de la feuille, sur la rive nord du Dourdu, en bordure de la route menant au Moulin-de-la-Boulaie. La roche leucocrate a un grain moyen, est bien foliée avec un débit en dalles facilité par sa richesse en paillettes de muscovite et elle présente quelques porphyroclastes centimétriques de feldspath souvent très étirés dans le plan de foliation principale (S1). Cette dernière est axée au 85-90 et pend de 40° vers le Nord.

La texture de la roche est grano-lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'allongement des paillettes de micas et par leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits quartzofeldspathiques. Le quartz (38 %) est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, souvent allongées dans le plan de foliation et parfois regroupées en lits quartzeux discontinus ; le feldspath potassique (32 %), du microcline, et le feldspath plagioclase (20 %), de l'albite-oligoclase, sont en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois en porphyroclastes centimétriques fortement déformés et moulés par la foliation ; la muscovite (8 %) et la biotite (2 %) sont en paillettes orientées et regroupées en lits micacés; enfin accessoirement sont aussi présents des grains de zircon et d'apatite. Sur la feuille de Rosporden cet orthogneiss a été daté de l'Ordovicien inférieur à 489 \pm 5 Ma (Béchennec *et al.*, 2001).

Orthogneiss de Moëlan

 $\zeta \gamma M$. Orthogneiss oeillé à biotite, localement migmatitique (482 ± 8 Ma); $\zeta \lambda \gamma M$. Leptynite à biotite. Cet orthogneiss qui s'étend très largement sur la feuille voisine de Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996) occupe toute la bordure occidentale de la feuille Lorient et se poursuit vers l'Est de cette même feuille en une bande relativement étroite (2 à 3 km) qui se suit depuis Quimperlé à l'Ouest jusqu'à Cléguer à l'Est, en passant par Rédené. Sur son flanc sud cet orthogneiss recoupe les paragneiss du groupe de Nerly qui y sont localement enclavés ; par ailleurs, il est lui-même recoupé, du Sud au Nord et successivement, par le granite de Guidel, le granite de Talhouët, les granites anatectiques à biotite et le granite de Pluguffan.

L'orthogneiss de Moëlan se présente, très généralement, comme une roche massive, à grain grossier, avec de fréquents porphyroclastes, centimétriques ou infra-centimétriques de feldspath, moulés par une foliation soulignée par de minces lits discontinus à biotite ; néanmoins elle demeure relativement leucocrate. Dans la partie ouest du massif, notamment sur les rives de la Laïta, la foliation principale (S1) est généralement orientée au 90-100 et pend de 50 à 70° vers le Nord ; cependant, localement près de Quimperlé, elle est verticale et une linéation d'étirement peut être présente, pendant de 8 à 15° vers l'Ouest ;

dans la partie orientale du massif, en bordure du Skorff, la foliation est orientée au 120-130 et est verticale.

Les principaux affleurements sont situés d'une part sur les rives de la Laïta, notamment au niveau du Pont-Saint-Maurice, et d'autre part en bordure de la RN165 au Sud-Ouest de Quimperlé au niveau de Kernegant. Des affleurements de moindre importance sont présents aussi à l'Ouest de Rédené sur les rives du Skaff et au Nord-Est de Pont-Skorff sur les rives du Skorff.

Cette roche a une texture grano-porphyroclastique et la foliation principale (S1) est soulignée d'une part par l'alternance de lits à dominante de quartz et de lits quatzofeldspathiques et d'autre part par l'orientation des paillettes de biotite parfois regroupées en minces lits discontinus.

Le quartz (36-38 %) est en petites et moyennes plages à extinction plus ou moins onduleuse, parfois regroupées en îlots ou en lits discontinus holoquartzeux. Le feldspath potassique (32-35 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes et en porphyroclastes fracturés plus ou moins recristallisés et moulés par la foliation. Le feldspath plagioclase (22-26 %), de l'albiteoligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes, souvent damouritisées. La biotite (4-6 %) est en petites paillettes orientées fréquemment regroupées en minces lits discontinus. La muscovite est parfois présente ainsi qu'accessoirement du zircon et de l'apatite.

Localement à l'Ouest de Quimperlé, d'une part en bordure de la RN165 et d'autre part dans des excavations temporaire au Nord-Est de Kernegant, ont été observés des orthogneiss oeillés nettement plus sombres que les faciès standards ; ils se caractérisent soit par une proportion plus importante de biotite (12 %) soit par la présence d'amphibole à pléochroisme vert-brun à brun très sombre, dont les caractéristiques correspondent à celles de l'hastingsite.

La typologie des zircons (FB 8678B 47° 47 577'N - 3° 31 428'W) montre que ceux-ci sont fumés, abondants, automorphes, assez gros et souvent microfissurés. L'indice moyen de la population la place dans les domaines 4 et 5 soit respectivement calco-alcalin et subalcalin des granites (fig. 7).

Par contre, la typologie des zircons extrait du faciès d'orthogneiss sombre à hastingsite (FB 7728 ; 47° 51 737'N - 3° 33 738'W), montre qu'ils sont abondants, fumés, gros et subautomorphes avec la face 301 souvent présente. L'indice moyen de la population la place dans les domaines 5 et 6 soit respectivement subalcalin et hyperalcalin des granites (fig. 8) et confirme ainsi le caractère alcalin de la roche déjà soulignée par la présence d'hastingsite.

L'orthogneiss de Moëlan présente aussi, outre le faciès standard œillé à biotite, un faciès de leptynite à biotite, massive mais finement et régulièrement foliée.



Fig. 7 - Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss de Moëlan (FB 8678B)



Fig. 8 - Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés de l'orthogneiss de Moëlan (FB 7728)



Paliers conservés pour le calcul de l'âge

Fig. 9 - Moyenne pondérée des différents âges ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon FB 8678B, orthogneiss de Moëlan

Age moyen Pondéré ± 2σ			481.7 ± 7.8 Ma MSWD = 0.1				
Age par zircon ± 1σ	483.1 ± 13.6	483.6 ± 15.5	479.3 ± 13.4	6		482.1 ± 14.0	6
Age Par palier ± 1o	482.2 ± 18.0 489.8 ± 12.2 479.6 ± 9.8	462.7 ± 34.4 483.6 ± 15.5	479.4 ± 13.7 479.4 ± 12.4 479.2 ± 14.3	483.9 ± 20.0	474.1 ± 23.3 491.0 ± 12.2	478.7 ± 12.7 485.3 ± 14.7	481.1 ± 13.2 481.9 ± 14.4
*do	47 32 25	88 6	35 32 37	52	32 60	33 38	34 37
²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ F ± 1σ	0.05676 ± 0.05696± 0.05669±	0.05626 ± 0.05680 ±	0.05669 ± 0.05669 ± 0.05668 ±	0.05680 ±	0.05655 ± 0.05699 ±	0.05667 ± 0.05684 ±	0.05673 ± 0.05675 ±
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	0.09 0.10 0.12	0.10 0.11	0.09 0.09 0.10	0.13	0.14 0.16	0.13	0.12 0.13
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	3250 8650 4590	2150 9420	10120 16170 11600	3510	670 530	1220 2380	1790 1310
Nombre de rapports	19 23 38	23	60 58 58	9	∞∞	26	50 32
Temp en °C	1420 1440 1460	1440 1460	1440 1460 1480	1440	1400 1420	1440 1460	1480 1500
Zircon	Zr A	Zr B	Zr C	Zr D	ZrE		



Fig. 10 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites ordoviciennes de l'orthogneiss de Moëlan (FB 8678B). L'isochrone théorique est notée en pointillés (491 Ma)





Ce faciès constitue assez fréquemment des passées non cartographiables, métriques ou plurimétriques, au sein du faciès oeillé, le passage étant progressif, mais il forme aussi des ensembles d'extension plurikilométrique, notamment (1) non loin de la bordure méridionale du massif au Nord-Est de Clohars-Carnoët, (2) sur la rive occidentale de la Laita, (3) au sein de la Forêt de Carnoët et (4) à Quimperlé. Les principaux affleurements de ces leptynites sont observés dans la ville de Quimperlé, notamment Quai Brizeux sur la rive occidentale de la Laïta et près du cimetière des Cinq-Croix sur sa rive orientale ; on peut aussi les observer sur les rives de la Laïta au niveau du Pont-Saint-Maurice.

Ces leptynites ont une texture granoblastique avec de rares porphyroclastes infracentimétriques de feldspath ; la foliation est soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et celle de certaines plages de quartz étirées jusqu'au stade de proto-rubans ; elle est marquée aussi par l'alternance de lentilles ou de minces lits discontinus holoquartzeux et de lits à dominante de feldspath plagioclase ou de feldspath potassique. La paragénèse de ces leptynites est tout à fait comparable à celle du faciès orthogneissique standard et comprend du quartz (38-40 %), du feldspath potassique (32-38 %), du feldspath plagioclase (24-28 %), de la biotite (2-4 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Quatre analyses géochimiques (FB 6541 ; 47° 52 018'N - 3° 32 623'W), (FB 7728), (FB8678A ; 47 47 704'N - 3° 31 445'W), (FB 8678B) ont été effectuées (annexe, tab. 1) sur des roches toujours très acides (SiO₂ = 74,6-76,6 %), très potassiques (K₂O = 4,8-5,4 %) et uranifères (U = 7,5-15,3 ppm), pauvres en calcium (CaO = 0,4-0,5 %) et faiblement à fortement peralumineuses (A/CNK = 1,02-1,16).

Enfin, cinq zircons provenant de l'orthogneiss standard (FB 8678B) ont été sélectionnés pour analyse par la méthode d'évaporation directe du plomb sur mono-zircon. L'âge moyen calculé est de $481,7 \pm 7,8$ Ma (fig. 9 et tab. 2).

La monazite étant abondante dans cet orthogneiss, ces dernières ont été montées en sections polies et analysées. Ainsi l'âge de cristallisation de l'orthogneiss de Moëlan a été confirmé par datation U-Th-Pb sur 2 grains monazite à la microsonde électronique (20 points) ; l'âge moyen calculé au barycentre de la population (fig. 10) est de 491 ± 11 Ma.

Les sept autres grains analysés (79 points) ont donné un âge moyen calculé au barycentre de 327 ± 4 Ma (fig. 11).

Ainsi, comme pour l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, on note qu'un épisode thermique carbonifère affecte l'orthogneiss de Moëlan. épisode qui correspond très vraisemblablement à la genèse des granites varisques : ainsi le microgranite du Pouldu qui recoupe l'orthogneiss a-t-il été daté à 329 ± 4 Ma (cf. § suivant).

 $\zeta \gamma^3$. **Orthogneiss indifférencié à grain fin, à biotite**. Cet orthogneiss affleure au centre de la ville de Lorient, au niveau du quartier Kervaric, en bordure de la pénétrante N-S. Son extension est difficile à déterminer, mais sur son flanc nord il recoupe les paragneiss de la série de Fort-Bloqué et sur son flanc sud il est en contact avec le granite de Ploemeur.

Cet orthogneiss a un grain fin et montre un très fin litage souligné par de minces lits à biotite et des mobilisats quartzofeldspathiques relativement grossiers. Il a une texture granolépidoblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas et par l'alternance de lits à dominante quartzeuse, de lits à dominante de feldspath potassique et de minces lits micacés.

Le quartz (35 %) est en petites plages à extinction onduleuse ; le feldspath potassique (30 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes et plus rarement en porphyroclastes allongés dans le plan de la foliation (S1) et moulés par elle ; le feldspath plagioclase (23 %) est en petites et moyennes plages xénomorphes plus ou moins damouritisées ; la biotite (10 %) est en petites et moyennes paillettes orientées dans le plan de (S1) et regroupées en lits micacés ; la muscovite (1 %) est associée à la biotite et parfois en grandes paillettes tardives tranverses sur le plan de foliation ; les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Granites varisques

Granite de Guidel

 Y_{G}^{2} . Granite à grain moyen-fin, à biotite et petits phénoblastes subautomorphes de feldspath (332 ± 4 Ma). Le granite de Guidel forme un massif principal qui s'étend d'Ouest en Est depuis Guidel jusqu'à Quéven en passant par Gestel et un massif secondaire, d'importance réduite, de part et d'autre du Blavet au niveau du Pont-du-Bonhomme. Ce granite recoupe d'une part, sur son flanc méridional, les paragneiss et micaschistes des groupes de Nerly et de Merrien et d'autre part, sur son flanc occidental, l'orthogneiss de Moëlan. Ces contacts méridionaux et occidentaux sont peu visibles sauf très ponctuellement au Sud-Ouest de Guidel à Brunénant et au Nord de Lorient à Kerdual, où ils sont nets, la taille du grain du granite ne varie pas et il n'inclue guère d'enclaves de paragneiss. Au contraire, sur ses flancs septentrional et oriental, très généralement, le granite de Guidel passe progressivement à un granite anatectique à biotite, le passage se traduisant par des variations rapide de granulométrie et la présence de schlierens biotitiques ou d'enclaves de

paragneiss plus ou moins assimilées. Enfin, localement en rive occidentale du Skorff, ce granite recoupe l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray et dans le petit massif situé en bordure du Blavet, il contient des enclaves pluri-décimétriques à décamétriques de paragneiss ; cependant ces dernières ont des contours bien délimités et ne présentent pas les caractères d'assimilation tels qu'observés dans le granite anatectique.

Les principaux affleurements du granite de Guidel sont situés au Sud de Guidel dans d'anciennes petites carrières à la Saudraye, au Sud de Gestel en bordure de l'ancienne voie ferrée, sur la rive ouest du Skorff le long du chemin piétonnier allant de Kercadoret à Rustuel, sur la rive orientale de Kerdayo au pont de la RN165 et enfin en bordure de la RN165 au niveau de Pendreff, suite à d'importants travaux d'élargissement (réalisés en 2006). Le petit massif de la zone du Pont-du-Bonhomme affleure particulièrement bien non seulement dans une ancienne vaste carrière située en rive ouest du Blavet à Kerhervy mais aussi tout au long du Blavet.

Le granite de Guidel est homogène, a un grain moyen à fin, est riche en petites paillettes de biotite et montre d'assez fréquents phénoblastes plurimillimétriques (1×4 mm à 3×6 mm), sub-automorphes, de feldspath. Il présente une texture grenue et sa paragénèse souligne son caractère potassique et se compose de quartz (35-38 %), de feldspath potassique (32-38 %), de feldspath plagioclase (22-26 %), de biotite (4-7 %) et accessoirement, de muscovite, de zircon et d'apatite. Cependant, localement au sein de ce massif, au Sud de Gestel à Kerlédan, affleure un faciès à caractère monzonitique dans lequel la proportion de quartz ne dépasse pas 20 % alors que celle de feldspath potassique atteint 40 %, celle de plagioclase 32 % et celle de biotite 8 %.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction légèrement onduleuse, regroupées en ilots holoquartzeux; le feldspath potassique, de l'orthose, est en plages moyennes xénomorphes et dans une moindre mesure en phénoblastes subautomorphes assez fréquemment maclées; le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages assez fréquemment sub-automorphes et zonées et plus rarement en phénoblastes; la biotite est en petites et moyennes paillettes uniformément réparties dans la roche et montrent un pléochroisme très accentué jusqu'à des marrons très sombres. La muscovite, le zircon et l'apatite sont présents.

Une analyse chimique (FB 9101 ; 47° 48 503'N - 3° 27 948'W) (annexe tabl. 1) effectuée dans le granite de Guidel met en évidence une roche modérément acide (SiO₂ = 69,2 %), très potassique (K₂O = 5,34 %) et faiblement peralumineuse (A/CNK = 1,07). Ces traits la définissent comme une granodiorite calco-alcaline et fortement potassique.

L'analyse typologique des zircons (FB 9101) montre que ces derniers sont petits, incolores et limpides. Les individus indexés donnent un indice moyen qui place cette population dans le domaine 3 de l'anatexie crustale (fig. 12).

Une datation U-TH-Pb effectuée à la microsonde électronique sur huit grains de monazite, attribue au granite de Guidel un âge à $332,4 \pm 3,9$ Ma, calculé au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur (fig. 13).

De plus, les cœurs hérités de 4 de ces grains (33 analyses), donnent des âges à 369 + 16/-14 Ma (fig. 14).

Microgranite du Pouldu

 $\mu\gamma P$. Microgranite à biotite et muscovite subordonnée, petits phénoblastes de feldspath (329 ± 4 Ma). Le microgranite du Pouldu forme deux filons principaux dans le quart sud-ouest de la feuille :

1) le premier axé N-S se suit de proche en proche en rive ouest de la Laïta, depuis le Sud du port du Pouldu jusqu'au Nord de Porsgwen où il recoupe les micaschistes et paragneiss de la formation de Brigneau ; après une interruption, Il réapparait au Nord de Porsmoric ; axé NNE-SSW il recoupe alors les gneiss de la formation de Raguenez ; puis il affleure sur la rive orientale de la Laïta, au niveau de Beg-Nenez et se poursuit sur quelques kilomètres vers le Nord-Nord-Est ; il recoupe ainsi successivement les paragneiss du groupe de Nerly, l'orthogneiss de Moëlan et le granite de Guidel ;

2) le second situé au Sud de Guidel, orienté N-S, se suit sur presque 2 km, de proche en proche, depuis Quéverne au Sud jusqu'à la Saudraye au Nord; il recoupe les micaschistes et les amphibolites de la formation de Brigneau. Enfin, un petit pointement de ce microgranite affleure aussi au Sud de la plage de Guidel-Plage.

Les principaux affleurements du microgranite sont situés en bordure de la Laïta et notamment sur la rive orientale à la pointe de Beg Nénez où les contacts avec l'encaissant sont bien exposés, à Guidel-plage et dans une ancienne carrière au Moulin-d'Orvoën près de la Grande-Saudraye.

À Beg Nénez ce filon a une puissance maximale de 40 à 50 m; il présente des bordures figées sur environ 0,50 m de puissance et emballe de rares enclaves décimétriques de paragneiss issues de l'encaissant. Au cœur du filon, cette roche, relativement leucocrate en dépit d'abondantes petites paillettes de biotite, présente un grain fin et cette matrice fine emballe quelques phénoblastes sub-automorphes, plurimillimétriques, de feldspath.

Sa texture est microgrenue porphyroïde et sa paragénèse comprend du quartz (35 %), du feldspath potassique (28-32 %), du feldspath plagioclase (26-32 %),



Fig. 12 - Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Guidel (FB 9101)



Fig. 13 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour 8 grains de monazite du granite de Guidel (FB 9101). L'isochrone théorique est notée en pointillés (332 Ma)



Fig. 14 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les cœurs hérités de 4 grains de monazite du granite de Guidel (FB 9101). L'isochrone théorique est notée en pointillés (369 Ma)

de la biotite (3-6 %), et accessoirement de la muscovite, du zircon et de l'apatite. Le quartz est en petites plages xénomorphes mais il forme aussi, fréquemment, des phénocristaux sub-automorphes. Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes associées dans la matrice à celles de plagioclase mais il est aussi en phénoblastes sub-automorphes hétérométriques avec parfois une couronne à texture symplectitique de quartz. Le feldspath plagioclase (albiteoligoclase) est en petites plages sub-automorphes ou xénomorphes et plus rarement en phénoblastes.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1 FB 8708 47° 47 320'N - 3° 31 606'W) a été effectuée qui témoigne du caractère plutôt acide (SiO₂ = 72,1 %), fortement potassique (K₂O = 5,55 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,39) du microgranite du Pouldu. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

La typologie des zircons montre qu'ils sont relativement abondants, souvent incolores limpides ou légèrement fumés, fréquemment arrondis et difformes avec des zonations concentriques et des inclusions opaques. Les individus indexables déterminent un indice moyen qui correspond au domaine 3 d'anatexie crustale (fig. 15).

Une datation U-TH-Pb sur dix grains de monazite, effectuée à la microsonde électronique, attribue au microgranite du Pouldu un âge de cristallisation à **329** \pm **4 Ma** (fig. 16), calculé au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur.

Granite de Locmiquélic

 \hat{HL} . **Granite à grain fin, à biotite et muscovite subordonnée**. Ce granite a une extension très réduite et semble correspondre à des filons intrusifs dans les paragneiss de la série de Fort-bloqué ; ils sont eux-mêmes recoupés par le granite de Ploemeur. Il affleure principalement en rive orientale du Blavet d'une part à Kervern et d'autre part à Pen-Mane en Locmiquélic où il a été l'objet d'une exploitation en carrière. Sur le flanc sud de cette ancienne carrière, des enclaves décimétriques et pluridécimétriques de granite fin à biotite sont emballées dans le granite à grain moyen de type Ploemeur ; de plus en rive nord de Pen-Mane, localement, le granite de Ploemeur présente au contact du granite fin à biotite une « bande réactionnelle » décimétrique comprenant successivement un faciès leuco à grain fin (5 cm), un faciès à grain fin/moyen à muscovite dominante (10 cm), un faciès à grain moyen à muscovite et biotite (8 cm) et enfin le faciès grossier standard (fig. 17).

Le granite à grain fin de Locmiquélic, assez massif, a une teinte gris sombre du fait de l'abondance de très petites paillettes de biotite. Sa paragénèse comprend du quartz (38 %) en petites plages à extinction plus ou moins



Fig. 15 - Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin, 1980) indexés du microgranite du Pouldu (FB8708)





Fig. 17 - Relations entre le granite de Locmiquélic et le granite de Ploemeur

onduleuse, isolées ou regroupées en ilots holoquartzeux, du feldspath potassique (32 %) en plages xénomorphes petites et moyennes, associées à celles de plagioclase (23 à 25 %), de la biotite (5 à 6 %) en petites paillettes plus ou moins orientées et associées à celles de muscovite (1 %); les minéraux accessoires sont l'apatite, en fréquents petits cristaux sub-automorphes, le zircon et la tourmaline.

Granite de Ploemeur

Le granite de Ploemeur forme un massif bien délimité qui occupe tout le sud de la feuille depuis Fort-Bloqué à l'Ouest jusque Locmiquélic et la pointe de Gâvres à l'Est en passant par Ploemeur et Larmor-Plage. Trois faciès y ont été cartographiquement distingués.

^L $Υ\dot{P}l$. **Granite à grain moyen/grossier, à muscovite et biotite subordonnée (326 ± 6 Ma)**. Ce faciès forme la majeure partie du massif de Ploemeur. Sur sa bordure nord il passe, en continu, à un faciès à grain fin ; au Nord de Larmor-Plage, à Locmiquélic et à Port-Louis il passe progressivement à un faciès dans lequel la proportion de biotite augmente et tend à devenir prépondérante par rapport à celle de muscovite. Enfin, le granite de Ploemeur emballe localement, tel aux abords de l'étang du Ter, des enclaves d'extension kilométrique, de paragneiss.

Ses principaux affleurements s'observent tout au long de la côte où il forme généralement de petites falaises découpées en de nombreuses criques.

Généralement homogène il présente dans la région de Kerroc'h-Larmor-Plage et à la pointe de Gâvres, une fluidalité/schistosité subverticale, constante, axée au 80-90 ; bien marquée elle est soulignée notamment par l'orientation des porphyroblastes de feldspath et parfois celle des plages de quartz et de grandes paillettes de muscovite. Dans cette même région une schistosité mylonitique est présente aussi ; généralement, elle se localise uniquement en « couloirs » métriques à décamétriques ; subverticale et orientée au 120-125, elle déforme la précédente en dessinant une géométrie compatible avec un cisaillement dextre.

La roche est leucocrate et présente un grain grossier ou moyen/grossier avec une matrice feldspathique très blanche qui emballe des ilots plurimillimétriques de quartz gris, translucides et de grandes paillettes de muscovite et dans une moindre mesure de biotite. Sa texture est grenue et sa paragénèse comprend du quartz (36 à 38 %) du feldspath potassique (25 à 28 %) du feldspath plagioclase (25 à 30 %), de la muscovite (4 à 5 %), de la biotite (1 à 2 %) et les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Le quartz est en grandes plages à extinction légèrement onduleuse, regroupées en ilots holoquartzeux ; le feldspath potassique, de l'orthose, est en grandes et moyennes plages xénomorphes et plus rarement en porphyroblastes



Fig. 18 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les grains de monazite du granite de Ploemeur (FB 9229). L'isochrone théorique est notée en pointillés (326 Ma)

subautomorphes ; le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites, moyennes et grandes plages, souvent subautomorphes. La muscovite est en paillettes moyennes et grandes, isolées ou regroupées en amas micacés, et assez fréquemment affectées par des kinks ; la biotite est en petites et moyennes paillettes souvent plus ou moins chloritisées.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1 ; FB 9124 47°42 720'N - 3° 28 708'W) témoigne du caractère nettement acide (SiO₂ = 73,7%), fortement potassique (K₂O = 4,55%) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,16) du granite de Ploemeur. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

L'étude des zircons des échantillons (FB 9124 et 9229) montre qu'ils sont rares, très colorés (jaunes) et opaques avec de fréquentes des zonations concentriques. Leur rareté n'a pas permis de préciser leur typologie.

Dans l'échantillon FB 9229 (47°42 059'N - 3°23 460'W) prélevé à Loqueltas en Larmor-Plage, 31 grains de monazite ont été séparés et deux d'entre eux, les mieux conservés, ont subi 100 points d'analyse. 92 de ces analyses ont été traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) (fig. 18). L'âge moyen calaculé au barycentre des points est de **326 ± 6 Ma** et est considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite et du granite de Ploemeur.

 γP *I*. **Granite à grain moyen à biotite et muscovite subordonnée**. Ce faciès du granite de Ploemeur s'individualise très progressivement au sein du précédent d'une part au nord de Larmor-Plage et d'autre part, sur la rive orientale du Blavet, entre Locmiquélic et Port-Louis. Ses principaux affleurements sont situés d'une part en bordure de la D29 et d'autre part et surtout, sur la rive orientale du Blavet à Port-Louis et à Locmiquélic où il recoupe et emballe localement le granite fin à biotite de Locmiquélic (*cf. supra*).

Il présente généralement un grain moyen ou moyen/fin et il se distingue principalement par une proportion de biotite plus importante, cette dernière étant supérieure à celle de muscovite. Sa texture est grenue et sa paragénèse se compose de quartz (38 à 40 %), de feldspath potassique (28 à 30 %), de feldspath plagioclase (23 à 28 %), de biotite (3 à 4 %) et de muscovite (2 à 3 %) ; les minéraux accessoires sont de l'apatite et du zircon.

h'/P. **Granite à grain fin à muscovite et biotite subordonnée**. Ce faciès du granite de Ploemeur forme une bande étroite à la périphérie nord du massif et localement au Sud-Est de Guidel-plage, à Locmiquel-Mene, où il forme un plug d'extension kilométrique isolé du massif principal et intrusif dans les paragneiss de la série de Fort-Bloqué.

Ce granite fin affleure peu; cependant il est bien visible dans d'anciens « grattages » décamétriques au Nord de Cosquer-Keragan et de Locmiquel-Mene. Il présente un grain fin à fin/moyen et est caractérisé, comme le faciès standard de Ploemeur, par de nombreuses petites paillettes de muscovite et dans une moindre mesure de biotite. Sa paragénèse se compose de quartz (38 %) en petites plages regroupées en ilots holoquartzeux, de feldspath potassique (30 %) en plages petites à moyennes xénomorphes de microcline, de plagioclase (25 %) en petites et moyennes plages d'albite/oligoclase, xénomorphes, plus rarement sub-automorphes, de muscovite (4 %) et de biotite (2 %); les minéraux accessoires comprennent de fréquents granules d'apatite et des grains de zircon peu abondants.

Granites anatectiques

 $M\gamma^{3}\zeta$. Granite anatectique très hétérogène (diatexite) à nombreuses enclaves, plus ou moins assimilées, de paragneiss. Les principales occurrences de ce type de granite se situent (1) dans la région d'Hennebont (2) entre Caudan et Pont-Scorff et (3) dans une moindre mesure, en rive orientale du Blavet dans la région de Saint-Sterlin. Il est associé à d'autres types de granites anatectiques auxquels il passe en continu et il est localement recoupé, au sud d'Hennebont, par un plug d'extension pluri-hectométrique de faciès porphyroïde du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Ce type de granite affleure peu mais donne d'assez nombreuses pierres volantes dans les champs ; cependant il affleure presque en continu sur plus d'un kilomètre, au Sud-Ouest d'Hennebont en rive ouest du Blavet, de part et d'autre du pont de Locoyarn et en rive orientale au Sud du Pont-du-Bonhomme. Il se présente comme un granite à grain fin à moyen, hétérométrique, riche en petites paillettes de biotite parfois disposées en « nuages » ou en schlierens, et montre de plus parfois, de rares « tablettes » plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Il emballe de nombreuses enclaves pluridécimétriques à métriques de paragneiss, en voie d'assimilation plus ou moins avancée et localement, tel à la pointe de Saint-Sterlin, ces enclaves peuvent constituer jusqu'à 50 % de l'ensemble. Ce granite est de plus associé à des passées de granitoïdes à grain très hétérométrique (fin à grossier) à reliques de foliation onduleuse, disharmonique.

Ce granite anatectique présente une texture grenue fine et sa paragénèse se compose de quartz (38 à 40 %) en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, de feldspath potassique (32 à 36 %) en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase (22 à 26 %), lesquelles sont aussi parfois sub-automorphes, de biotite (4 à 6 %) en petites et moyennes paillettes parfois plus ou moins orientées et regroupées en amas.

 $M\gamma^{3}\varsigma$. Granite anatectique hétérogène (diatexite) à nombreuse enclaves, plus ou moins assimilées, d'orthogneiss. Ce type de granite affleure peu mais donne de nombreuses pierres volantes; ses principales

occurrences se situent d'une part entre Pont-Scorff et Cléguer et d'autre part au Nord de Rédené et à l'Ouest de Quimperlé. Ces entités cartographiques sont toutes incluses au sein de l'orthogneiss de Moëlan, lequel est toujours plus ou moins migmatitisé ; elles correspondent à un stade où le phénomène migmatitisation atteint une intensité telle que la texture et la structure originelles de l'orthogneiss ne sont plus identifiables ; cependant les reliques permettent toujours d'identifier l'existence d'un protolithe orthogneissique au sein de ce granite anatectique.

 $M\gamma^3$. **Granite anatectique à grain fin/moyen, faciès peu micacé**. Ce type de granite forme deux massifs, l'un à l'Ouest d'Hennebont et l'autre à l'Est de Saint-Sterlin et il passe en continu au granite anatectique à biotite et muscovite subordonnée.

Ce granite affleure dans d'anciennes petites carrières telles celle située au sudouest de Kerscamp, mais il est surtout présent sous forme de pierres volantes. Il se présente comme un granite à grain fin ou fin/moyen d'aspect « semoule », leucocrate, massif, assez homogène. Sa texture est finement grenue et sa paragénèse comprend du quartz (38 %) en petites plages isolées ou regroupées en ilots holoquartzeux, du feldspath potassique (32 %) en petites et moyennes plages assez fréquemment sub-automorphes et maclées, du plagioclase (28 %) en petites et moyennes plages parfois sub-automorphes et souvent plus ou moins damouritisées, de la biotite (1 à 2 %) et parfois de rares paillettes de muscovite ; le zircon et l'apatite, peu abondants, forment les minéraux accessoires.

Mỹb. Granite anatectique à grain fin/moyen, hétérométrique, à biotite et muscovite nettement subordonnée, schlierens biotitiques et rares enclaves de paragneiss. Ce type de granite anatectique présente une grande extension sur la feuille de Lorient et il s'étend depuis les bords de la Laïta à l'Ouest jusqu'à ceux du Blavet à l'Est. Il recoupe l'orthogneiss de Moëlan et les paragneiss du groupe de Nerly dont il emballe plusieurs enclaves plurihectométriques et passe en continu aux autres faciès de granite anatectique. Il est lui-même recoupé par le granite de Talhouët et ses relations avec les granites de Guidel et de Sainte-Anne-d'Auray demeurent indéterminées, les contacts n'étant jamais visibles. Par contre ses relations avec le granite de Pluguffan ont été observées à la faveur de travaux sur la D113 bis au Sud-Est de Calan : on a noté un passage très progressif entre un granite fin/moyen hétérométrique riche en schlierens biotitiques, un granite relativement homogène à biotite et muscovite subordonnée avec d'assez fréquents porphyroblastes subautomorphes plurimillimétriques de feldspath et un granite leucocrate à grain moyen, homogène, à muscovite et biotite subordonnée et à porphyroblastes de feldspath, typique du granite de Pluguffan lequel montre de plus, très rapidement, vers le Nord-Est, une texture mylonitique. Enfin, le granite anatectique présente luimême, à l'approche du CSA, près de Cléguer et au Sud de Calan une texture orientée.

Ce granite n'affleure que peu mais il donne de nombreuses pierres volantes ; ses principaux affleurements se situent en bordure de la Laïta, notamment sur la rive ouest au lieu-dit « Chaise-de-l'Evêque » et sur la rive orientale à l'Est de Locmaria, au Sud de Rédené en bordure sud de la route près de Névéic, en bordure de la D113 au Sud-Est de Calan, sur la rive occidentale du Blavet au Sud du pont de Locoyarn.

Ce granite anatectique présente un grain d'aspect « semoule », hétérométrique, fin à moyen voir localement grossier ; la matrice est généralement riche en petites paillettes de biotite qui peuvent être disposées soit en « nuages surmicacés » soit en schlierens, mais les enclaves, décimétriques à pluridécimétriques, de paragneiss sont assez rares ; enfin fréquemment elle inclue quelques porphyroblastes subautomorphes plurillimétriques de feldspath.

La paragénèse de ce type de granite comprend du quartz (38 à 40 %) en petites plages regroupées en ilots holoquartzeux, du feldspath potassique (30 à 32 %) en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois sub-automorphes éventuellement maclées, du feldspath plagioclase (24 à 26 %) en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes, ces dernières étant souvent zonées, de la biotite (3 à 4 %) en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite (1 %) nettement subordonnée ; les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Granite de Talhouët

?Å. Granite à grain fin/moyen, à biotite et muscovite (321 ± 3 Ma). Ce granite forme deux massifs bien circonscrits : le premier a une extension plurikilométrique et s'étend principalement sur la bordure orientale de la Laïta au Sud de Talhouët et de Locmaria ; le second, d'extension nettement moindre, forme une petite entité au sein de la forêt de Carnoët. Ce granite recoupe d'une part l'orthogneiss de Moëlan et les paragneiss du groupe de Nerly et d'autre part le granite anatectique à biotite.

Ses principaux affleurements sont situés en rive orientale de la Laïta, à l'Ouest de Talhouët et dans une ancienne carrière en bordure orientale de la D49.

Le granite leucocrate de Talhouët présente un grain fin à fin/moyen, homogène, avec de nombreuses petites paillettes de muscovite et de biotite. Sa texture est finement grenue et sa paragénèse comprend du quartz (36 à 38 %) en petites et moyennes plages souvent regroupées en ilots holo-quartzeux, du feldspath potassique (32 à 34 %) en petites et moyennes plages xénomorphes et dans une moindre mesure en grandes plages xénomorphes ou sub-automorphes, du feldspath plagioclase (24 %), de albite/oligoclase, en petites et moyennes plages xénomorphes et en moyennes plages sub-automorphes damouritisées, de la biotite (3 à 4 %) en petites paillettes associées à celles de muscovite (3 à 4 %) ; les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1 ; FB 7923 47°49 960'N - 3°32 370'W) a été effectuée qui témoigne du caractère acide (SiO₂ = 72,1 %), fortement potassique (K₂O = 5,02 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,19) du granite de Talhouët. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

La typologie des zircons de ce même échantillon (fig. 19) montre que ces derniers sont très petits, limpides, faiblement rosés et parfois automorphes fumés ; enfin quelques-uns sont zonés. L'indice moyen de la population la place dans le domaine des granites d'origine crustale sialique.

Dix grains de grande taille (200 à 300 μ m), de monazite automorphe jaune ont permis d'effectuer, à la microsonde électronique, la mesure des teneurs en U, Th, et Pb en 110 points. Le calcul d'un âge moyen au barycentre des points sur le diagramme isochrone TH/Pb = f(U/Pb) donne un âge de **321 ± 3 Ma** (fig. 20) considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite et de la mise en place du granite de Talhouët.

Granite de Sainte-Anne-d'Auray

 γ^{A} . Granite à grain moyen/fin, à biotite, phénoblastes subautomorphes de feldspath (321 ± 2 Ma); ρ^{γ}^{A} . Faciès à grain grossier porphyroïde. Ce granite forme un massif dont l'extrémité occidentale est située sur la feuille Lorient entre Hennebont et Inzinzac-Lochrist mais dont le corps principal se développe vers l'Est sur la feuille voisine de Baud (Béchennec *et al.*, 2013). Il forme aussi deux petites entités à l'Ouest du massif principal et d'Inzinzac-Lochrist près de Saint-Séverin. Ce granite recoupe l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray et il est en contact diffus et progressif d'une part sur son flanc nord avec le granite de Pluguffan et d'autre part sur son flanc ouest avec des granites anatectiques.

Le faciès porphyroïde constitue un plug kilométrique bien circonscrit, ovaliforme, au sud immédiat d'Hennebont où il recoupe un granite anatectique à enclaves de paragneiss.

Le principal affleurement de ce granite se situe dans l'ancienne carrière de Polvern à l'Ouest du bourg de Lochrist ; il affleure de plus, très largement, sur les deux rives du Blavet, notamment au Sud immédiat de Polvern et au Nord d'Hennebont le long du chemin de halage ; enfin, il affleure aussi tout au long de la route au Sud de Saint-Séverin. Quant au faciès porphyroïde, il est bien visible en bordure Est de la D781 à l'entrée méridionale d'Hennebont. À l'approche du



Fig. 19 - Diagramme de répartition typologique des zircons (Pupin, 1980) indexés du granite de Talhouët (FB 7923)



Fig. 20 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les grains de monazite du granite de Talhouët (FB 7923). L'isochrone théorique est notée en pointillés (321 Ma)


Fig. 21 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les grains de monazite du granite de Sainte-Anne-d'Auray (FB 8436). L'isochrone théorique est notée en pointillés (321 Ma)

CSA, dans la région d'Inzinzac ce granite, comme le granite de Pluguffan, présente un faciès bien orienté.

Le granite de Sainte-Anne-d'Auray a une teinte gris assez sombre lorsque frais, légèrement ocre lorsqu'altéré et a un grain homogène généralement moyen/fin et parfois fin/moyen, tel à Saint-Séverin ; la matrice quartzo-feldspathique est riche en paillettes de biotite et emballe d'assez fréquents phénoblastes plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Sa texture est grenue et sa paragénèse comprend du quartz (36 à 38 %), du feldspath potassique (30 à 32 %), du feldspath plagioclase (26 à 28 %), de la biotite (3 à 5 %), de la muscovite (1 à 2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites plages à extinction plus ou moins onduleuse, regroupées en ilots holoquartzeux ; le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et dans une moindre mesure en grandes plages xénomorphes et en porphyroblastes sub-automorphes ; le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, souvent damouritisé, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes et parfois en porphyroblastes ; la biotite est en petites et moyennes paillettes plus ou moins chloritisées et associées à celles de muscovite.

Le faciès porphyroïde présente une paragénèse comparable mais la proportion de feldspath potassique atteint 35 % alors que celle de feldspath plagioclase ne dépasse guère 22 %; mais ce qui différencie principalement ce faciès est son aspect macroscopique avec le feldspath fréquemment en tablettes automorphes de $0,5 \times 1$ cm dont l'orientation marque une fluidalité magmatique.

Une analyse géochimique a été effectuée (annexe tabl. 1 ; FB 8436 47° 49 512'N - 3° 16 537'W) qui témoigne du caractère acide (SiO₂ = 71,6%), modérément potassique (K₂O = 3,89%) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,18) du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Ces traits le définissent comme un granite peralumineux.

Les zircons (FB 8436) incolores, petits et trapus, sont peu fréquents et ne permettent guère de déterminer un indice moyen. Les cristaux de monazite sont par contre très abondants, de grande taille et généralement subautomorphes.

La mesure des teneurs en U-Th-Pb a été effectuée à la microsonde électronique sur 100 points répartis dans neuf grains de monazite. Le calcul d'un âge moyen au barycentre des points sur le diagramme isochrone TH/Pb = f(U/Pb) donne $321 \pm 2Ma$ (fig. 21) considéré comme l'âge de cristallisation de la monazite et de la mise en place du granite de Sainte-Anne-d'Auray.



Fig. 22 - Diagramme isochrone TH/Pb=f(U/Pb) pour les cœurs hérités de deux grains de monazite du granite de Sainte-Anne-d'Auray (FB 8436). L'isochrone théorique est notée en pointillés (371 Ma)

Par ailleurs les analyses effectuées dans les cœurs hérités de deux des grains de monazite, ont permis dans un diagramme isochrone TH/Pb = f(U/Pb) le calcul d'un âge moyen au barycentre de la population à **371 ± 12 Ma** (fig. 22).

Granite de Carnac

 $\gamma^3 \hat{C}$. Granite à grain moyen/fin, à biotite, fréquents petits phénoblastes subautomorphes de feldspath. Ce granite forme un massif qui s'étend largement vers l'Est sur les feuilles voisines de Baud et d'Auray et seule sa terminaison occidentale occupe la frange sud-est de la feuille Lorient. Ce granite est en contact (non visible) avec les granites anatectiques et il est localement recoupé, sur l'estran des « Roches-du-Magouëro », par de puissants filons d'aplo-pegmatites.

Ses principaux affleurements sont situés au Sud de Plouhinec, d'une part sur l'estran du Magouëro et d'autre part dans une ancienne carrière à Kerzine en limite des étangs de la palud. Par ailleurs, dans l'arrière-pays, ce granite affleure aussi dans d'anciennes carrières au sein des bois au Sud de Beg-er-Lann et il forme assez fréquemment des blocs « reliques » plurimétriques plus ou moins arrondis.

Ce granite présente généralement un grain moyen/fin et parfois, localement, un grain moyen avec une matrice riche en petites paillettes de biotite, qui emballe des phénocristaux sub-automorphes, plus ou moins fréquents, de feldspath. Sa paragénèse comprend du quartz (36 %), du feldspath potassique (30 à 35 %) du feldspath plagioclase (24 à 28 %), de la biotite (4 à 6 %) et accessoirement de la muscovite, de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, plus ou moins regroupées en ilots holoquartzeux ; le feldspath potassique, du microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes et parfois subautomorphes ; le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages fortement damouritisées xénomorphes ou subautomorphes parfois zonées ; la biotite est en petites et moyennes paillettes brun-sombre souvent très chloritisées.

Une datation effectuée sur monazites prélevées dans ce granite, sur la feuille voisine de Baud (Béchennec *et al.*, 2013, in prep.), a donné un âge de cristallisation à 316 ± 6 Ma, interprété comme l'âge de mise en place du granite.

Granite de Baye

 \mathcal{H}^{2AI} . **Granite à grain fin/moyen, à biotite et muscovite**. Ce granite forme un massif qui s'étend principalement à l'Ouest de la feuille de Lorient, sur la feuille voisine de Concarneau et dans une moindre mesure sur les feuilles de

Rosporden et de Plouay. Ce granite recoupe les orthogneiss de Nizon et de Moëlan. Il n'affleure que très localement tel en bordure de la D790 au Nord-Est de Quimperlé.

Ce granite présente un grain homogène fin/moyen et apparaît assez leucocrate avec de nombreuses petites paillettes de biotite et de muscovite ; il a une texture grenue et sa paragénèse se compose de quartz (40 %), de feldspath potassique (25 %), de feldspath plagioclase (30 %), de muscovite (3 %) et de biotite (2 %) ; les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. Le quartz et en petites et moyennes plages localement étirées avec une extinction fortement onduleuse ; le feldspath potassique est en petites et moyennes plages xénomorphes et rarement en plages sub-automorphes parfois maclées ; le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en plages xénomorphes petites et moyennes et plus rarement en grandes plages subautomorphes ; les paillettes de micas sont généralement associées entre elles.

Granite de Pluguffan

 γ^{2A} . **Granite à grain moyen, à muscovite > à biotite**. Le granite de Pluguffan constitue un vaste massif qui prend en écharpe toute la moitié nord de la carte et se poursuit largement tant vers l'Ouest, sur les cartes de Plouay, Rosporden puis Quimper (où il a été défini et daté, Béchennec *et al.*,1999), que vers le Sud-Est, sur la feuille de Baud. Sur son flanc sud, dans la moitié occidentale de la feuille il recoupe tant l'orthogneiss de Nizon que celui de Moëlan et dans la moitié orientale il est en contact (non visible) avec soit un granite anatectique à biotite soit avec le granite Saint-Anne-d'Auray. Sur son flanc nord, il est limité par la branche principale sud du Cisaillement sud-armoricain (CSA) qui est très généralement souligné par une bande d'ultramylonites et par un puissant filon de quartz.

Le granite de Pluguffan affleure peu sur la feuille Lorient où il donne cependant de nombreuses pierres volantes dans les champs. Néanmoins, des affleurements relativement conséquents sont observés en bordure du nouveau tracé de la D113bis et en limite de feuille, à flanc de coteau du ruisseau du Moulin-de-Kerollin.

Le granite de Pluguffan montre une orientation d'autant plus accentuée que l'on progresse vers le nord de l'unité où est atteint le stade d'ultramylonite ; cette orientation se traduit par l'association de plans de schistosité (S1) et de plans de cisaillement (C) qui portent une linéation d'étirement ; cette association (S/C/L) montre des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre. Cependant, en bordure méridionale du massif, les plans (C) sont absents ou peu présents et la linéation est alors portée par les plans (S1). La foliation (S1) est généralement subverticale ou pend de 80° vers le Sud et est orientée au 75-90 ; les plans (C) subverticaux ou fortement pentés, sont orientés au 100-115 et la

linéation d'étirement est subhorizontale ou pend de 5-10° vers l'Est ou vers l'Ouest.

Au sein du granite apparaissent de plus, deux couloirs de déformation, axés WNW-ESE parallèles au CSA. Le premier est très étroit et, individualisé sur la carte voisine de Plouay, il se termine sur la feuille de Lorient au nord de Rédené ; le second, individualisé aussi sur la feuille de Plouay prend, au contraire, de l'ampleur sur la feuille Lorient où sa largeur atteint plusieurs centaine de mètres, avant de se poursuivre au-delà vers l'Est, sur la feuille voisine de Baud. Sur la carte Lorient ces deux couloirs sont soulignées par des d'ultramylonites/ mylonites (Umy).

Le granite de Pluguffan, gris clair à beige, apparaît homogène et isogranulaire avec un grain moyen/fin, bien qu'il comporte, néanmoins, assez fréquemment, de petits porphyroblastes de feldspath ; il est riche en micas avec une prédominance de la muscovite sur la biotite. Ce granite a une texture grenue très généralement orientée, souvent protomylonitique à mylonitique et sa paragénèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath potassique (30 à 34 %), du feldspath plagioclase (22 à 26 %), de la muscovite (4 à 6 %), de la biotite (2 à 3 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites et moyennes plages xénomorphes à extinction onduleuse, fréquemment regroupées en îlots holoquartzeux ; dans les plans (C) le quartz est en protorubans ou rubans, en fonction de l'intensité de la mylonitisation ; le feldspath potassique, du microcline ou de l'orthose est en petites et moyennes plages associées à celles d'albite-oligoclase ; ces deux types de feldspath apparaissent aussi en petits porphyroblastes subautomorphes, parfois zonés dans le cas du plagioclase, et souvent déformés et moulés par les plans (C) ; la muscovite est en petites/moyennes paillettes souvent orientées et déformées, associées à celles de biotite.

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons du granite de Pluguffan provenant des feuilles voisines de Plouay, Rosporden et Quimper (Béchennec *et al.*, 1999, 2001, 2006) montre que le faciès commun de ce granite présente des fortes teneurs en SiO₂ (72,1 %) et en potassium (4,28 %) et qu'il est fortement peralumineux (A/CNK = 1,26) ; il se localise au voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q. Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique de type Guéret (granodiorites et granites peralumineux) (La Roche (de) *et al.*, 1980).

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

Umy. Ultramylonites, mylonites, associées au Cisaillement sudarmoricain (CSA). Les mylonites et ultramylonites associées au Cisaillement sud-armoricain sont disposées sur la carte de Lorient en trois couloirs orientés WNW-ESE dont la largeur varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

Le CSA, sur la feuille Lorient, est confiné dans l'angle NE de la feuille où il suit sur plusieurs kilomètres, la vallée du ruisseau du Moulin-de-Kerollin; néanmoins, cet accident transcurrent majeur se poursuit au-delà, tant vers le Nord-Ouest que vers le Sud-Est, respectivement jusqu'à la Pointe-du-Raz et la région nantaise et il sépare ainsi le Domaine varisque sud-armoricain du Domaine varisque ligéro-sénan. Sur la carte Lorient, il est souligné par des ultramylonites associées à du quartz en filons massifs. Les ultramylonites se présentent comme une roche gris clair subaphanitique, à texture cataclastique ou feuilletée, la matrice fine emballant des clastes résiduels plurimillimétriques blancs. Cette roche fortement laminée présente en lame mince une texture ultramylonitique avec une matrice fine qui emballe des reliques de porphyroclastes de feldspath. Vers le Nord, ces ultramylonites passent au granite d'Ergué-Languidic qui présente lui-même un aspect fortement cataclasé avec des bandes d'ultramylonites aphanitiques ; vers le Sud, elles passent à un faciès mylonitique du granite de Pluguffan dans lequel la texture de la roche est protomylonitique ou mylonitique oeillée avec notamment un étirement du quartz en rubans qui, avec les micas flexueux, moulent des « yeux » de feldspath de taille variable

Les deux autres couloirs mylonitiques associés et parallèles au CSA sont localisés au sein du granite de Pluguffan (*cf.* § granite de Pluguffan). Le plus remarquable d'entre eux passe au Sud de Calan et au Nord d'Inzinzac et il s'étend largement sur les cartes voisines prenant en écharpe tant les cartes de Plouay et de Rosporden vers le Nord-Ouest que la carte de Baud vers le Sud-Est. Ces ultramylonites, dans le principal couloir sont l'objet d'exploitation pour granulats et elles sont de ce fait bien visibles dans des carrières, parfois abandonnées, tout au long de la D113 ; elles sont bien identifiables aussi à flanc de coteau du ruisseau du Moulin-de-Kerollin. Elles se présentent généralement comme des roches gris clair, à grain très fin et débit en plaquettes ou feuillets ; plus rarement, elles sont cataclastiques ; les plans (C) sont sub-verticaux ou fortement pentés vers le Sud (75-80°) et orientés au 95-100 ; la linéation d'étirement est sub-horizontale faiblement pentée (5-8°) vers l'Ouest. La texture de la roche est généralement ultramylonitique avec une matrice aphanitique qui moule des clastes résiduels, de taille variable, de quartz et de feldspath.

SOCLE DU DOMAINE VARISQUE LIGÉRO-SÉNAN

Granite d'Ergué-Languidic

 γ^{2E} . Granite à grain fin/moyen, localement hétérogène avec enclaves en voie d'assimilation. Le socle du Domaine ligéro-sénan est très limité sur la feuille Lorient et confiné à son angle nord-est où il est représenté uniquement par le granite d'Ergué-Languidic. Ce dernier constitue un vaste massif qui se suit depuis la région de Quimper en passant par celles de Rosporden et de Plouay. Il n'affleure que peu sur la feuille Lorient et est limité sur son flanc méridional par les ultramylonites du CSA; en bordure de ce dernier il montre un faciès fortement mylonitique mais cette mylonitisation s'estompe rapidement en direction du Nord; il se présente alors comme un granite à grain fin à moyen, leucocrate, généralement assez peu micacé, d'aspect « semoule », sauf localement où il comporte des schlierens micacés essentiellement biotitiques notamment lorsqu'il emballe des enclaves décimétriques de paragneiss, en voie d'assimilation.

FILONS

 $\frac{1}{7}$? **Filon de leucogranite à grain fin**. Deux filons de granite ont été cartographiés au Sud de Guidel près de Kermabo, où ils recoupent les paragneiss du groupe de Merrien. D'après l'aire de dispersion des pierres volantes qui en sont issues ils sont orientés NNE-SSW. Ils sont très probablement liés au Granite de Ploemeur dont la limite septentrionale est proche. Ce granite a un grain fin à fin-moyen et est à deux micas.

P. Filon de pegmatite. Des pegmatites ont été cartographiées dans l'angle sudest de la feuille sur l'estran des « Roches-de-Magouëro » où elles présentent une extension relativement importante. Ces pegmatites recoupent le granite de Carnac et sont intimement associées à des aplites et des granitoïdes grossiers hétérométriques.

Q. Filon de quartz. Les filons de quartz laiteux d'extension conséquente, sont relativement fréquents sur la feuille de Lorient. Outre le méga-filon associé aux ultramylonites du CSA, plusieurs filons d'extension plurikilométrique et de puissance décamétrique à hectométrique ont été cartographiés. La majeure partie d'entre eux a une orientation NNW-SSE et les autres sont axés NNE-SSW. Les deux les plus remarquables sont situés d'une part dans la région de Cléguer et d'autre part au Nord de Lanester. Ces filons ont été l'objet d'exploitation en carrières, aujourd'hui abandonnées.

FORMATIONS D'ALTÉRATION

Altérites argileuses. Toutes les formations de socle présentes sur la carte Lorient sont altérées. Cependant la majeure partie des profils d'altérations de ces roches, probablement acquis dès l'Éocène voir même au Paléocène, a été érodée et la partie la plus évoluée de ces profils ne subsistent que ponctuellement.

La plus grande extension de ces profils résiduels est observée à l'Ouest de la carte, sur le plateau (à 62-63 m) situé au Nord de Clohars-Carnoët de part et d'autre de la D16. En effet, dans cette zone on note un recouvrement assez uniforme de terre argileuse gris clair, à tendance kaolinique, localement associée à des quartz émoussés plus ou moins rubéfiés. Ce manteau argileux représente très probablement les altérites du substratum sous-jacent, l'orthogneiss de Moëlan, mais on ne dispose pas d'arguments pour déterminer si ce recouvrement est en place ou s'il a été remanié.

Des placages de dimension réduite sont observés aussi à l'Est de Quimperlé et au Nord de Pont-Skorff, toujours sur l'orthogneiss de Moëlan. Enfin les granites de la région d'Hennebont sont eux-aussi localement coiffés par des argiles gris blanc mais dans cette zone on observe, ponctuellement, (grattages) la filiation directe entre ces reliques de profils d'altération et l'arène du granite sous-jacent.

Altérites kaoliniques. Le cas le plus remarquable des argiles d'altération est illustré par les kaolins de Ploemeur dont l'importance a justifié leur exploitation industrielle. Les kaolins de Ploemeur correspondent à des faciès d'altération du leucogranite du même nom. Dans la carrière de Kerbrient, le profil visible comprend de haut en bas, 0,40 m de terre noire, 0,40 m d'argile brun-orange avec parfois de nombreux blocs pluriem de quartz rubéfiés, puis l'arène du granite avec un front de kaolinisation qui dessine un profil très irrégulier, formant des « poches » au sein du granite arénisé, sauf dans l'axe de la carrière où la kaolinisation est presque totale sur une puissance de 15 à 30 m.

Ce même schéma s'observe aussi ainsi dans une ancienne carrière abandonnée au Nord de la D152 près de Kerloës. La coupe montre de haut en bas : 10 à 15 m de kaolin très blanc, puis 10 à 20 m de d'arène sablo-argileuse, la cohésion de la « roche » étant alors assurée par de l'argile blanche qui enveloppe les grains plurimillimétriques principalement de quartz et les micas, les feldspath étant presque complètement hydrolisés. La base du profil n'est pas visible mais on peut supposer qu'elle a elle-même plusieurs dizaines de mètres de puissance avant d'atteindre la roche saine. Le même schéma est aussi observable dans le principal gisement de Kergantic.

Ces puissants profils d'altération ont probablement été favorisés par les effets de l'hydrotermalisme postérieur à la mise en place du granite et dont les témoins sont encore bien visibles sous forme de filons et filonnets de quartz, dans les différentes carrières exploitées. Néanmoins le principal facteur de cette altération est très vraisemblablement climatique : ce type de profils d'altération est caractéristique d'une hydrolyse sous climat tropical humide, tels que ceux qui ont affecté la région au cours du Tertiaire. Enfin on peut noter que les principales occurrences de kaolin semblent alignées sur le tracé de failles ; Il est probable que les rejeux de ces failles aient joué un rôle non négligeable dans leur conservation alors que de part et d'autre ils ont été largement érodés.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES

Le Paléogène de Bretagne est connu depuis longtemps, surtout à partir des travaux de G. Vasseur à la fin du XIX^e siècle.

Les témoins de transgressions marines du Paléogène et du Néogène ont été reconnus dans la partie orientale de la carte. Les galets de calcaire glauconieux de la plage du Polygone à Gâvres ont été attribués par L. Dangeard (1924, 1927) à l'Yprésien. Cette formation a ensuite été identifiée plus au nord entre la baie de Locmalo et le Moulin de Sterbouest sur la rive gauche de l'estuaire du Blavet (Dangeard, 1925, 1927). Des galets de calcaire lutétien avaient été découverts aussi sur la plage de Gâvres par L. Collin (1921). Dangeard qui les avait décrits (1924, 1927) a également trouvé des calcaires à *Nummulites brongniarti* dans une petite carrière, actuellement comblée, aux environs de Kersabiec.

Ces premières données seront complétées par les travaux de R. Abrard (1941a, 1941b). Cependant, les calages fournis sont en général peu fiables car les échelles stratigraphiques et les biozonations correspondantes ont beaucoup évolué depuis.

D'autres affleurements, d'argile et de sables yprésiens, ont, par la suite, été signalés au pied des falaises de sables rouges au Nord de la baie de Locmalo et de la Petite-Mer-de-Gâvres. Les formations éocènes ont été également trouvées en sondage dans la dépression de Kerdurand par S. Durand (1960) qui y a reconnu la succession suivante :

- Plio-quaternaire : sables et graviers ;

– Lutétien : sables et calcaires dolomitiques à Nummulites brongniarti d'Arch.
 Et Haime et N. Globulus Leym ;

– Yprésien : sables verts présentant des lentilles de calcaires très riches en N. Planulatus Lmk, et contenant un niveau lenticulaire d'argile ligniteuse à hystrichosphères, riche en pollens avec des espèces caractéristiques du Tertiaire ancien. L'assemblage palynologique par la suite examiné par Ollivier-Pierre (1980) est caractéristique du Cuisien et comparable à celui reconnu en Angleterre dans les « Lower Bracklesham Beds ». Les sédiments Yprésiens reposent sur le socle granitique altéré : argiles blanches affleurant sur l'estran, entre Locmalo et la Côte Rouge.

Après sa thèse, S. Durand propose en 1964 une intéressante synthèse, qui certes paraît un peu vieillie aujourd'hui, mais fournit cependant, une interprétation bien étayée.

P. Andreieff *et al.* (1968, 1969) ont étudié des dragages et carottages effectués en mer, de l'Ouest au Sud-ouest du Massif armoricain ; une auréole continue de Lutétien supérieur à Bartonien inférieur est mise en évidence tout autour de la Bretagne. Une réactualisation des donnés s'impose également ici car certaines listes de microfossiles fournies paraissent déjà franchement bartoniennes. Le Lutétien - Bartonien est donc bien identifié en mer autour de la Bretagne.

En cas de besoin de révision stratigraphique de ces échantillons, ERADATA possède toutes les lames minces et tris de résidus de lavage de ces campagnes en mer, ainsi que ceux des autres campagnes menées localement par G. Boillot et dont les études ont été effectuées dès 1960 par Y. Le Calvez, puis quelques années plus tard par P. Andreieff.

Depuis, les travaux publiés sur l'Eocène breton sont très rares, limités à quelques reprises plus ou moins erronées de données antérieures.

En 1972, paraît la notice de la carte géologique de Lorient (1^{re} édition, Horrenberger *et al.*) qui reprend pour l'Éocène des données très anciennes déjà largement dépassées à cette époque. L'ouvrage de synthèse de A. Blondeau dans laquelle est reconstituée la migration des nummulites d'Aquitaine jusqu'à la Bretagne est publié la même année.

Dans la notice de la carte 1/50 000 Lorient (1^{re} édition,1972) les attributions biostratigraphiques à l'Yprésien *s.l.* et au Lutétien *s.l.* sont basées sur la détermination de nummulitidés (tabl. 3).

Dans ce tableau, les listes succinctes fournies dans la notice sont intégralement reproduites et interprétées selon les biozonations actuelles. Ainsi, il apparaît après corrections que les deux espèces placées dans l'Yprésien ont bien vécu à l'Yprésien, mais à des périodes différentes, jamais ensemble.

Quant aux dépôts rapportés au Lutétien, ils renferment deux espèces qui ne peuvent pas avoir vécu ensemble et surtout pas au Lutétien.

La biozonation utilisée aujourd'hui, en particulier pour les nummulitidés est celle de J. Serra-Kiel et al. (1998), correspondant à une nomenclature de biozones notées « SBZ » (Shallow Benthic Zone), avec équivalence en biozones de foraminifères planctoniques basée sur la biozonation de W.A. Berggren et al.

Liste des foraminifères de la notice de la carte géologique 1972	Calages de la notice 1972	Calages de foraminifères cités réactualisation 2006
		Yprésien supérieur, Cuisien inférieur Biozone SBZ10
Association á Nummulites planulatus et Assilina granulosa	Yprésien	Assilina granulosa est une forme invalide depuis 1911 = Assilina laxispira
		Yprésien élevé, Cuisien supérieur Biozone SBZ11
Association à Nummulites globulus	Lutétien	Yprésien supérieur, Cuisien inférieur Biozone SBZ8 à 9
Nummulites brongniarti		Bartonien non sommital Biozone SBZ17

Tab. 3 - Interprétation 2006 des données de la carte géologique 1972. La biozonation de Serra-Kiel et al. (1998) notée en « SBZ » est présentée dans le tableau 4

(1995). Pour faciliter cette lecture, le tableau synthétique extrait de la publication de J. Serra-Kiel et al. (1998) est fourni (tabl. 4, hors texte).

Les données systématiques fournies ici étaient périmées à la publication de la carte, puisqu'en 1964, S. Durand propose déjà de bien meilleurs calages. Une des espèces citée dans la notice 1972 est invalide depuis 1911, c'est-à-dire qu'elle a été officiellement supprimée en 1911 !

Les travaux plus récents sur l'Éocène de Bretagne sont très rares et limités à des citations de microfossiles dans des ouvrages micropaléontologiques spécialisés. Les nummulitidés bretons sont à peine évoqués dans le magistral ouvrage de H. Schaub (1981) sur les nummulites.

Les nouveaux sondages (44) menés lors des levers effectués pour la seconde édition de la carte à 1/50 000 Lorient, ont permis de mieux cerner les limites et la stratigraphie des formations marines, par rapport aux épandages fluviatiles. De plus, les études paléontologiques effectuées (Eradata, C. Bourdillon) ont également permis de préciser la chronologie des dépôts.

Éocène

e4. **Yprésien-Cuisien, argiles et sables verts, grès calcaires et calcaires à nummulites.** Les argiles vertes yprésiennes affleurent sur le littoral et elles ont été également observées lors de l'implantation d'un lotissement dans une zone humide au Nord de l'aire de Lenn-er-Groëz à l'Est de Riantec. J. Estéoule-Choux (1970), signalait que les argiles yprésiennes de la région de Port-Louis étaient caractérisés par de l'illite verte et de la montmorillonite.



Figure 23 - Géométrie du bassin éocène de Gâvres-Plouhinec

De plus, plusieurs sondages effectués dans le cadre de ce lever, ont permis de reconnaître l'extension des sédiments yprésiens entre le tombolo de Gâvres et le Blavet. Leur limite orientale correspond à une faille d'orientation NW-SE que l'on suit depuis les « roches de la Vache » jusqu'à la digue du Moulin de Sterbouest. Ainsi, le sondage (SP 2) (X : 178,430 ; Y : 2 313,460) effectué sur le parking situé au Sud du Gerbam, est descendu jusqu'à 44 m (au-dessous du 0 NGF) avant d'atteindre des altérites gneissiques ; par contre les arènes granitiques ont été rencontrées dès -8 m (NGF) sur l'estran au Nord de Kerfaut (SP 1 - X : 178,250 ; Y : 2 315,080). Le substratum a été atteint aussi à -8 m (NGF) au bord du ruisseau de Lenn er Groëz (SR 14 - X : 177,500 ; Y : 2 313,550). Près de la Madeleine (SR 22 - X : 177,400 ; Y : 2 318,800) des arènes granitiques ont trouvées à+1 m (NGF) et l'épaisseur des sables verts sous les sables rouges et les galets se réduit à 1,50 m.

Ainsi, la ligne de sondages réalisée en arrière du cordon de Gâvres, montre un plongement du socle d'Ouest en Est -16 m (NGF) (SG 1 - X : 174,360 ; Y : 2 314,920) ; -30,5 m (SG 2 - X : 176,160 ; Y : 2 314,600) ; -35 m (SP 3 - X : 177,550 ; Y : 2 313,950) ; -44 m (SP 2 - X : 178,430 ; Y : 2 313,460).

Au Nord de la Petite Mer de Gâvres, le granite affleure localement à la base de la falaise de la Côte Rouge, mais au Sud du Vieux Phare (SR 1 - X : 174,700 ; Y : 2 316,200) les formations yprésiennes atteignent 20 m d'épaisseur et les altérites n'ont été atteintes qu'à -24 m (IGN). Vers l'Est le fond du bassin se tient entre -19 et -16 m (NGF) avant de se relever rapidement au pied du versant de Kerfaut. Sur cette ligne de sondage, les formations du Bartonien n'ont pas été reconnues et la nappe alluviale inférieure du paléo-Blavet repose directement sur les argiles et les calcaires du Cuisien. Par contre des sables dolomitiques, attribués au Lutétien par S. Durand (1959), ont été rencontrés au sommet des formations yprésiennes de Kerdurand (SR 13 - X : 175,450 ; Y : 2 317,050). Les niveaux organiques noirs appartenant au Cuisien (Ollivier-Pierre, 1980) ont été souvent vus à la base des formations marines, au sommet des altérites.

Vers le Nord, la ligne de sondages (SR 4, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 6, 7, 5) de la vieille route de Port-Louis jusqu'au Petit Branroc'h, montre une remontée du socle et localement la nappe alluviale supérieure repose directement sur le substrat gneissique.

Au Nord de la pointe de Kervern, des sondages (SL 3), (SL 9) et (SL 10) ont permis de retrouver les sables et les argiles vertes décrits par S. Durand (1960). Ces formations occupent un compartiment encadré au Nord et au Sud, par des failles se raccordant vers le Sud-Est à l'accident de Kerfaut. Ce couloir semble se fermer vers le Nord-Ouest avant d'atteindre la rive droite de l'estuaire, au Sud du port du Rohu (fig. 23). Les échantillons de dalles de grès calcaires rencontrées dans le sondage (SL 3) (X : 176, 400 ; Y : 2 319,700), entre l'anse de Sterbouest et la pointe de Kervern ont été étudiés par C. Bourdillon. Ces grès contiennent des grains de quartz et de feldspath, des paillettes de muscovite, des grains de glauconie et parfois des lithoclastes de micaschistes, emballés dans une matrice carbonatée. Leur biophase comprend quelques forams planctoniques tels *Subbotina inaequispira* (SUBBOTINA), *Acarina primitiva* (FINLAY) caractéristiques des zones P6b et P7, et surtout une riche association de foraminifères benthiques dont *Glabratella diadematoides* (LE CALVEZ), *Sagrina limbata* (TERQUEM) et de grands foraminifères hyalins, en particulier *Nummulites aquitanius*, (BENOIST), *Nummulites planulatus* (LAMARCK) et *Assilina placentula* (DESHAYES).

Les deux échantillons prélevés lors du sondage (SR 4) (X : 175,900 ; Y : 2 318,050) situé à l'extrémité de la vieille route de Port-Louis, près du rondpoint situé au Nord de Locmiquélic, proviennent de sables prélevés de part et d'autre d'une dalle calcaire de 2 m de puissance et traversée au trépan entre 15 et 17 m de profondeur. La microfaune observée comprend uniquement des foraminifères benthiques identiques à ceux du sondage (SL 3) et correspond au Cuisien mais dans ces échantillons elle est remaniée.

Les prélèvements effectués dans les niveaux inférieurs des sondages de Plouhinec, dans la partie orientale du tombolo de Gâvres appartiennent aussi au Cuisien. Ainsi, l'échantillon prélevé dans le sondage (SP 3) (X : 177,550 ; Y : 2 313,950) entre 34,5 et 36,5 m, a livré une lithophase comprenant souvent des grains de quartz et de glauconie et une biophase montrant une accumulation de nummulitidés, *Nummulites planulatus* (LAMARCK) et *Assilina placentula* (DESHAYES), caractéristiques aussi du Cuisien inférieur (biozone SBZ 10). Les autres échantillons sont marqués par une forte dolomitisation qui rend difficile toute détermination.

Sous la dalle de calcaire bartonien du sondage (SP 2) (X : 178,430 ; Y : 2 313,460), les dolosparites préservées entre 31 et 30 m de profondeur n'ont pas fourni de faune autochtone déterminable et les rares microfossiles conservés proviennent d'une série cuisienne remaniée (biozone SBZ 10).

Le Cuisien inférieur de la région de Lorient est très similaire, aussi bien du point de vue des microfaciès que des nummulitidés, à celui d'Aquitaine, en particulier celui des Landes (étude de sondage par ERADATA).

La transgression cuisienne a gagné rapidement toutes les côtes atlantiques avec ces dépôts glauconieux à nummulites et assilines jusqu'en Bretagne. Certaines nummulites migrent jusqu'aux actuelles côtes anglaises et en Belgique (Willems *in* Dupuis *et al.*, 1991). Remarquons que les associations de petits foraminifères benthiques du stratotype de l'Yprésien et celles du Cuisien breton possèdent de nombreuses espèces en commun.

Y. Le Calvez (1970) fournit une étude détaillée du Cuisien du bassin de Paris. Nous trouvons bien sûr diverses différences liées au milieu, mais surtout de grandes similitudes.

Une assez grande homogénéité paraît caractériser ces dépôts de mer peu profonde du Cuisien, depuis l'Aquitaine jusqu'à la Belgique.

e6. **Bartonien : calcaires et sables dolomitiques**. Des affleurements de calcaires blancs coquilliers ont été observés au niveau des basses mers dans la zone démaigrie de la plage de Gâvres, au contact des alluvions anciennes ou des argiles vertes. De plus, de nombreux galets de calcaire ont été découverts aussi sur l'estran de la Petite-Mer-de-Gâvres à l'Ouest du siège du GERBAM.

Le sondage (SP 2) (X : 178,430; Y : 2 313,460), implanté sur le cordon en bordure du littoral a traversé une dalle de calcaire blanc friable sur 8 m d'épaisseur, avant d'atteindre des sables verts à 23 m sous le niveau du sol. La microfaune déterminée (Eradata, C. Bourdillon, 2006) dans un échantillon prélevé à 19,50 m, comprend de nombreux foraminifères benthiques dont *Alveolina elongata* (d'ORBIGNY), *Orbitolites reicheli* (LEHMANN), *Quinqueloculina carinata* (d'ORBIGNY), caractéristique de la biozone SBZ 17 du Bartonien.

Vers l'Ouest le sondage (SG 2) (X : 176,160 ; Y : 2 314,600), a recoupé, sous des formations alluviales, des calcaires blancs. Ces derniers sont altérés en surface (argile brune) et la puissance de la dalle n'excède pas 1,5 m. À l'Ouest de la plage, des calcaires blancs ont été observés aussi, non loin du niveau des basses mers.

Les blocs prélevés sur l'estran de Plouhinec à Kerfaute, à l'Ouest du siège du GERBAM, ainsi que des plaquettes de calcaires provenant de la grève au Nord de Kervern en bordure du Blavet, renferment les mêmes associations de foraminifères benthiques que dans le sondage (SG 2) et proviennent du démantèlement d'une formation qui devait s'étendre à l'origine jusqu'au Blavet.

Bien que très mal conservée à cause de recristallisations en calcite plus ou moins magnésienne ou en dolomie, la microfaune bartonienne de la région de Lorient est très comparable à celles décrite dans le Cotentin ou le Bassin de Paris (Lehmann, 1961; Le Calvez, 1970). Cependant il faut noter que la nummulite *Nummulites brongniarti*, fréquente dans ces dépôts n'a jamais dépassé la Bretagne. La répartition de cette espèce est limitée aux régions péri-

pyrénéennes, aux côtes atlantiques (île de Noirmoutier, Gâvres, en Bretagne et plateau du Four, près du Croisic), aux Alpes suisses, Alpes maritimes et en Italie.

Le Bartonien breton est donc complexe, avec des espèces caractérisant les domaines pyrénéens et alpins et des formes plus ubiquistes.

Conclusions sur l'Éocène

L'échantillonnage de sédiments éocènes stratigraphiquement étalonnés de la région de Lorient peut être divisé en trois principaux ensembles :

des grès calcaires riches en nummulitidés de l'Yprésien supérieur (Cuisien inférieur);

 des dépôts dolomitiques ou dolomitisés d'âge indéterminé, mais remaniant des nummulites yprésiennes;

 des calcaires blancs à jaunâtres, très recristallisés dont la microfaune, souvent très mal préservée, caractérise néanmoins très bien le Bartonien inférieur.

Dans cet échantillonnage aucun sédiment de l'intervalle Cuisien supérieur à Lutétien supérieur n'a été identifié. Est-ce dû à l'échantillonnage ? N'y a-t-il pas eu de dépôt ou bien est-ce le résultat d'une intense érosion ?

Enfin il faut noter que les nummulitidés observés dans la région de Lorient sont tous issus du « domaine aquitain ». Au Cuisien, ils ont migré et ont colonisé tout le « domaine atlantique », des actuelles côtes britanniques jusqu'à la Belgique, tandis qu'au Bartonien, ils n'ont pas dépassé les côtes du Sud de la Bretagne.

Néogène

P. **Pliocène et Gélasien, sables et galets**. Les faunes marines pliocènes sont présentes en Bretagne en particulier dans les dépôts redoniens de la vallée de la Vilaine. Les corrélations des assemblages faunistiques du Redonien montrent des faciès chauds correspondant vraisemblablement au Miocène supérieur et des faciès plus ou moins froids, attribués au Pliocène et au Gélasien.

Le Zancléen (Pliocène inférieur) a été identifié à la base des sables rouges de Missillac (détermination Eradata, C. Bourdillon) et des formations marines du Pléistocène inférieur sont connues aussi à Saint-Jean-la-Poterie.

En Rade de Brest, des formations estuariennes sont également attribuées au Zancléen et au Gélasien (carte à 1/50 000 Landerneau, Darboux *et al.*, 2010).

En Bretagne centrale entre les bassins versants de l'Oust et du Blavet, les dépôts remblayant la vallée fossile de Saint-Fiacre datés par résonnance

paramagnétique de spin (ESR), ont fourni des âges couvrant le Miocène supérieur, le Pliocène et le Gélasien. Ces formations de sables rouges correspondent à des écoulements fluviatiles ou à des milieux estuarien d'âge allant du Tortonien (Miocène supérieur) à la fin du Pliocène, et il s'avère que les réseaux anciens de Bretagne centrale étaient drainés vers l'Ouest (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998).

Le complexe transgressif piacenzien (plaisancien) a pu s'élever jusqu'à 110 m dans le bassin versant de ce paléo-Blavet. Il correspond vers l'Ouest, à quelques dépôts de sables et des galets, perchés au-dessus des talwegs actuels, au Nord de Baud et à l'Ouest de Languidic (cartes Baud et Bubry). Quelques témoins de stationnements marins sont également connus de part et d'autre des Landes de Lanvaux. Au Sud du CSA (Cisaillement sud-armoricain) et d'Hennebont où les nappes alluviales se sont étalées, des formations d'argiles et de sables marins azoïques, pour lesquelles on ne dispose pas de datations ESR, sont connues. Les corrélations avec les chronologies établies sur d'autres sites restent donc hypothétiques. La nappe alluviale inférieure pourrait être comparée à la base des alluvions de la Vilaine au Nord de la falaise de la Mine d'Or qui a fourni une date ESR de $6,7 \pm 0,7$ Ma (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Dans ce cas la formation marine située à la base de la nappe supérieure, à l'Est du Petit Branroc'h, pourrait appartenir au Pliocène.

La position chronostratigraphique des argiles de Talhouët n'a pu être contrôlée et les marnes à *Ostrea edulis* localisée par C. Barrois (1885) en amont du seuil rocheux des Forges de Lochrist n'ont pas été retrouvées. Ces dernières pourraient constituer un témoin de la dernière transgression du Tertiaire supérieur, telle que reconnue dans la vallée de la Vilaine à Saint-Jean-la-Poterie, ainsi que dans l'estuaire de l'Élorn et sur le plateau du Trégor jusqu'à 60 m d'altitude. Dans ce cas, les sables marins résiduels sur le plateau au Nord de Plouhinec et à l'Ouest du Blavet pourraient appartenir, en partie, au Gélasien.

DÉPÔTS MARINS LITTORAUX

Pléistocène

Sur la côte sud de la Bretagne des transgressions marines correspondant aux phases tempérées du Pléistocène ont déposé des sables et des galets, au niveau des mers actuelles et jusqu'à 20 à 25 au-dessus (cartes Quimper et Concarneau). Certaines plages de bas-niveau au voisinage des hautes mers peuvent être attribuées à l'Éémien, mais la présence d'industries du Paléolithique ancien, ainsi que les datations électroniques (ESR) ont montré que ces dépôts pouvaient être bien plus anciens : sites du Paléolithique ancien de Saint-Colomban et de Ménez-Drégan. Il apparaît également que les lignes de rivage pléistocènes sont déformées, aussi le littoral éémien peut se trouver localement au-dessous du niveau des hautes mers actuelles, en particulier dans les zones où la comparaison des nivellements topographiques depuis le XIX^e siècle, montre une tendance à la subsidence (golfe du Morbihan).

À l'Est de Lorient, les transgressions marines ont décapé la surface des terrasses et des cônes alluviaux et en l'absence de coupes ou de marqueurs stratigraphiques dans les sondages, il n'est pas toujours possible de préciser les limites cartographiques des cordons anciens (Hallégouët, 1990). À défaut de datations, des incertitudes subsistent aussi sur l'extension des dépôts littoraux pléistocènes par rapport aux sables marins attribués au Pliocène, au Nord de Plouhinec.

Mv. Formations marines littorales s'élevant jusqu'à 25 m d'altitude.

Des placages de sables et galets marins ont été observés au sommet de la paléofalaise de Kerven où ils reposent sur des formations alluviales. Ils semblent correspondre à un cordon littoral très étalé qui a été tronçonné par les cours d'eau rejoignant la Petite-Mer-de-Gâvres. Ces placages qui occupent aussi la butte située au Sud du rond-point à l'Est de Locmiquélic, étaient autrefois bien exposés dans l'ancienne carrière de Kerderff (Guilcher, 1948 et Durand, 1960). Les sables, associés à des lits de galets de quartz bien émoussés, reposent vers 10 m (NGF) sur une nappe alluviale (sondage SR4) et ils ont été observés aussi plus au Nord, en direction de Kervennic où les excavations ouvertes pour la construction d'une station d'épuration ont permis de les examiner sur plus de 5 m d'épaisseur.

Vers l'Est, la plate-forme de Plouhinec est recouverte de sables rouges reposant sur des arènes rubéfiées. Ces dépôts semblent correspondre à deux accumulations parallèles orientées vers le goulet de sortie de la ria d'Etel. La crête sud, autrefois exploitée dans les carrières de Kérouzine, est marquée dans le paysage par une ligne de relief s'étirant entre la Petite-Mer-de-Gâvres et le goulet de l'Etel. Elle détournait la rivière vers l'Est et des dépôts discontinus permettent de suivre le tracé du cordon littoral, jusqu'à l'entrée de l'isthme de Quiberon. Le cordon septentrional plus ancien est tronçonné par le réseau hydrographique et il est largement étalé à l'Est du bourg de Plouhinec. Ces flèches littorales ont été alimentées par l'érosion d'un ancien cône alluvial du Blavet et elles remanient vraisemblablement une couverture de sables pliocènes encore localement présente, plus au Nord, sur la plateforme de Plouhinec.

Ces formations fossilisent une topographie assez accidentée et les sondages montrent des épaisseurs atteignant parfois 11, 50 m à l'approche de la rivière d'Etel, sur la feuille voisine d'Auray.

Mw. Levée littorale à la base d'une paléo-falaise. À l'Est du Blavet, une ligne de rivage entaillant des formations alluviales et marines plus anciennes, a

été identifiée au Nord de Riantec et de Port-Louis entre Saint-Léon et Locmiquélic, à 10-15 m d'altitude (Guilcher, 1948). Les dépôts situés au pied de la butte de Kerven et ceux de La Madeleine ont été étudiés par S. Durand (1960). On les suit moins bien au Nord de la cuvette de Kerdurand où ils semblent différents des formations sableuses observées dans la partie supérieure des sondages. Les grains de quartz de Kerven et de La Madeleine montrent une usure importante ainsi que des traces d'éolisation. Ces dépôts ont été exposés suite à la dynamique périglaciaire qui a redressé les galets et déterminé la formation de coins de glace et de poches de cryoturbation.

Mx. Galets marins dispersés sur les plates-formes littorales. Aux environs du « golfe » de Saint-Jude (au Sud de Fort-Bloqué), s'observe localement, dans les sols sur la plate-forme littorale entre 15 et 20 m d'altitude, une formation résiduelle à galets de quartz bien émoussés. Elle intègre des éléments de la formation pliocène située au Nord des carrières de kaolin, mais son extension dans cette direction n'a pu être précisée en raison de la présence des terrils. Les poches de galets échancrant le sommet des fronts de taille dans les arènes kaoliniques à l'Ouest de Kerguen, vers 15 m d'altitude, jalonnent, probablement, une ancienne ligne de rivage marquée, entre Le Courégan et Ploemeur, par une rupture de pente dans la topographie.

My. **Plages anciennes de bas-niveau s'appuyant aux falaises littorales**. À l'Ouest de l'embouchure du Blavet, elles s'étagent entre le niveau des hautes mers et 5 à 8 m au-dessus. Sur le littoral de Clohars-Carnoët, C. Barrois (1885), puis A. Guilcher (1948), ont décrit plusieurs plages soulevées occupant d'anciennes grottes ou des replats entaillant les falaises, en particulier à Kervélan et au Pouldu, et ce vers 5 à 6 m au-dessus de l'estran actuel. À l'Est de la Laïta, ces formations sont présentent aussi, au sommet des falaises, entre le Sémaphore de Guidel et la plage de Fort-Bloqué. Elles sont formées de sables et de galets de quartz et intègrent des blocs émoussés provenant des filons voisins du microgranite du Pouldu qui recoupent les micaschistes.

Une autre plage ancienne est identifiée aussi, au niveau de l'estran, à l'Est de l'exutoire de l'étang de Lannénec.

Plus au Sud, en direction de la pointe du Talut, des galets fortement éolisés, comparables aux dépôts de la falaise de Quiberon à l'Est de l'isthme de Penthièvre, ont été observées dans des poches entaillant la plateforme d'érosion qui nivèle le sommet de la falaise.

Au Nord de la baie de Locmalo et de la Petite-Mer-de-Gâvres, une couche de galets lavés est visible au-dessus des sables rouges et des galets fluviatiles, lorsque la falaise s'abaisse. Cette formation ne s'élève pas à plus de 1 m audessus des hautes mers et elle est coifée à sa partie supérieure par des limons périglaciaires ou directement par le sol post-glaciaire. Les sables reconnus en pied du versant au fond de l'étang de Kerzine semblent également d'âge éémien. D'autres niveaux de galets marins apparaissent aussi sur l'île Saint-Léon, mais ils ne constituent pas un niveau bien défini par rapport aux placages de galets, sans doute marins, coiffant les alluvions de la presqu'île de Kerner.

Holocène

Terrains non affleurants

La transgression flandrienne a envahi les vallées et déposé des sables, des silts et des vases qui ont fossilisé le lit des rivières et la topographie tardi-glaciaire. Ainsi, les particules transportées par les courants marins ont créé un prisme sédimentaire pouvant atteindre 20 m de puissance dans la partie orientale de la Petite-Mer-de-Gâvres, entre le platier granitique de la Vache et l'épave émergeant à basse mer devant le tombolo de Gâvres.

Le sondage (SP 3) a traversé sous les sables du cordon, des sables fins vaseux reposant sur des sables coquilliers jusqu'à 10 m de profondeur. Au-dessous, des sédiments plus fins admettent des niveaux de coquilles et de galets qui, probablement, correspondent à des chenaux parcourant une anse à l'abri d'un cordon littoral. À partir de 16,50 m, les dépôts sont des vases grises organiques contenant parfois des débris coquilliers. Vers 20,75 m, ces dernières reposent sur un niveau tourbeux à la base duquel, à partir de 21 m, les sables verts à nummulites ont été atteints.

Le sondage (SP 2) implanté près du parking au Sud du siège du GERBAM, a recoupé, sous le cordon littoral, une séquence comparable avec des sables fins vaseux, puis des sables coquilliers reposant, à partir de 8,60 m, sur des vases argileuses à rares niveaux de sables vaseux coquilliers. À partir de 10 m apparaissent des sables gris à rares galets de calcaire et de quartz, auxquels succèdent, vers 14 m, un niveau argileux brun qui correspond à la décarbonatation de bancs de calcaires éocènes recoupés à partir de 16 m de profondeur.

Plus vers l'Ouest, le sondage (SG 2) à la limite de la zone pyrotechnique, a atteint des formations alluviales à galets de quartz à 6 m de profondeur. À l'autre extrémité de la zone pyrotechnique en (SG 1) les alluvions anciennes du Blavet ont été rencontrées directement sous le cordon littoral dès 4 m de profondeur. Enfin, à proximité de l'îlot de Gâvres, la couverture sédimentaire holocène est réduite et l'estran, amaigri au Sud des Roches de Daniel, montre de larges affleurements de galets fluviatiles, ainsi que des argiles tertiaires.

Dans l'estuaire du Blavet, les études de sismique réflexion par petit fond (Delanoë et al., 1968) ont permis d'identifier un paléo-lit sous le chenal actuel

entre le Pont-du-Bonhomme et la citadelle de Port-Louis. Il se situe à l'Ouest de l'île Saint-Michel et les études des Ponts & Chaussées ont rencontré sous les vases récentes, des graviers et des vases comblant un lit pré-flandrien. L'épaisseur des vases holocènes est souvent importante (10 à 13 m) de part et d'autre des chenaux de navigation dont la profondeur est maintenue par des dragages réguliers (Grovel, 1970).

Formations anthropisées

MzP. **Sols de polder : vases et sables pédogénisés**. Au Sud de Guidel, la basse vallée du Loc'h est restée en communication avec l'océan jusqu'en 1884. Elle est maintenant isolée de la mer par un ouvrage s'opposant à l'invasion des eaux marines et un canal permet aux eaux continentales de rejoindre l'estran. Cette prise agricole a été drainée et des sols hydromorphes se sont développés sur les sédiments marins en arrière du cordon dunaire.

Au Sud de la baie de Locmalo, les marais salants de Kersabu, à l'abri du tombolo de Gâvres, ont été en partie remblayés par la Marine Nationale (zone pyrotechnique).

Formations d'estran

MzV. **Vases et dépôts argilo-sableux des estuaires et des anses**. Dans la Rade de Lorient et en amont, la sédimentation est presque totalement vaseuse, à l'exception du chenal parfois encombré de bancs sableux : bancs de Beg ar Men, de Saint-Gwénael, du Hingair.

Les vases des slikkes et des schorres sont formées de minéraux de petite dimension, de matière organique, de petits organismes et elles admettent parfois de débris coquilliers (huîtres, scrobiculaires). La fraction minérale type des vases de l'estuaire comprend : quartz (43,7%), anorthite (11,2%), muscovite (11,2%), albite (9,3%), orthose (5,6%), biotite (4,9%), ilménite (1,2%), glaucophane (0,9%), illite (4%), kaolinite (3,6%), et oxydes de fer plus ou moins hydratés (4,3%). Parmi les minéraux lourds les mieux représentés sont les minéraux de métamorphisme. Les minéraux des argiles n'atteignent pas 10% du total (Grovel, 1970). Le glaucophane présent dans les schistes bleus de Groix a été considéré comme un marqueur d'apports sédimentaires marins.

Les carottages menés en travers de l'estuaire en aval du Pont-du-Bonhomme mettent en évidence des traces de vie représentées par des coquilles de *Scrobicularia* et de *Cardium*. Des feuilles et des restes de plantes sont également inclus dans la vase. D'autres carottages réalisés sur les slikkes vaseuses vers l'aval, montrent une extrême complexité des séries sédimentaires, surtout lorsque les lits coquilliers sont nombreux. La sédimentation très récente apparaît comme la plus riche en particules fines inférieures à 15 microns.

Les sédiments vaseux occupent également l'estuaire du Scorff, en particulier les rives convexes des méandres. Les banquettes vaseuses sont moins développées dans la ria encaissée de la Laïta et vers l'amont, le schorre du Guern se caractérise par une occupation arbustive en raison de la faible salinité des eaux repoussées par la marée dynamique.

Mz. Sables d'estrans. L'embouchure du Blavet sépare deux types de plages :

- à l'Est s'étend une grande plage, entre Gâvres à la rivière d'Etel, avec des sables de teinte plus ou moins beige, en raison de la présence d'une patine rouille et d'une imprégnation des grains de quartz par l'oxyde de fer;

- à l'Ouest, les plages alternent avec les pointes rocheuses, les sables sont blancs, et les grains qui dérivent souvent du remaniement d'arènes plus ou moins kaolinisées par les vagues, sont moins émoussés. Ils sont soumis à une dérive littorale orientée vers l'Est, dérive qui se traduit par un appauvrissement progressif en micas et en feldspaths et par le dépôt d'éléments des plus en plus fin et quartzeux sur un matériel plus grossier (Grovel, 1968).

Les sables de l'Ouest ne se retrouvent pas au-delà de l'embouchure du Blavet. Cette discontinuité est attribuable aux courants violents qui parcourent la « fosse » de la citadelle de Port-Louis. Cet « épi hydraulique » s'oppose au transit des sables d'une rive à l'autre, contrairement à l'embouchure de l'Etel moins creusée que celle du Blavet.

La pointe de Gâvres constitue le départ d'une autre dérive sédimentaire qui se poursuit jusqu'à Quiberon. Ces sables sont pauvres en quartz non usés et en feldspaths. Le classement des sédiments est constant, en particulier les sables fins supérieurs mieux triés que les sables grossiers sous-jacents. L'analyse granulométrique montre parfois des courbes bimodales lorsque les sédiments ont été brassés par les tempêtes. Les médianes granulométriques enregistrées sur les profils de plage sont variables selon la saison et la clinométrie. À l'extrémité occidentale du tombolo de Gâvres, le grain moyen de la plage se situe entre 0,125 et 0,50 mm, à l'exception d'une bande plus grossière apparaissant parfois à 40 m de la ligne de rivage. À l'Est de la grande plage, l'agitation est plus forte en raison de la présence d'affleurements rocheux. En haut d'estran, les sables sont grossiers (1,26 à 2 mm en hiver), mais en bas d'estran ils sont comparables à ceux de Gâvres. Pendant la belle saison, la granulométrie s'affine, mais une bande plus grossière (0,8 à 1,25 mm) subsiste, 60 m en avant de rivage dunaire. À Gâvres, Les teneurs en carbonates sont inférieures à 20 %, mais sur la plage du Magouéro elles peuvent s'élever à 30 % (Labiste, 1997). Au Nord de Gâvres, les sables occupant la baie de Locmalo forment parfois un liseré sur le haut de l'estran à l'Est de Kersabu. On y remarque des placers à grenats, correspondant sans doute à des ruptures anciennes du tombolo de Gâvres (apports sédimentaires depuis la dorsale de l'île de Groix).

À Guidel-Plages, le sens de la dérive s'inverse et les sables constituent une flèche comblant l'ancienne vallée de la Laïta (Milon, 1937 sondages BRGM 2012). Les sables entraînés dans l'estuaire par le courant de flot s'accumulent en rive gauche et comblent l'anse du Bas-Pouldu. Dans le chenal en amont des bancs de sable peu envasés migrent et se déplacent de façon aléatoire en fonction des courants de flot et des chasses occasionnées par les crues de la Laïta.

En direction de la pointe du Talut, les plages du Loc'h et de Fort Bloqué sont installées en travers de vallées et l'accumulation des sables entrave l'écoulement des eaux continentales. Sur la plage de Fort-Bloqué les variations granulométriques sont importantes ; le grain s'affine vers le bas de plage en fonction des variations du profil de l'estran et les galets sous-jacents apparaissent périodiquement. Les plages de poche, au pied des falaises, présentent une granulométrie plus grossière avec des variations importantes dans le temps en fonction de l'agitation et des cœfficients de marée. Les teneurs en carbonates dans le secteur sont assez semblables (20 à 50 %), mais elles montrent de fortes variations dans le temps.

Plus au Sud, la plage de Saint-Jude – Kerham est constituée par le rejet de sables kaoliniques provenant des carrières exploitées par la Société des Kaolins d'Arvor. La ligne de rivage a progressé et les sables grossiers se sont avancés vers le Nord à partir du point de déversement. Sur la commune de Larmor-Plage, la plage de Kerguélen correspond à des sables moyens reposant sur un platier rocheux ou des bancs tourbeux.

Mzg. **Cordon littoral - grève de galets**. À l'Est du Blavet, l'érosion des nappes alluviales alimente en sables et galets les grèves en bordure des slikkes vaseuses : Saint-Sterlin, Le Loc'h. On observe aussi sur les rives de la baie de Locmalo et de la Petite-Mer-de-Gâvres, de petites flèches littorales. Sur la face sud du tombolo de Gâvres, le haut de l'estran à la base du cordon dunaire et des murs de protection, correspond souvent à des galets parfois disposés en croissants après les tempêtes. Ils se caractérisent par une grande diversité géologique. Le quartz, le « Grès armoricain », les granites et les grès carbonatés fossilifères sont fournis par des affleurements sous-marins (bassin éocène de Plouhinec-Gâvres), tandis que les micaschistes à minéraux sont originaires de la dorsale de Groix. Quelques silex sont également présents et semblent avoir été apportés par les transgressions marines depuis les affleurements sous-marins situés à l'Ouest des côtes finistériennes.

FORMATIONS ÉOLIENNES HOLOCÈNES

Dz. Dunes bordières et champs dunaires. Les dunes littorales sont bien développées sur le linéaire côtier de la carte Lorient. Elles sont formées de quartz et de minéraux en grain, d'origines diverses, arrachés aux plages par la déflation éolienne. Elles constituent des bourrelets en arrière de la ligne de rivage et envahissent parfois l'arrière-pays sur des distances importantes. Leur développement, à l'Est du Blavet, a été favorisé par la présence de stocks sédimentaires importants sur une plate-forme largement découverte en période de régression marine. Cependant, aucune dune continentale transgressive du Weichsélien n'a été identifiée ici et les apports éoliens sont liés essentiellement à la transgression post-glaciaire.

Les dépôts s'étalant sur la plate-forme continentale ont été triées par les vagues et de grandes flèches littorales s'appuyant aux reliefs de l'échine prélittorale se sont édifiées. En quelques milliers d'années entre Groix et Belle-Ile, un gigantesque tapis roulant a apporté une énorme quantité de sédiments sur le littoral morbihannais et permis la régularisation du trait de côte entre Gâvres et Quiberon (Hallégouët *et al.*, 2002).

L'arc dunaire s'appuyant sur les roches du Magouero isole du côté ouest, des étangs qui s'ouvrent sur la Petite-Mer-de-Gâvres et la baie de Locmalo, à l'entrée de l'estuaire du Blavet.

Entre le Blavet et la Laïta les cordons dunaires barrent de petites dépressions sub-littorales en arrière des plages de Kerguélen, de Fort-Bloqué et du Loc'h. La flèche de Guidel, à l'entrée de la Laïta, est également dunifiée, mais les courants de marée maintiennent un chenal en bordure de la rive droite de l'estuaire. Entre Guidel et Fort-Bloqué, une partie du front dunaire est perché au sommet d'une falaise taillée dans les micaschistes et les formations pléistocènes mais actuellement il n'est plus alimenté. Des dunes mortes occupent également le sommet des falaises du Pouldu à l'Ouest de la Laïta et couvrent la pointe de Gâvres.

Les dunes à l'Est de la Petite-Mer-de-Gâvres sont fixées et montrent une crête interne correspondant à une ancienne ligne de rivage festonnée (Hallégouët *et al.*, 2002). Les exploitations anciennes de sable permettent d'observer entre les deux crêtes des coquilles marines et des graviers. Les sables éoliens sont fins et les grains éoliens montrent souvent une imprégnation par le fer, comme les quartz des estrans. Ces formations sont carbonatées et dans les dunes internes, les débris coquilliers correspondent souvent à des gastéropodes terrestres. Les teneurs en carbonates sont variables selon les points de prélèvement : 20 à 40 %.

DÉPÔTS LACUSTRES HOLOCÈNES

Lz. Formations lacustres. L'étang de Lannénec au Nord de Fort-Bloqué occupe une dépression qui a communiqué plusieurs fois avec la mer, mais depuis 1 500 ans, elle est restée fermée par le cordon dunaire. Les sédiments, au

fond de ce marais littoral, correspondent à une succession de formations marines et lacustres qui se sont accumulées depuis 5 600 ans ; cependant, leur puissance n'excède pas 5,5 m.

Les dépressions en arrière des dunes de Plouhinec, en particulier au Sud des étangs de Kervran et de Kerzine, sont occupées aussi par des sédiments lacustres avec des niveaux organiques alternant avec des sables. De même, le fond des dépressions humides de Magouéro, montre aussi la présence de sables organiques, qui, parfois, affleurent sur l'estran.

T. **Tourbes d'estran (notations ponctuelles)**. Des bancs de tourbe affleurent sur l'estran de Kerguélen-Plage, en raison du recul du cordon dunaire. Ces tourbes se sont formées dans la dépression arrière-dune, alors occupée par un marais pendant le Subatlantique. Les affleurements tourbeux signalés près des roches au pied de la falaise dunaire dans le secteur du Magouéro, ont pu être épisodiquement observés au moment des levers.

DÉPÔT FLUVIATILES

Tertiaire

La vallée mio-pliocène reconnue entre les bassins versants de l'Oust et du Blavet (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) devait se poursuivre vers Hennebont en direction du bassin tectonique s'ouvrant entre Groix et Quiberon. Le cours d'eau correspondant a étalé ses alluvions entre Lorient et Plouhinec. Ces dernières s'étendent largement au-delà des limites du graben paléogène et les formations marines associées ont permis de reconnaître deux nappes alluviales entre le tombolo de Gâvres et le Pont-du-Bonhomme.

Fv. **Alluvions des très hautes terrasses : sables rouges et galets**. Elle est exposée dans les falaises en bordure de la Petite-Mer-de-Gâvres et de la baie de Locmalo : couches de sables rouges et de galets présentant des litages obliques et entrecroisés. Ces alluvions reposent sur les argiles et les sables verts du bassin éocène. Les sondages à l'Est de la « Côte Rouge » ont montré une épaisseur maximale de 9 m, à l'Est de la pointe des Salles et de l'île Kerner. Dans la partie occidentale du tombolo de Gâvres, elle atteint 4 m, mais son épaisseur se réduit à 1 m dans la partie médiane du cordon. Vers l'Est, elle disparaît mais reste visible dans le versant de Kerfaute au Nord de la vallée holocène reconnue dans le sondage (SP 3).

À l'Est de Port-Louis, le long de l'ancienne voie ferrée, la nappe alluviale à galets est associée à des couches d'argiles et de sables, au voisinage de la faille limitant à l'Ouest le bassin éocène. La puissance de la nappe alluviale est moins

importante sur le compartiment soulevé, entre Port-Louis et Locmiquélic. Latéralement, elle s'étend aussi à l'Ouest du Blavet entre le Ter et Kernével.

La partie supérieure des sondages menés dans la dépression de Kerdurand montre des lithologies variables (Durand, 1960). La nappe de galets au-dessus des formations éocènes est en général mal représentée et vers le Nord elle semble avoir été érodée. L'âge de la partie sommitale généralement sableuse ou argileuse, n'est pas établi. Stratigraphiquement ils peuvent s'intercaler entre la nappe inférieure et la nappe supérieure ou bien correspondre à une formation marine (Mw) s'appuyant à une ancienne falaise reconnue entre Kerven et Locmiquélic.

Fw. **Alluvions des hautes terrasses : galets, cailloutis, blocs**. Les sondages réalisés entre Talhouët et Branroc'h ont traversé une nappe alluviale grossière mais sans blocs glaciels démesurés. Elle intègre cependant des plaquettes de « Grès armoricain », peu émoussées, provenant probablement de la forêt de Quénéquan (région de Mur-de-Bretagne) et les sondages ont montré parfois à sa base de gros galets. Les granites sont plus altérés que ceux de la terrasse moyenne et vers l'Est, au pied de la ligne de relief souligné par le filon de quartz de Branroc'h, elle s'appuie sur une formation marine à argiles et sables fins, emballant des galets et des granules de quartz ovoïdes. Sa puissance, entre le parc résidentiel du Petit Branroc'h et le sondage (SR 4) à l'Est de Locmiquélic n'excède pas 6 m. Dans cette direction, la ligne de sondages de la vielle route de Port-Louis a révélé sous les alluvions, la présence de formations marines éocènes remaniées ou d'arènes gneissiques.

Les sondages de la dépression de Kerdurand ont montré des formations moins grossières et vers l'Est, sur le glacis s'abaissant jusqu'aux rivages de Riantec, la nappe alluviale supérieure semble avoir été érodée : falaise morte entre Kerven et Locmiquélic.

Sur la rive ouest du Blavet, la majeure partie des dépôts grossiers du replat du Rohu peut être rapporté à la nappe supérieure. On peut également lui attribuer les galets du méandre du Resto en amont du Pont-du-Bonhomme.

Quaternaire

Les dépôts fluviatiles quaternaires correspondent aux sédiments transportés par les eaux courantes. Ils occupent les talwegs ou forment des terrasses de part et d'autre du lit alluvial actuel. Les formations alluviales du Scorff et de la Laïta se sont mises en place durant le Pléistocène en fonction des cycles glaciaires et de mouvements verticaux qui ont engendré une reprise d'érosion des talwegs. De part et d'autre de l'estuaire du Blavet les terrasses pléistocènes sont plus anciennes et sont encaissées dans un cône alluvial correspondant à un fleuve dont le bassin versant était plus étendu.

Fx. Alluvions des moyennes terrasses : blocs glaciels. Des alluvions à blocs glaciels de « Grès armoricain » sont exposées dans la falaise de la pointe de Gâvres. Elles correspondent avec le dépôt de Larmor-Plage, aux derniers témoins des terrasses moyennes du Blavet. En amont de Port-Louis, elles sont encaissées dans des nappes alluviales plus anciennes comme le montre l'observation des dépôts sur la rive gauche de l'estuaire, en particulier au sud du Pont-du-Bonhomme entre Talhouët et Saint-Sterlin. Les blocs glaciels de « Grès armoricain » et de granite, visibles sur l'estran, proviennent du démantèlement d'une formation alluviale grossière ravinant des dépôts plus altérés montrant une succession de niveaux de galets, de sables et des poches d'argiles. Ces dernières, exploitées pour la fabrication de poteries, ont été observées par C. Barrois (1885), et S. Durand (1960) les a attribuées à la dernière transgression du Tertiaire. Les fronts de taille de la carrière de Talhouët montraient un contact irrégulier entre les formations supérieures et les dépôts inférieurs. On y observait aussi une déformation importante des couches par effet de charge.

La terrasse moyenne est signalée aussi à Lochrist par A. Guilcher (1948), qui s'étonnait du volume des galets transportés par le Blavet. Plus en amont, sur la carte Bubry, elle peut être mieux suivie, en particulier au-dessus des rives convexes des méandres.

Fy. Alluvions des basses terrasses : galets emballés dans sables graveleux ou argiles. Les nappes alluviales de la dernière période glaciaire montrent des galets plus émoussés, emballés dans des sables graveleux ou noyés dans une matrice argilo-limoneuse. Elles englobent parfois aussi des blocs démesurés, correspondant aux débâcles estivales. Les apports de versant étaient alors lavés et triés par les eaux des chenaux divagants au fond des vallées principales.

Ces formations ont été observées en détail lors des travaux de fondation de la pile ouest du pont routier franchissant la Laïta en aval de Quimperlé. Les couches sont disposées horizontalement avec quelques niveaux sableux alternant avec des couches de galets. Les galets de granites sont dominants, avec quelques blocs dépassant le m³. L'émoussé des galets de quartz traduit une évolution essentiellement fluviatile. Le sommet de la formation a été tronqué par des coulées de gélifluxion et son épaisseur totale pourrait atteindre une dizaine de mètres.

Dans la partie avale de la vallée du Scorff, les terrasses alluviales sont rares et les replats identifiés dans l'estuaire par A. Guilcher (1948), ne montrent pas de dépôts significatifs. Une basse terrasse a toutefois été reconnue au sud de la confluence de Tronchâteau, près de l'ancienne voie ferrée.

Les alluvions des basses terrasses du Blavet sont visibles sur la feuille Bubry, mais vers l'aval, en raison de l'encaissement de la vallée, elles disparaissent (affleurement du fond rocheux au sud des Forges de Lochrist). Cependant, dans l'estuaire, au-delà de cette rupture de pente, le lit weichsélien a été reconnu sous les formations flandriennes et les sondages des Ponts et Chaussées, ont rencontré 7 à 8 m de galets, sous les vases flandriennes. La cote du substratum s'abaisse après la confluence du Scorff et elle est le plus souvent supérieure à 20 m par rapport au zéro hydrographique (Grovel, 1970). À la citadelle de Port-Louis, l'ancien lit est à -26 m et à la sortie des passes, à l'Ouest de Gâvres, deux basses terrasses sont identifiables (Menier, 2004).

Fz. Alluvions récentes et actuelles : limons, sables, graviers. Les alluvions post-glaciaires correspondent au remaniement des formations de versant au fond des vallées, après le rétablissement de l'écoulement normal en période tempérée. Il s'agit de dépôts hétérogènes, avec des limons gris-verdâtre, des sables, des graviers parfois micacés. Ils admettent parfois des lits de cailloux émoussés correspondant aux lits fluviatiles mineurs. Dans les têtes de vallons ces formations passent progressivement à des colluvions et elles montrent parfois des intercalations de niveaux organiques. Dans les vallées secondaires leur épaisseur est inférieure au mètre sauf en amont de barrages de moulins qui ont entravé les écoulements.

F-C. Alluvions récentes et actuelles et colluvions des fonds de vallons. Dans les têtes de vallons ces formations alluviales passent progressivement à des colluvions et elles montrent parfois des intercalations de niveaux organiques.

DÉPÔTS DE VERSANTS

C-S. Dépôts de versants plus ou moins soliflués. Il s'agit de dépôts silteux englobant des graviers et localement des cailloux et des blocs. Ils passent longitudinalement à des alluvions, en fonction du régime et de l'encaissement des ruisseaux. ils ont été alimentées par le lavage des altérites et par le transit des particules fines associées aux heads périglaciaires couvrant les versants. Le décapage de couvertures limoneuses nourries par voie éolienne a pu également contribuer au comblement des cuvettes accidentant les plateaux. De plus, depuis le Néolithique les sols agricols soumis au ruissellement, alimentent des niveaux de limons humifères épais en bas de versant. Ces formations hétérométriques sont communément désignées par le terme de head dans le Massif armoricain (De la Bèche, 1839). Elles représentent un héritage des climats périglaciaires qui ont régné pendant de longues périodes sur le Massif armoricain. Ces dépôts sont moins abondants que sur les côtes de la Manche et sur les plateaux littoraux au Sud de la Bretagne où le froid était moins intense, ils laissent place à une pellicule limoneuse : falaise au Nord de la Petite-Mer-de-Gâvres au sommet des

formations alluviales. Sur les versants de vallées s'encaissant dans les plateaux, les coulées de débris parfois grossiers, lorsque la roche n'est pas altérée, sont plus abondants : Laïta, Scorff et Blavet. L'organisation des coulées périglaciaires dépend alors de la lithologie, de la pente et de l'exposition. Localement des phénomènes de fauchage et des arènes litées peuvent être observés.

DÉPÔTS ANTHROPIQUES

Digue, barrage. (Notations ponctuelles). Sur les bords des estuaires de la Laïta et du Blavet, des barrages correspondent à d'anciens moulins à marée : Beg-Nénez, Sterbouest. En bordure de la baie de Locmalo, la digue du moulin de Stervin a été utilisée pour la voierie littorale entre Port-Louis et Riantec. D'autres routes sont également établies sur des remblais en bordure du Blavet et de la Laïta. Les digues clôturant les marais salants au Sud de la baie de Locmalo ont été par la suite renforcées par la Marine à l'extrémité du Polygone de Gâvres. D'autres digues ont également permis de gagner sur la mer des marais maritimes en bordure du Blavet.

En bordure de mer, des murs et des perrés maçonnés, protègent les agglomérations de l'érosion marine : Gâvres, Port-Louis, Larmor-Plage.

Cordon d'enrochements. (Notations ponctuelles). Actuellement pour les ouvrages de protection contre l'érosion marine, on utilise des enrochements provenant de carrières lointaines. Ces ouvrages moins réflectifs sont plus faciles à mettre en place et évitent un démaigrissement exagéré des estrans à leur pied tel à Gâvres. Leur multiplication limite parfois l'observation de formations superficielles autrefois exposées dans les falaises : pointe de Gâvres.

Remblais. Des remblais sont indiqués lorsqu'ils sont directement détectables et là où l'observation de cartes anciennes, comme celle des Ingénieurs du Roy levée vers 1775 à l'échelle du 1/14 400, permet d'établir leur extension. Le site portuaire primitif de Lorient s'est établi sur d'anciens marais, ainsi que le port militaire en bordure du Scorff. Les rives du Blavet correspondent aussi à des remblais notamment au Rohu et au Nord de Locmiquélic. Plus en amont dans l'estuaire, des décharges réhabilitées occupent des anses (Palud de Locoyarn) et sur les bords du Blavet canalisé les forges de Lochrist ont été implantées sur des remblais. La forteresse de Lorient a été intensément bombardée pendant la seconde guerre mondiale. Lors de la reconstruction de la ville, les ruines ainsi que les douves ont été nivelées. À partir de 1960, au Nord de l'agglomération de Lanester, les terrains de part et d'autre du ruisseau du Plessis ont été remblayés pour la création de zones industrielles et commerciales.

À l'Ouest de l'agglomération lorientaise, l'exploitation des kaolins de Ploemeur est à l'origine de terrils blanchâtres dominant le paysage de part et d'autre des carrières. Après extraction du kaolin, les graviers quartzeux étaient parfois déversés sur les estrans (plage des Kaolins) et quelquefois amassés en arrière des cordons dunaires menacés par l'érosion marine (anse de Kerguélen).

GÉOLOGIE MARINE

DONNÉES GÉOLOGIQUES

La nature et l'âge des formations géologiques en mer ont été contraints par les descriptions des prélèvements géologiques sauvegardées dans la Base de Géologie Marine (BGM) de la Base nationale du Sous-Sol gérée par le BRGM (http://www.infoterre.fr/). Pour des raisons diverses, les échantillons de socle du plateau Sud-Bretagne n'ont pas pu être récupérés et analysés de nouveau. Les descriptions lithologiques proviennent donc des descriptions souvent relativement restreintes (tabl. 5) inscrites dans la BGM. Elles ont cependant constitué des jalons lithologiques précieux pour le calibrage des unités sismiques et l'établissement de la carte (fig. 24 et 25). Dans la rade de Lorient, les nouveaux sondages (logs métriques détaillés) acquis par Fugro France (2005) pour la DDE Lorient ont complété ce jeu de données.

ID	Longitude	Latitude	Nature	Stratigraphie	N° Éch.	Auteurs	Source
1	-4.03961	47.2497	Sable calcaire	Aquitanien Sup.		Andreieff	BGM
2	-3.58299	47.7046	Grès ; calcaire	Éocène	144	Pinot	BGM
3	-3.35485	47.7382	Arène granitique + gneiss	indéterminé	SC-04-506	Fugro/DDE Lorient	rapport
4	-3.35625	47.6775	Granite	indéterminé	67	Delanoe & Pinot	BGM
5	-3.35448	47.7376	Arène granitique + granite	indéterminé	SD-04-502	Fugro/DDE Lorient	rapport
7	-3.40698	47.283	Calcaire	indéterminé	6565	Klingebiel	BGM
8	-2.99323	47.3028	Grès calcaire	indéterminé	6602	Klingebiel	BGM
9	-3.33617	47.6402	Schiste	indéterminé	52768	BRGM	BGM
10	-3.30163	47.6567	Calcaire	Lutétien Sup.	100	Pinot	BGM
11	-3.60598	47.6946	Micaschiste	Précambrien	100855	Lefort	BGM
12	-3.32367	47.6925	Grès	Tertiaire	52785	BRGM	BGM
13	-3.351	47.6772	Grès	Yprésien	84	Delanoe & Pinot	BGM

Tabl. 5 - Ex	emple de	descriptions	de sondages	(localisation	fig.	24)
--------------	----------	--------------	-------------	---------------	------	-----

Données géophysiques

La connaissance du sous-sol marin de la feuille Lorient est apportée pour l'essentiel par 560 km environ, de profils de sismique réflexion haute-résolution et très haute résolution acquis entre 1999 et 2007 lors de campagnes océanographiques de recherche (tabl. 6), pilotées par Géosciences Rennes (dans le cadre du programme régional COTARMOR financé par la Région BRETAGNE), par le BRGM (dans le cadre du programme de Cartographie Géologique de la France et du programme de connaissance géologique du plateau continental), et par l'UBS (dans le cadre du projet de recherche







periARMOR), et lors de stages d'enseignement conduits par l'IUEM-UBO Brest. Ces levés en mer ont bénéficié de la mise à disposition, dans le cadre de la programmation des campagnes océanographiques du CIRMAT, de moyens techniques et de navires côtiers de l'IFREMER (N/O Thalia), de l'INSU-CNRS (N/O Côtes de la Manche) et du soutien des équipages et équipes techniques. Pour la cartographie, l'ensemble des profils de sismique réflexion ont été traité, via Seismic Unix (Cohen et Stockwell, 2004) par le BRGM dans le cadre du programme de recherche « connaissance géologique du plateau continental ». Le traitement sismique a consisté principalement à l'application de filtres passband, de sommation pour les données multitraces et migration. Tous ont été corrigés des effets de la houle (Mary, 2004) et de la marée (sur la base des valeurs de marnage du SHOM). Les profils de sismique réflexion sont en milliseconde temps double (mstd). Ils ont une résolution verticale métrique et une résolution horizontale entre 4 et 8 m. La longueur d'écoute est limitée par la présence du multiple primaire (la répétition du signal au temps double). Autre élément réduisant la visibilité des structures est la présence d'un niveau de gaz au sein du remplissage sédimentaire quaternaire établissant un écran sismique (Baltzer et al., 2005) (fig. 26).

Campagne	Année	Chef de mission	Organisme	Projets de rattachement	Organismes participants
Geodet1	2000	JN. Proust, D. Menier & F. Guillocheau	Géosciences Rennes	Programme régional COTARMOR	Géosciences Rennes, UBS, UBO, Université de Caen, Université de la Rochelle, Ifremer, EPSHOM
Geoblavet	2001	D. Menier, F. Guillocheau, P. Guennoc	UBS, Géosciences Rennes, BRGM	Programme COTARMOR (Région Bretagne) Programme C.G.F. (BRGM) Programme plateau continental (BRGM)	UBS, Géosciences Rennes, BRGM, UBO, MNHN
Geobrest04	2004	P. Le Roy & JP. Réhault Thinon I.	IUEM-UBO, BRGM	Programme plateau continental (BRGM) Stages d'enseignement UBO	IUEM-UBO BRGM
Geoetel07	2007	D. Menier	UBS	Projet périARMOR (UBS) Programme plateau continental (BRGM)	BRGM, Ifremer Université de Rennes et de Bordeaux 1, UBS

Tabl. 6 - Listing des campagnes sismiques utilisées. Les métadonnées sont décrites sur le site SISMER http://www.sismer.fr/

La cartographie du substratum est le résultat de l'interprétation des profils de sismique réflexion (*Note 1) et de leur corrélation aux intersections via le logiciel d'interprétation SEISVISION®. La correspondance entre formations géologiques et unités sismiques s'est effectuée sur la base des descriptions de prélèvements géologiques situés à l'aplomb des unités sismiques. Les prélèvements de référence ont été corrélés aux faciès des unités sismiques observées sur l'ensemble du plateau. Cette correspondance a été utilisée lors de la synthèse géologique du plateau Bretagne Sud (carte géologique à 1/250 000 feuille Lorient, Thinon *et al.*, 2008).

Le travail de cartographie a bénéficié des résultats de travaux cartographiques et publications scientifiques antérieures, dont :



- la synthèse cartographique de la carte géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale feuille Lorient (Thinon *et al.*, 2008);

- la connaissance fournie par les affleurements du littoral et du socle en domaine émergé ;

les travaux et publications antérieures principalement de P. Bouysse et al. (1968); P. Andreieff et al. (1968); J.-P. Robert (1969); Barbaroux et al. (1971);
P. Bouysse et R. Horn (1972); Y. Delanoë et al. (1972); J.-P. Lefort et al. (1982);
Y. Delanoë (1988); C. Audren et al. (1993); J. Chantraine et al. (2003); D. Menier (2004); D. Menier et al. (2006);

- les cartes géologiques à 1/50 000 et à 1 Million de la France.

La carte des anomalies magnétiques du massif Armoricain établie dans le cadre de Geofrance3D par le BRGM (Truffert *et al.*, 2001). Elle a fourni des indices sur l'orientation de linéaments sur la bordure du littoral et sur le prolongement des structures en mer.

CADRE GÉNÉRAL

Le littoral est entaillé à l'Ouest par le fleuve La Laïta et à l'Est par le fleuve Le Blavet. À l'embouchure de La Laïta, la morphologie du fond marin est homogène avec une pente régulière. De part et d'autre, la morphologie du fondmarin présente une forte rugosité coïncidant aux zones de roches affleurantes (fig. 25). L'embouchure du Blavet se situe entre Larmor-Plage et la presqu'île de Gâvres, face à l'extrémité sud de l'île de Groix (situé à environ 5 km). Le Blavet se présente sous la forme d'un chenal de direction NNE-SSO (~ N20°), étroit entre 0,5 et 1,8 km de large sur 6 km de long environ et profond pouvant atteindre une vingtaine de mètre de profondeur dans sa partie la plus étroite. Ce chenal sépare la côte rocheuse convexe composée du granite de Ploemeur du cordon littoral de Gâvres (~ 10 km de long) qui limite la Petite-Mer-de-Gâvres.

Le domaine marin de la feuille Lorient a une profondeur d'eau inférieure à 50 m (valeur par rapport au niveau des plus basses mers) (fig. 27). Au large du cordon littoral de Gâvres, la profondeur est inférieure à 20 m et la morphologie des fonds présente une faible rugosité, ce qui les distingue du domaine marin occidental. En effet, à l'Ouest de la presqu'ile de Gâvres, les profondeurs d'eau sont plus importantes (entre 20 et 40 m) et la morphologie des fonds présente une rugosité importante soulignant la présente de fonds rocheux.


- 107 -

ÉLÉMENTS SUPERFICIELS

Zones de roche (sub-)affleurante

Les contours des zones de roche (sub-)affleurante (fig. 28), issus des cartes de natures de fond (cartes G) éditées en 2009 par le SHOM, coïncident avec les zones à forte rugosité de la carte bathymétrique (fig. 27). Leurs contours ont été légèrement modifiés sur la base des profils sismiques disponibles.

Les fonds rocheux bordent le littoral sur 0,5 à 4 km de large jusqu'à 30 m de profondeur d'eau, exceptés au niveau de l'embouchure de La Laïta et au large du cordon littoral de Gâvres. Ils sont aussi présents sous forme de vastes plateaux enserrant l'île de Groix. Sur l'extrémité orientale de la feuille Lorient est observé un alignement de roche de direction N-S à NNW-SSE.

Les zones de roche (sub-)affleurante ou de faible recouvrement sédimentaire constituent, à côté d'autres paramètres, une des clés de localisation d'aménagements tels que l'implantation de champs d'éoliennes offshores dont les sites possibles font l'objet de nombreuses études à l'heure actuelle.

Réseau des paléo-vallées

La cartographie des paléo-vallées du Blavet est principalement issue du travail de thèse de D. Menier (2004) et D. Menier *et al.* (2006). Leurs contours ont été précisés pour la carte Lorient en réinterprétant les données sismiques traitées et en les corrélant avec les zones de roches sub-affleurantes.

Les vallées terrestres de la Laïta et du Blavet se prolongent en mer (fig. 28) et rejoignent un réseau d'axe globalement orienté ESE-WNW d'une largeur comprise entre 400 m et 1 400 m entre le continent et l'île de Groix. Ce réseau se déverse sur le plateau externe via la Fosse de Kornog, passage du Horst de Groix situé au Nord de l'île (Menier, 2004). L'ensemble de ce réseau est appelé la vallée fossile du Blavet (Menier, 2004). Ce système comprend des chenaux récents (encore visible en bathymétrie) dans l'embouchure du Blavet mais comprend surtout des chenaux fossilisés, comblés par les sédiments récents. La vallée principale présente un comblement d'une épaisseur comprise entre 15 et 30 m (20 et 35 ms.t.d. pour une vitesse de 1 700 m/s). La profondeur d'incision peut atteindre 40 ms.t.d., soit une trentaine de mètres (fig. 29). Les incisions mettent à l'affleurement des terrains géologiques tel que l'Yprésien, le Lutétien-Bartonien.

Ce réseau est hérité de la longue histoire de variations glacio-eustatiques du niveau marin abaissé à plusieurs reprises à -100 m de profondeur depuis 1 Ma (Proust *et al.*, 2010 ; Menier, 2004 ; Menier *et al.*, 2006).











Épaisseur des sédiments meubles

La carte Lorient donne une indication sur la distribution et l'épaisseur des sédiments meubles, supposés d'âge Quaternaire. L'épaisseur de ces sédiments est représentée sous la forme de courbes isopaques (*Note 2) espacées tous les 10 m.

La couverture sédimentaire récente, d'épaisseur supérieure à 1 m, est restreinte au niveau du système d'incision du Blavet sur une largeur entre 1 et 5 km et selon un axe WNW-ESE. Les épaisseurs les plus importantes (supérieur à 30 m) sont observées au centre des paléo-vallées, dans le domaine occidental à partir de l'embouchure du Blavet (fig. 30). Les dépôt-centres semblent alignés principalement selon une direction E-W à WNW-ESE le long de l'Unité géologique de Groix, mais aussi selon une direction SSW-NNE dans l'embouchure du Blavet et NE-SW à SSW-NNE dans le prolongement de l'embouchure de La Laita. Au large de la plage de Gâvres, les épaisseurs de sédiments meubles sont faibles, principalement inférieures à 10 m.

Morphologie actuelle du substratum anté-Quaternaire

L'analyse du Modèle Numérique de Terrain (*Note 4) de la profondeur du toit du substratum anté-Quaternaire (fig. 31) permet de distinguer deux domaines : un domaine oriental, à l'Est de la presqu'île de Gâvres, où le substratum est homogène et peu profond ; un domaine occidental hétérogène et profond correspondant au système incisé du Blavet. Ce dernier présente un chenal distinct orienté WNW-ESE en longeant l'Unité de Groix pour se déverser dans la Fosse de Kornog. La frontière entre le domaine oriental peu profond et le domaine occidental profond est soulignée par un linéament morphologique d'orientation NNE-SSW (~ N20°) situé dans le prolongement du chenal actuel du Blavet et de la terminaison méridionale de l'île de Groix.

SUBSTRATUM

Sur la base des cartes et publications antérieures, la nouvelle cartographie du substratum de la carte Lorient intègre les nouvelles observations déduites de la morphologie des fonds, de la répartition spatiale des différentes unités sismiques observées, de l'interprétation en termes de nature et d'âge de ces unités sismiques par corrélation avec les sondages de la BGM (Banque de Géologie Marine de la BSS) et d'une analyse du prolongement des séries connues à terre.

Socle cristallin

Sur la carte Lorient, les unités géologiques de socle se prolongent en mer : le granite de Ploemeur, le granite de Carnac et les unités métamorphiques du Pouldu – Saint-Gilles-la-Vilaine et de Groix-Céné (terminologie empruntée à la carte géologique de la France à 1/250 000 des marges continentales feuille Lorient, Thinon *et al.*, 2008).

Les contours géologiques de socle à socle, issus des travaux cartographiques antérieurs, ont été précisés avec l'aide des prélèvements où la nature du socle a été reconnue. Généralement, la sismique réflexion ne permet pas de distinguer catégoriquement un socle d'un autre. Cependant, les images sismiques THR utilisées ont permis la distinction de deux faciès sismiques: un faciès peu ou non réflectif (FS1) et un faciès réflectif lité (FS2), respectivement attribué aux formations granitiques et aux micaschistes.

Au large des granites de Ploemeur et de Carnac et à l'aplomb de prélèvements sous-marins de granite, l'unité sismique du socle (Uso) présente un faciès sismique non réflectif (Fs1) (fig. 32).

À l'aplomb des prélèvements de micaschistes de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine, le socle (Uso) présente un faciès sismique caractéristique, composé de réflecteurs de fortes amplitudes, subparallèles et inclinés (Fs2). Si les échantillons corrélés à ce faciès sismique sont toujours des micaschistes, l'inverse n'est pas toujours vérifié. L'analyse du pendage des réflecteurs internes du faciès Fs2 sur l'ensemble du réseau sismique montre un pendage apparent (~10°) vers le Sud-Ouest. Le faciès Fs2 dans Uso est particulièrement visible sur le domaine septentrional de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine tout autour du granite de Ploemeur.

Le contact entre le granite de Ploemeur et l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine est très souvent visible du fait de leur faciès sismiques distincts (fig. 33-34). Il est confirmé par les prélèvements de roche.

Le socle peut parfois présenter un faciès sismique extrêmement chaotique lorsqu'il est intensément déformé ou altéré (fig. 35).

À l'aplomb des prélèvements de micaschistes de l'Unité de Groix – Bois-de-Céné, le faciès sismique du socle acoustique en sismique THR présente un faciès non réflectif à réflectif lité. Seul les prélèvements de roches et les contours géologiques des cartes publiées ont permis de tracer la limite entre l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine et l'Unité de Groix – Bois-de-Céné.

Le contact entre socle et formations sédimentaires tertiaires est parfaitement distinct sur les profils sismiques chacun ayant des faciès sismiques très différents.



de Ploemeur et de l'unité US2 attribuée à la formation du Lutétien-Bartonien. Up : dépôt sédimentaire d'âge Fig. 32 - Section sismique du profil Etel01-005 (Geoetel07) au travers de l'unité Us0 (fs1) corrélée au granite supposé quaternaire qui comble les incisions



















Formations tertiaires

Depuis les années 70, sept faciès principaux des séries tertiaires (*Note 3), échantillonnés sur le plateau Sud-Bretagne, ont été décrits par Andreieff *et al.* (1968). Cependant, entre les dépôts datés du Quaternaire (Up) et le socle (Uso), seules deux unités sismiques ont été distinguées par leurs faciès acoustiques sur la carte Lorient. Elles ont été corrélées respectivement aux formations éocènes du Bartonien-Lutétien et de l'Yprésien prélevées par carottages.

e4. Yprésien. Sur l'ensemble du plateau Sud-Bretagne, le faciès sismique de l'unité Us1, attribuée à l'Yprésien, est décrit comme un faciès chaotique composé d'un ensemble de réflecteurs de basses fréquences, à faibles à très faibles amplitudes. Cette unité est tronquée à son sommet par une surface d'érosion majeure.

Cette unité sismique a été échantillonnée par carottage au large de la presqu'île de Gâvres. Elle est à mettre en rapport avec les gisements de sables glauconieux yprésiens à Nummulites, reconnus dans la région de Lorient et de Quiberon (Dangeard, 1925; Durand, 1964) ou carottés à l'Ouest du plateau du Four au Sud-Est de l'île de Hoëdic (JOB-69-35). Le sondage JOB-69-35 (Barbaroux *et al.*, 1971) a démontré l'existence, sous les vases sableuses actuelles, de sables glauconieux très fossilifères renfermant de grands foraminifères yprésiens (*Note 3) (*cf.* sondage à terre).

e6. **Bartonien**. Sur l'ensemble du plateau Sud-Bretagne, l'unité sismique Us4 est attribuée à la formation e5-6 Lutétien-Bartonien sur la carte géologique 1/250 000 Lorient (Thinon *et al.*, 2008) ; mais dans cette présente carte elle est rattachée uniquement à la formation e6 (Bartonien) en fonction des données des sondages à terrre. L'unité sismique US4 est une série litée avec des réflecteurs, basses fréquences, concordants et continus, de fortes amplitudes dans la partie supérieure et de faibles amplitudes dans la partie inférieure. Les réflecteurs sont tronqués à son sommet par une surface d'abrasion et/ou d'érosion majeure sur laquelle repose une couverture quaternaire. L'unité US4 repose en onlap sur le socle Us0 (fig. 37) mais aussi en discordance sur l'unité US3 (fig. 36).

La partie supérieure de l'unité US4 est observée majoritairement sur la feuille Lorient. Les échantillons à l'aplomb de cette unité ont été décrits comme étant principalement des calcaires.

La formation 66 marque la principale phase transgressive qui se met en place à l'Éocène, plus précisément au Lutétien supérieur - Bartonien (Delanoë *et al.*, 1972).

Distribution des séries tertiaires

L'épaisseur du Tertiaire sur la carte à 1/50 000 Lorient, est relativement faible, n'excédant pas 20 Ms.t.d. (30-60 m).

Les formations tertiaires, 64 et 66, sont principalement observées au sein d'un bassin de grande dimension, appelé Bassin tertiaire de Lorient, situé au large de la plaine alluviale de Lorient (domaine oriental de la Feuille Lorient). Sur la partie occidentale et centrale de la carte Lorient, les zones d'affleurement de Tertiaire sont restreintes, dispersées au sein de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine. L'unité US3 n'y a pas été reconnue. L'unité US4 est principalement observée dans de petits bassins tectoniques orientés E-W, NE-SW et NW-SE. Les dépôts sont faillés et décalés (fig. 29). L'épaisseur de l'unité US4 est faible, ne dépassant pas 10 Ms.t.d.

Le bassin tertiaire de Lorient est un large bassin (3 à 12 km), asymétrique, bordé à l'Est par un ensemble de failles orientées NNW-SSE, représenté sur la carte Lorient comme un seul accident tectonique. Cet accident se situe dans le prolongement de la bordure orientale de la plaine alluviale de Lorient. Le contact socle Us0/couverture tertiaire y est abrupt. La bordure occidentale du bassin tertiaire de Lorient n'est pas un contact tectonique mais un contact « en onlap », non rectiligne et complexe, fonction de la morphologie initiale du toit de socle, des érosions/incisions ultérieures. Les unités sismiques Us3 et Us4 (e4 et e6) ont toutes les deux été reconnues dans ce bassin.

Reconnue essentiellement dans la partie occidentale du bassin tertiaire de Lorient, l'unité sismique US3 n'est pas systématiquement présente sous l'unité US4 ; cette dernière pouvant reposer directement sur le socle US0. L'unité sismique US3 est mise à l'affleurement lors de l'incision des vallées du Blavet (aujourd'hui, recouverte par les dépôts quaternaires). Elle est aussi mise à l'affleurement grâce à des mouvements tectoniques ; des grès datés de l'Yprésien (source BGM, éch. 13, fig. 24, 25) ont été prélevés sur les roches affleurantes, certainement limitées par des failles (dans le prolongement de failles observées à terre).

STRUCTURES TECTONIQUES EN MER

Les structures tectoniques (*Note 5) sont visibles pour l'essentiel dans la couverture sédimentaire tertiaire. Dans le socle, seuls des marqueurs morphologiques (flanc abrupt, alignement de roche sub-affleurante,...) et des hétérogénéités dans le faciès sismique, situées dans le prolongement d'accidents observés à terre, permettent de suggérer la présence d'accidents tectoniques.

Sur la carte Lorient les structures tectoniques majeures observées à terre se prolongent en domaine immergé.

Les failles à composante normale sont principalement observées dans la partie occidentale de la carte alors que les failles à composante inverse sont majoritairement observées au sein de la couverture tertiaire dans sa partie orientale. Les éventuels mouvements horizontaux (chevauchements) ne sont pas observables sur les profils sismiques. L'accident chevauchant qui limite l'unité de Groix-Céné de l'unité de Saint-Gilles – du Pouldu est supposé, issu des travaux cartographiques antérieurs (*e.g.* Chantraine *et al.*, 2003).

Quatre familles de failles d'orientations différentes ont été cartographiées :

– NW-SE à NNW-SSE (N140° à N160°). Cette famille comprend le système de faille bordière du bassin tertiaire de Lorient, souligné morphologiquement à l'Est par un alignement de roche sub-affleurante et en sismique par un contact net entre les unités US4 et US0. Elle comprend les failles mettant à l'affleurement la formation et au nord du bassin tertiaire offshore (au pied du cordon littoral de Gâvres). Elle comprend aussi des accidents sur la bordure occidentale de l'unité de Ploemeur, visible dans la morphologie par alignement de roches subaffleurantes. Ces accidents montrent une composante normale non négligeable. Une composante horizontale peut être envisagée mais elle ne peut pas être confirmée faute d'observation directe ;

- E-W (N90° à N120°). Ces accidents sont principalement des failles normales à pendage nord ou sud. Ils bordent les petits bassins tectoniques observés principalement dans la partie occidentale, au sein de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine, à l'aplomb du système incisé du Blavet ;

– NE-SW (N40° à N60°). Les failles normales sont observées principalement dans la partie occidentale de la carte. Pour exemple, les failles limitent les petits bassins tectoniques situés dans le prolongement de La Laïta et de la Fosse de Kornog. Certains accidents existent aussi dans le prolongement du chenal actuel du Blavet;

– NNE-SSW à N-S (N20° à NS). Ces accidents sont observés en grande partie dans le socle métamorphique de l'Unité du Pouldu – Saint-Gilles – La Vilaine à l'Ouest de Ploemeur. Ils sont aussi observés dans la partie orientale du bassin tertiaire de Lorient.

Enfin, Il semblerait que les familles de faille E-W et NNE-SSW à N-S soient découpées par les accidents NE-SW.

Notes

*Note 1 : la sismique réflexion est une technique de mesure indirecte qui consiste à enregistrer en surface des échos issus de la propagation dans le soussol d'une onde sismique provoquée. Ces échos sont générés par les hétérogénéités du sous-sol. Le passage d'unités argileuses et sableuses et au socle cristallin est transcrit en sismique réflexion par une configuration des réflecteurs caractéristiques des contrastes lithologiques et texturaux. L'examen des terminaisons latérales (onlap, downlap et toplap) des réflexions permet d'individualiser la séquence sismique, qui est une unité sédimentaire chronostratigraphique, limitée à la base et au sommet par des discordances ou par leur évolution latérale en concordance (définition selon Exxon, 1977). Les unités sismiques présentent des configurations de réflexions particulières, appelées faciès sismiques, qui permettent de les distinguer les unes des autres.

*Note 2 : les courbes isopaques proviennent du Modèle Numérique de Terrain (maille 100 m) de l'épaisseur en seconde temps double convertie en profondeur via une vitesse de propagation égale à 1 700 m/s. L'épaisseur a été obtenue à partir d'une soustraction sur une même verticale (même position géographique) de la profondeur du substratum anté-Quaternaire et de la profondeur du fond-marin.

*Note 3 : faciès principaux de la formation tertiaire échantillonnée sur le plateau Sud-Bretagne (Andreiff et al., 1968) : 1- Biocalcarénites à grands foraminifères avec deux microfaciès : 1a : des calcaires, parfois fortement cristallisés, contenant en abondance : Orbitolites complanatus (LMK), Alveolina elongata d'ORB., Nummulites aturicus JOLY et LEYM., N. sp., Operculina sp., Asterigerina sp., Gyroidinella sp., Miliolidés, Gypsinidés. Dentales, Bryozoires. Cette association caractéristique du Lutétien supérieur terminal (Biarritzien) a été reconnue dans la partie Nord du plateau Sud-Bretagne (Ouest Glénan et Groix) ; 1b : des calcaires pétris de Miliolidae, dans lesquels Orbitolites complanatus n'est plus associé qu'à de très rares Nummulites et Alvéolines spécifiquement indéterminables ; les Asterigerina (dont A. Rotula KAUF.) sont fréquentes, les Gypsinidés et Bryozoaires communs. (Andreieff, et al., 1968b) admet pour ces calcaires un âge du Lutétien moyen à supérieur. 2- des calcaires beiges crayeux, pulvérulents, finement grumeleux desquels une très riche microfaune a pu être facilement dégagée : Alveolina elongata, Orbitolites complanatus, Nummulites aturicus (Forme A). N. brongniarti d'ARCH (A et B), N. discorbinus (SCHLOTH) (A et B), N. variolarus (LMK) (A), Asterigena lancicula (Schw.), Rotalia viennoti GREIG, R. trochidiformis (LMK), R. sp., Pararotalia inermis (TERQ.), P. subinermis BAHTIA, Anomalina auris LE CALV., Queraltina epistominoides MARIE, Nonion laeve (D'ORB.), Elphidium minutum RSS, Miliolidés, Ostracodes, Bryozoaires. Il s'agit de Lutétien supérieur (Biarritzien, Andreieff et al., 1968b). 3- une calcarénite gréseuse et glauconieuse qui montre une très grande fréquence en petits foraminifères rotaliformes (Cibicides, Discorbis, ...), d'assez nombreux débris d'Operculina sp., d'Amphistegina sp. et de très rares petites Nummulites. La microfaune est pauvre et mal conservée : Nummulites sp., Operculina cf. alpina DOUV., Asterigerina bartoniana t. DAM. Cette association indique un âge lutétien supérieur probable. 4- des dolomies microcristallines, azoïques. 5- des calcarénites fines glauconieuses et gréseuses, azoiques. Des grès fins glauconieux très friable présentant des moules de grands foraminifères (Nummulites probables) rapprochés au faciès attribué à l'Yprésien près de Locmalo. Le sondage JOB-69-35 (Barbaroux et al., 1971) a prélevé des sables glauconieux très fossilifères renfermant de grands foraminifères yprésiens avec des Nummulites planulatus (Lamarck) (A et B), Nummulites aff. Burdigalensis de la Harpe (A et B); Assilines placentula (Deshayes) (A et B) ; Alveolina oblonga (d'Orbigny) ; Discocyclines), Assilines, Discocyclines et Alvéolines). 6- des calcarénites gréseuses, recristallisées avec des fantômes d'organismes indéterminables. 7- des calcarénites gréseuses, dolomitisées azoïques.

*Note 4 : le Modèle Numérique de Terrain (maille 100 m) de la profondeur du substratum anté-Quaternaire a été obtenu à partir du pointé du toit du substratum et des données bathymétrique. Le MNT en seconde temps double a été convertie en profondeur via une vitesse de 1 500 m/s.

*Note 5 : sur les profils sismiques, la présence d'accidents tectoniques est suggérée par l'interruption des réflecteurs sismiques et leurs décalages verticaux. L'orientation de ces accidents est relativement approximative puisque celle-ci est approchée lorsqu'un accident donné est observable sur au minimum deux profils. Le pendage de ces accidents est apparent. Comme tenu de l'exagération verticale, ces accidents apparaissent sub-verticaux. Seuls les accidents avec une composante normale ou inverse sont détectables avec peu d'ambiguïté. La composante horizontale (cisaillement) ne peut être avancée que sur des marqueurs cartographiques. La non-observation de faille sur la sismique n'implique pas forcément l'absence de tectonique.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

FORMATIONS MÉTAVOLCANIQUES ET MÉTASÉDIMENTAIRES

Groupes de Nerly et de Merrien

Ces deux groupes métasédimentaires ont été définis sur la carte Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996). Le groupe de Nerly est principalement constitué de paragneiss leucocrates auxquels sont associées aussi des passées de micaschistes à ocelles d'albite; le protolithe de cet ensemble est donc essentiellement gréseux.

Le groupe de Merrien inclue surtout des micaschistes à ocelles d'albite ; néanmoins il comprend aussi, d'une part dans sa partie méridionale (série de Fort-Bloqué), des paragneiss leucocrates associés à des métaquartzites et dans sa partie septentrionale une formation leptynitique (Formation de Raguenez). De plus, le groupe de Merrien est riche en métavolcanites basiques.

Le protolithe des micaschistes à ocelles correspond probablement à des grauwackes et celui des paragneiss et métaquartzites à des grès plus ou moins purs. Quant aux leptynites de la formation de Raguenez, elles correspondent probablement à d'anciennes volcanites acides, mais elles peuvent aussi être interprétées, au moins en partie, comme d'anciennes intrusions acides.

Le groupe de Nerly est recoupé par l'Orthogneiss de Moëlan daté de l'Ordovicien inférieur; de ce fait cet ensemble a, a-minima, un âge ordovicien mais il peut être plus ancien. De même les leptynites de la formation de Raguenez ont été datées à 481 ± 11 Ma sur la carte Concarneau (Béchennec *et al.*, 1996) ce qui confirmerait un âge ordovicien inférieur pour l'ensemble. Cependant, en ce cas l'interprétation des leptynites de Raguenez devient déterminantes, car si elles sont considérées comme des intrusions, elles ne datent pas l'encaissant que constitue alors le groupe de Merrien, lequel pourrait être plus ancien.

Sur la carte Lorient trois analyses (annexe tabl. 1) montrent que les roches basiques ont des pertes au feu modérées (= 1,48-2,97%) et que leurs compositions se calquent sur celles de roches basaltiques récentes : $SiO_2 = 46,5-50,9\%$; $Al_2O_3 = 15,7-16,1\%$; MgO = 6,78-9,2%. Leurs teneurs en K₂O sont variables (= 0,16-1,12%), mais la somme Na₂O + K₂O est assez constante (~2,9-4,7%) et dans la gamme de basaltes sub-alcalins actuels (Le Maitre *et al.*, 1989). Deux échantillons (FB9022, FB8834) présentent des rapports Fe/Mg faibles (FeOt/MgO ~ 1) qui témoignent du caractère « primitif » des magmas initiaux. Ceci est confirmé par de fortes teneurs en Cr (= 295-460 ppm) et, dans une moindre mesure, Ni (= 109-215 ppm).

Le caractère sub-alcalin des magmas originaux est confirmé par des teneurs faibles à modérées en éléments fortement incompatibles tels que Nb (= 2,2-4 ppm), Zr (= 59-77 ppm) ou La (= 5-11,8 ppm). Leurs spectres multiélémentaires normalisés au manteau primordial (Hofmann, 1988) (fig. 38) montrent un fractionnement général d'amplitude modérée (teneurs 5x à 50x celles du manteau primordial), avec une tendance à un enrichissement relatif des éléments les moins incompatibles (Yb, Lu) vers les éléments les plus incompatibles (Rb à K). Des anomalies positives en Ta sont probablement des artefacts analytiques (surdosage de cet élément) et des perturbations au niveau de U et K sont attribuables à la forte mobilité de ces éléments. En considérant les relations mutuelles Th-Nb-La, deux échantillons (FBP2, FB 9022) peuvent être caractérisés comme présentant une anomalie négative en Nb relativement à Th et La, tandis qu'un échantillon (FB 8834) est quasiment non fractionné si on exclut des perturbations probablement secondaires affectant des éléments mobiles (Rb, U, K).



Les spectres des deux échantillons anomaliques sont comparables à ceux de basaltes sub-alcalins de domaines « orogéniques » actuels (tholéiites d'arc) (Joron et Treuil, 1977; Wood *et al.*, 1979). À l'inverse, aucune signature clairement « orogénique » n'est détectable dans l'échantillon peu fractionné. Ces conclusions sont résumées par le diagramme (Th/Nb)_N vs. (Tb/Nb)_N (adapté de Thiéblemont *et al.*, 1994) (fig. 39). Les deux échantillons « anomaliques » se placent dans le champ des tholéiites d'arc, tandis que le troisième, très proche du manteau primordial, s'inscrit dans le champ des basaltes de bassin arrière-arc. Les trois roches se placent vers le haut du diagramme, dans un champ dit « appauvri » ([Tb/Nb]_N > 1) qui recouvre la majorité des basaltes associés aux domaines océaniques (Thiéblemont *et al.*, 1994).

La roche (passée d'ocellite) très acide (SiO₂ = 78,5 %), (FBP1) analysée (annexe tabl. 1) montre qu'en dépit de son caractère très acide, elle est plutôt pauvre en éléments fortement incompatibles : Ta = 0,6 ppm ; Zr = 138 ppm ; La = 15,7 ppm. En revanche, elle est plutôt riche en terres rare lourdes (Yb = 3,5 ppm) et son spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (fig. 38) met en évidence un fractionnement inverse de ces éléments matérialisé par une pente croissance entre Tb et Lu. Par ailleurs, ce spectre montre de profondes anomalies négatives en Sr, P et Ti, qui font écho au caractère très différencié de la roche initiale (SiO₂ élevé), et une anomalie négative en Ta-Nb de type « orogénique ».

Le caractère initial sans doute plutôt sodique, la faible teneur en Al₂O₃ et la forte teneur en Yb rapprochent le gneiss étudié des trondhjémites de type « low-Al - high-Yb » définies par J.-G. Arth (1979) et F. Barker (1979). Ces granitoïdes sont couramment interprétées comme les produits de différenciation de magmas basiques sub-alcalins et cette hypothèse est envisageable pour les roches acides du Groupe de Merrien, associées à des métabasites subalcalines d'affinité « orogénique » (*cf. supra*). Quoi qu'il en soit, les associations de type bimodale entre roches magmatiques sub-alcalines basiques et roches acides faiblement alumineuses est un trait commun de domaines évoluant en forte extension : ride médio-océanique, bassin avant- ou arrière-arc ou provinces tholéiitiques continentales.

ORTHOGNEISS ORDOVICIENS

La carte Lorient comprend deux principaux massifs d'orthogneiss, celui d'Hennebont-Tréauray à l'Est et celui de Moëlan à l'Ouest.



médio-océanique de type enrichi (E-type MORB) ; WPAB : champ des basaltes alcalins intraplaques ; CFB champ des tholéiites continentales ; BAB : champ des tholéiites de bassin arrière-arc ; IAT : champ des holéiites d'arc ; CAB : champ des basaltes calco-alcalins de marge active

Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray

Les deux échantillons (FB 8383 - 8560) analysés (annexe tabl. 1) présentent quasiment la même teneur en silice (SiO₂ = 74,1-74,7 %). Au-delà, la similitude porte sur la plupart des éléments majeurs ainsi que des éléments traces. Leur composition moyenne est leucogranitique, avec de fortes teneurs en K₂O (= 4,41-5,05 %), mais des teneurs faibles en fer, calcium ou magnésium, et un indice d'aluminosité élevé (A/CNK = 1,13-1,24).

Les spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (fig. 40) montrent des anomalies négatives en Ba, Ta-Nb, Sr, P et Ti, qui font écho au caractère très acide des deux échantillons. De façon caractéristique, les spectres apparaissent quasi-plats entre Tb et Lu, témoins d'une absence de fractionnement entre terres rares lourdes.

De telles roches ne sont pas d'une typologie très usuelle dans la mesure où elles combinent des traits qui les rapprochent à la fois des suites peralumineuses (A/CNK élevé), calco-alcalines (anomalies en Ta-Nb) et tholéitiques (teneurs élevées en terres rares lourdes).

Un diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ a été proposé par D. Thiéblemont et M. Tegyey (1994) et D. Thiéblemont (1999) pour discriminer les roches magmatiques acides en fonction de leur environnement tectonique et du rôle de la croûte continentale dans leur genèse. Dans ce diagramme (fig. 41), les analyses des deux orthogneiss s'inscrivent dans un champ intermédiaire qui correspond à des suites magmatiques « hybrides » (origine à la fois mantellique et crustale) généralement mises en place en contexte post-orogénique.

Orthogneiss de Moëlan

Les quatre échantillons analysés (annexe tabl. 1) sont des roches toujours très acides (SiO₂ = 74,6-76,6 %), très potassiques ($K_2O = 4,8-5,4$ %) et uranifères (U = 7,5-15,3 ppm), pauvres en calcium (CaO = 0,4-0,5 %) et faiblement à fortement peralumineuses (A/CNK = 1,02-1,16).

Ces quatre échantillons sont toujours pauvres en Sr, ce qui témoigne d'un fractionnement marqué de plagioclase. Il en découle de profondes anomalies négatives sur les spectres de normalisation multi-élémentaires (fig. 39). Ces spectres permettent de distinguer deux types : (1) l'un dépourvu d'anomalie négative en Ta-Nb (FB 6541A, FB 7728); (2) l'autre à anomalie négative modérée (FB 8678A-B). Les niveaux de teneurs en éléments incompatibles sont toujours plus élevés dans le premier que dans le second, avec dans le premier, des teneurs en Nb et Ta qui atteignent celles de roches acides alcalines (Nb = 128-146 ppm; Ta = 7,3-9,9 ppm).











Fig. 42 - Diagramme Ab – An – Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $P_{H2O} = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein). Les annotations sur ces courbes donnent les températures expérimentales pour les eutectoïdes dans le système Ab – An – Qz – Or



Fig. 43 - Diagramme Ab - Qz - Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $P_{H2O} = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein). Les annotations sur ces courbes donnent les teneurs en An des eutectoïdes dans le système Ab - An - Qz - Or. Les teneurs normatives en An de la fraction quartzo-feldspathique des différents granites sont également indiquées



Comme les échantillons de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, ceux de l'orthogneiss de Moëlan présentent un fractionnement peu marqué entre terres rares lourdes et des teneurs élevées en ces éléments (Yb = 4,3-5,7 ppm).

Globalement, les signatures apparaissent ici aussi « composites », mêlant des traits de type calco-alcalin et franchement alcalins. Dans le diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ (fig. 41) il en découle un étalement des analyses entre le champ des suites magmatiques hybrides et celui des suites alcalines. Une telle disposition est caractéristique de la transition entre magmatisme orogénique et anorogénique au sein de domaines ayant évolué en régime de compression, puis ultérieurement soumis à une extension. L'exemple type en est l'Ouest des USA, où la période oligocène à actuel voit la succession d'un magmatisme calco-alcalin puis alcalin, dans un contexte évoluant de la subduction (Est-Pacifique) au rifting (Basin and Range) (Lipman *et al.*, 1972; Christiansen et Lipman, 1972).

GRANITES VARISQUES

Ils sont largement représentés sur la carte Lorient où ils appartiennent à huit principaux massifs (Guidel, Ploemeur, Talhouët, Sainte-Anne-d'Auray, Carnac, Baye, Pluguffan, Ergué-Languidic) auxquels il faut ajouter un ensemble de granites anatectiques et les granites filonniens de Locmiquélic et du Pouldu. Cinq de ces entités ont été analysé :

Granite de Guidel

L'échantillon (FB 9101) du granite de Guidel (annexe tabl. 1) analysé correspond à une roche modérément acide (SiO₂ = 69,2 %), très potassique (K₂O = 5,34 %) et faiblement peralumineuse (A/CNK = 1,07). Ces traits le définissent comme une granodiorite calco-alcaline et fortement potassique.

Le report de la composition normative dans les diagrammes Ab-An-Or (fig. 42) et Ab-Qz-Or (fig. 43) (Winkler, 1979) met en évidence une position à l'écart des lignes cotectiques ($P_{H2O} = 5$ et 7 kb) et vers le pôle Or, dans le premier, et une position assez comparable dans le second, témoignant d'une certaine sous-saturation en An (= 0,05). Ceci s'accorde avec la forte teneur en potassium et suggère une certaine sous-saturation en calcium (An) relativement à un liquide eutectoïde. Cette particularité peut s'expliquer par un caractère peu calcique du matériau source.

Les signatures géochimiques sont typiquement celles d'un granitoïde calcoalcalin, avec un spectre multi-élémentaire (fig. 44) à fortes anomalies négatives en Ta-Nb, anomalies négatives modérées en Sr, P et Ti, et fractionnement marqué entre terres rares lourdes ($[Gd/Yb]_N = 7,4$) (annexe tabl. 1). Un tel fractionnement est fréquent dans les granites varisques de Bretagne sud et suggère que les magmas ont été produits dans les conditions de stabilité du grenat (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Par ailleurs, la forte teneur en Sr du granite de Guidel témoigne d'une forte solubilité de cet élément dans le magma initial, et conduit à envisager l'absence de plagioclase dans le matériau source. Ces caractéristiques rapprochent ce granite des adakites, roches magmatiques issues de la fusion partielle de matériaux crustaux en conditions éclogitiques (Defant et Drummond, 1990; Petford et Atherton, 1996).

Dans le cas du granite de Guidel, le matériau source serait de type plutôt « évolué », particulièrement potassique et pauvre en Ca, alors qu'il est supposé être plutôt « juvénile » (protolithe basique) dans les adakites communes. On doit donc conclure que le granite de Guidel résulterait de la fusion de matériaux supracrustaux (croûte continentale ?) portés dans les conditions du faciès éclogite (subduction ?) vers 330 Ma.

Microgranite du Pouldu

Un échantillon de ce microgranite (FB 8708) a été analysé (annexe tabl. 1) qui témoigne du caractère plutôt acide (SiO₂ = 72,1 %), fortement potassique ($K_2O = 5,55$ %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,39) de cette roche. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

Le report de la composition normative dans les diagrammes Ab-An-Or (fig. 42) et Ab-Qz-Or (fig. 43) (Winkler, 1979) met en évidence une position à l'écart de la ligne cotectique ($P_{H2O} = 5$ et 7 kb) et sur le segment Ab-Or, dans le premier, et une position sur la ligne cotectique (pour $P_{H2O} = 5$ kb), dans le second. Ceci témoigne d'une très nette sous-saturation en An (= 0) relativement à un liquide eutectoïde (système An-Ab-Qz-Or), qui s'accorde avec la forte teneur en potassium et suggère un caractère très peu calcique du matériau source.

Les signatures géochimiques sont plus calco-alcalines que leucogranitiques, avec un spectre multi-élémentaire (fig. 44) à anomalies négatives marquées en Ta-Nb, ainsi qu'en Sr, P et Ti, et un fractionnement très net entre terres rares lourdes ($[Gd/Yb]_N = 5,8$) (annexe tabl. 1).

Globalement, le microgranite du Pouldu apparaît donc très proche du granite de Guidel, quoiqu'un peu plus évolué. Considérant les âges quasi-identiques de ces deux massifs (~ 330 Ma), un mécanisme de différenciation peut être supposé avoir produit le microgranite du Pouldu à partir du granite de Guidel ou d'un granite voisin, la quasi-absence de Ca dans le microgranite du Pouldu pouvant traduire le fractionnement d'anorthose calcique dans le magma parent. On notera enfin que la position de ce microgranite sur la ligne cotectique Ab-Qz-Or

pour $P_{H2O} = 5$ kb peut suggérer que la roche a effectivement cristallisé à cette pression, la fraction « aplogranitique » (système Ab-Qz-Or) s'y trouvant en conditions « eutectoïdes ».

Granite de Ploemeur

Un échantillon du granite de Ploemeur (FB 9124) a été analysé (annexe tabl. 1) qui témoigne du caractère nettement acide (SiO₂ = 73,7%), fortement potassique ($K_2O = 4,55$ %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,16) du granite de Ploemeur. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

Le report de la composition normative dans les diagrammes Ab-An-Or (fig. 42) et Ab-Qz-Or (fig. 43) (Winkler, 1979) met en évidence une position à l'écart de la ligne cotectique ($P_{H2O} = 5$ et 7 kb) et près du segment Ab-Or dans le premier, et une position sur la ligne cotectique (pour $P_{H2O} = 5$ kb) dans le second. Ceci témoigne d'une nette sous-saturation en An (= 0,01) relativement à un liquide eutectoïde (système Ab-Qz-Or), qui s'accorde avec la forte teneur en potassium et suggère un caractère très peu calcique du matériau source.

Les signatures géochimiques sont typiquement celles de leucogranites peralumineux, avec un spectre multi-élémentaire (fig. 44) caractérisé par un « effondrement » des teneurs en Th, terres rares, Zr et Hf attribué à la précipitation de phases accessoires. Néanmoins, on y observe le fractionnement marqué entre terres rares lourdes ([Gd/Yb]_N = 5,7) (annexe tabl. 1) commun aux autres granites étudiés.

En dépit de son caractère plus différencié, le granite de Ploemeur montre de fortes analogies avec le microgranite du Pouldu. Comme ce dernier, il peut être supposé dériver du granite de Guidel ou d'un granite voisin, ce qui s'accorde avec la quasi-identité des âges de mise en place de ces différents massifs. De même, la position sur la ligne cotectique Ab-Qz-Or pour $P_{H2O} = 5$ kb peut suggérer que la roche a effectivement cristallisé à cette pression, mais une course de refroidissement plus longue aurait mené le magma plus bas sur la ligne cotectique, entraînant la précipitation de minéraux accessoires riches en éléments incompatibles tels que la monazite (Th, terres rares légères) et le zircon (Zr, Hf, terres rares lourdes).

Granite de Talhouët

Un échantillon du granite de Talhouët (FB 7923) a été analysé (annexe tabl. 1) qui témoigne du caractère acide (SiO₂ = 72,1 %), fortement potassique (K_2O =

5,02%) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,19) du granite de Talhouet. Ces traits le définissent comme un leucogranite peralumineux.

Le report de la composition normative dans les diagrammes Ab-An-Or (fig. 42) et Ab-Qz-Or (fig. 43) (Winkler, 1979) met en évidence une position à l'écart de la ligne cotectique ($P_{H2O} = 5$ et 7 kb) et vers le segment Ab-Or, dans le premier, et une position sur la ligne cotectique (pour $P_{H2O} = 5$ kb), dans le second. Ceci témoigne d'une nette sous-saturation en An (= 0,03) relativement à un liquide eutectoïde (système An-Ab-Qz-Or), qui s'accorde avec la forte teneur en potassium et suggère un caractère très peu calcique du matériau source.

Les signatures géochimiques sont plus calco-alcalines que leucogranitiques, avec un spectre multi-élémentaire (fig. 44) à anomalies négatives marquées en Ta-Nb, ainsi qu'en Sr, P et Ti, et un fractionnement très net entre terres rares lourdes ($[Gd/Yb]_N = 5,7$) (annexe tabl. 1).

Le granite de Talhouët apparaît quasi-identique au microgranite du Pouldu et comme ce dernier, il peut être supposé dériver du granite de Guidel ou d'un granite voisin, ce qui s'accorde avec la quasi-identité des âges de mise en place de ces différents massifs (330-320 Ma). De même, la position sur la ligne cotectique Ab-Qz-Or pour $P_{\rm H2O} = 5$ kb peut suggérer que la roche a effectivement cristallisé à cette pression.

Granite de Sainte-Anne-d'Auray

Un échantillon du granite de Saint-Anne-d'Auray (FB 8436) a été analysé (annexe tabl. 1) qui témoigne du caractère acide (SiO₂ = 71,6%), modérément potassique ($K_2O = 3,89\%$) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,18) du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Ces traits le définissent comme un granite peralumineux.

Le report de la composition normative dans les diagrammes Ab-An-Or (fig. 42) et Ab-Qz-Or (fig. 43) (Winkler, 1979) met en évidence une position à l'écart de la ligne cotectique ($P_{H2O} = 5$ et 7 kb) et vers le segment Ab-An, dans le premier, et une position à l'écart des lignes cotectiques et vers le segment Ab-Qz, dans le second. Contrairement aux autres granites analysés, le granite de Sainte-Anne-d'Auray ne montre pas d'indice de sous-saturation en calcium, et il est probable que sa cristallisation s'est d'abord traduite par la précipitation de plagioclase (effectivement présent à l'état de porphyroblaste). Une source différente de celles des autres granites étudiés et plus riche en Ca, doit donc être envisagée.

Les signatures géochimiques sont typiquement calco-alcalines et quasiidentiques à celles des granites de Talhouët et du Pouldu, avec un spectre multiélémentaire (fig. 44) à anomalies négatives marquées en Ta-Nb, ainsi qu'en Sr, P et Ti, et un fractionnement très net entre terres rares lourdes ($[Gd/Yb]_N = 5,9$) (annexe tabl. 1)

Abstraction faite de son caractère plus calcique, le granite de Sainte-Anne d'Auray apparaît quasi-identique aux granites de Talhouet et du Pouldu, et sa mise en place n'est que légèrement plus récente (~ 320 Ma). Il est probable que son matériau source était plus calcique et moins potassique que celui des autres granites, d'où une évolution des liquides dans le champ de stabilité du plagioclase. À l'inverse, les similitudes des spectres d'éléments traces peuvent suggérer que les concentrations en éléments incompatibles seraient plus dépendantes de la solubilité des minéraux accessoires (et par là de la température) que de la composition exacte du protolithe, pour peu que les teneurs dans ce dernier soient suffisantes pour saturer le magma.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATION VARISQUE

Déformation précoce : les plis intrafoliaux

Sur la feuille Lorient aucune trace de déformation anté-varisque n'a été observée. Cependant des charnières reliques de petits plis intrafoliaux ont été notées tant à l'affleurement (fig. 2) qu'en lame mince, dans les différentes formations métasédimentaires. Ces plis intrafoliaux déforment soit des exsudats de quartz soit (en lames minces) un feuilletage précoce (S0-1 ancienne schistosité ou litage) et la schistosité principale régionale (S1) est de plan axial par rapport à ces plis.

Foliation principale (S1) et/ou (S1/C) et la linéation associée

La foliation principale (S1) est très bien exprimée non seulement dans toutes les formations métasédimentaires mais aussi dans les orthogneiss.

Dans l'Unité du Pouldu qui occupe la moitié méridionale de la carte cette foliation principale (S1) très pénétrative et très régulière, est orientée au 90-100 et son pendage vers le Nord s'accentue progressivement du sud au nord de l'unité : ainsi au niveau de Fort-Bloqué les valeurs de pendage sont-elles comprises entre 30 et 50°, elles sont de 70 à 80° au niveau de Guidel et elles sont verticales au niveau de Clohars-Carnoët et du Nord de Lorient.

De même, au contact nord de l'Unité du Pouldu, les pendages de la (S1) sont subverticaux dans l'orthogneiss de Moëlan (région de Clohars-Carnoët). Cependant, plus vers le Nord dans la région de Quimperlé la foliation pincipale est plus hétérogène, elle est orientée au 65-110 et son pendage, est nettement moins accentué variant de 20 à 50° vers le Nord. De plus dans cette zone on note localement la présence de plans «C» subverticaux associés à une linéation d'étirement qui pend de 8 à 15° vers l'Ouest.

Dans la région de Pont-Skorff et d'Hennebont la foliation principale (S1) tant dans l'orthogneiss de Moëlan que dans celui d'Hennebont-Tréauray, est principalement orienté au 100-110 et les pendages observés sont soit verticaux soit toujours accentués mais ici vers le Sud.

À l'extrême nord de la carte, l'influence du CSA se fait nettement sentir et le granite Pluguffan porte souvent son empreinte avec une foliation mylonitique régulière et très pénétrative, subverticale, axée au 90-100 et souvent associée à des plans « C » subverticaux portant une linéation d'étirement fréquemment sub-horizontale ou légèrement pentée vers l'Ouest.

Cisaillement sud-armoricain (CSA)

Cet accident transcurrent majeur observé dans l'angle NE de la carte Lorient correspond à la branche méridionale du Cisaillement sud-armoricain qui prend en écharpe tout le Sud du Massif armoricain depuis la pointe du Raz à l'Ouest jusqu'à la région nantaise au Sud-Est. Cet accident sépare Le Domaine varisque sud-armoricain du Domaine varisque ligéro-sénan, représenté respectivement par le granite de Pluguffan au Sud et le granite d'Ergué-Languidic au Nord.

Cet accident, sur la carte Lorient, est souligné par une bande d'ultramylonites feuilletées avec une schistosité subverticale orientée au 90-100, associée à un puissant filon de quartz laiteux, généralement cataclasé.

Le fonctionnement de cet accident transcurrent, au Carbonifère, induit aussi dans les formations adjacentes, principalement dans le granite de Pluguffan, la formation de bandes d'ultramylonites feuilletées parallèles au CSA. Ce type de bandes déjà observé plus à l'Ouest sur les cartes de Rosporden et de Plouay (Béchennec *et al.*, 2001, 2006) sont d'importance variable tant en puissance qu'en extension et ne sont pas toutes cartographiables. Sur la carte Lorient deux d'entre elles ont été individualisées : la première, plus méridionale, forme une lentille étroite, 10 à 40 m, et s'étend sur 7 km au Sud de la carte Plouay et au Nord de la carte Lorient ; la seconde débute au Sud de la carte Rosporden (Bannalec), prend en écharpe le Sud de la carte Plouay, traverse le Nord de la Carte Lorient et se poursuit vers l'Est sur les cartes de Baud et d'Elven. Outre par sa grande extension, pluridécakilométrique, cette bande se caractérise aussi par sa puissante croissante vers l'Est, 10 à 40 m à son extrémité occidentale, jusqu'à 250 m sur la carte Plouay et 500 m en bordure orientale de la carte

Lorient. On peut noter que dans le même temps la puissance de la bande ultramylonitique du CSA se réduit. Dans cette bande d'ultramylonites parfois seuls les plans « C » très prédominants, sont identifiables ; verticaux et orientés au 95-105 ils sont associés à une linéation d'étirement, subhorizontale ou pendant de 5° vers l'Est. Lorsqu'identifiable la foliation mylonitique verticale est orientée au 90-100 et parfois les figures de déformation résultant de leur association avec les plans « C » montrent une géométrie compatible avec un cisaillement dextre.

Le fonctionnement du CSA a aussi induit dans les formations adjacentes, une déformation cisaillante intense soulignée par l'association d'une foliation mylonitique très pénétrative orienté (90-100), de plans « C » orientés au 95-110 et d'une linéation d'étirement souvent sub-horizontale. Lorsque présents dans ce contexte, les porphyroblastes de feldspath dessinent des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre. Enfin cette déformation montre un fort gradient d'intensité décroissante de part et d'autre du CSA.

Au Sud de la carte Lorient, entre Kerroc'h et Larmor-Plage, le granite Ploemeur montre aussi deux types d'orientation : (1) une fluidalité soulignée par l'orientation statistique des porphyroblastes de feldspath au 80-90 (2) une schistosité subverticale orientée au 80-90, soulignée notamment par l'étirement des quartz et par la fluidalité, associée à des plans « C » orientés au 120 ; cette association initie des figures de déformations compatibles avec un cisaillement dextre. Cependant, cette déformation mylonitique se limite à des couloirs étroits (décamétriques) alors que la fluidalité est assez générale dans toute cette zone.

Déformation post-(S1) : les plis en chevrons

Comme pour la déformation précoce, les séries métasédimentaires sont celles qui offrent les marqueurs nécessaires à la matérialisation des déformations tardives. Ainsi au Kerrou, les alternances de bancs leucocrates décimétriques d'ocellites et de micaschistes, favorisent l'illustration de cette déformation avec des plis pluridécimétriques serrés assez diharmoniques (fig. 45). Ces plis déforment la (S1) et leur axe orienté au 75, est proche de l'horizontale.

Ces plis tardifs déformant la (S1) se présentent aussi parfois sous forme de chevrons pluricentimétriques associés à des plis pluridécimétriques disharmoniques assez serrés, à axe subhorizontal orienté, au moins localement, au 100 (fig. 46).

Bien que peu visible à l'affleurement mais assez fréquemment observée en lames minces, une schistosité (S2) de crénulation est parfois associée à ces plis en chevrons. Localement, au Pouldu, cette schistosité de crénulation (S2) subverticale, est orientée au 110. Sur la rive orientale du Blavet la (S1) des






Fig. 46 - Plis assez serrés déformant la foliation principale (S1) des micaschistes à ocelles, Groupe de Merrien

micaschistes du groupe de Merrien est déformée aussi par de petits plis en chevrons axés 10° au 75, et dans cette zone la (S2) de crénulation associée est subverticale et orientée au 75.

Plis tardifs

Très localement, des ondulations à longueur d'onde métrique et axées 15° au 30 déforment l'ensemble des structures précédemment décrites.

DÉFORMATION POST-VARISQUE

Elle se résume à la tectonique cassante dont les effets sont particulièrement remarquables sur la carte Lorient. Deux principales familles de faille affectent la région orientées l'une au 150-170 et l'autre au 20-30.

Dans le socle les failles NE-SW montrent assez fréquemment une composante décrochante sénestre ; ceci est bien marqué en limite sud du granite de Guidel et en limite nord du granite de Ploemeur. Les failles NW-SE montrent parfois une composante décrochante dextre ; ainsi au niveau de la Laïta la formation de Raguenez se trouve décalée de quelques 300 m de part et d'autre de la faille ; de même au Nord d'Hennebont on observe des décalages plurihectométriques des niveaux de leptynite et de paragneiss. Néanmoins les effets les plus remarquable de ces failles conjuguées sont observés au Sud-Est de la carte où elles entrainent l'individualisation du bassin éocène de Gâvres, bassin qui se prolonge largement en mer.

Cette tectonique cassante est bien caractérisée aussi sur le plateau continental où la famille de failles NW-SE à NNW-ESE délimite aussi un bassin tertiaire dans le prolongement de celui de Gâvres. Par ailleurs des failles NE-SW sont individualisées aussi dans la partie occidentale de la feuille notamment à l'embouchure de la Laïta.

Ce système de failles est actif dès le Carbonifère supérieur comme en témoignent les petits bassins à sédiments d'âge stéphanien, cartographiés dans la région de Quimper (Béchennec *et al.*, 1999). Cependant ces failles montrent surtout d'importants rejeux au Tertiaire, rejeux soulignés par les multiples petits grabens, à remplissage de sédiments d'âge éocène inférieur à miocène, qui jalonnent toute la moitié méridionale du Massif armoricain depuis le bassin du Juch et celui de Toulven à l'Ouest (Quimper, Béchennec *et al.*, 1999) jusqu'au bassin de Gâvres à l'Est en passant par celui de la Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1975-1976 ; Delanoë, 1988 ; Béchennec *et al.*, 1996).

- 145 -

MÉTAMORPHISMES VARISQUES

La carte Lorient comprend un seul grand ensemble métasédimentaire correspondant à l'Unité du Pouldu et dont l'âge du protolithe, au minimum Ordovicien inférieur, demeure discuté.

Cet ensemble est affecté par une foliation principale (S1) très pénétrative et homogène soulignée par l'orientation des paillettes micas et leur ségrégation en lits à dominante micacée alternant avec des lits à dominante quartzeuse ou quartzo-feldspathique. Il apparaît donc clairement que cette foliation principale (S1) est associée au pic du métamorphisme qui se développe en limite des faciès schistes verts - amphibolites et induit une transposition totale du protolithe. Néanmoins, ponctuellement, en lame mince, on décèle les reliques d'une foliation antérieure (S0-1) qui est déformée par de petits plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial.

La paragénèse associée à la foliation principale (S1) est, à la base, composée de :

- quartz + biotite + muscovite ;

-l'albite est aussi très fréquente, notamment dans les micaschistes à ocelles de la formation de Brigneau. Ces ocelles d'albite sont fréquemment allongés dans le plan de la (S1) et sont néanmoins moulés par elle ; de plus ils comportent souvent des inclusions (quartz, micas, opaques, rares grenat) qui dessinent une foliation parfois légèrement oblique sur la (S1) voir sigmoïde et témoignent ainsi d'une certaine rotation de l'ocelle au cours de sa croissance ;

-le grenat bien que peu présent est rencontré dans toutes les formations et se présente sous forme de petits individus globuleux ou subautomorphes qui peuvent être enclavés dans les ocelles d'albite, ce qui montre sa croissance précoce ;

 le chloritoïde est très présent dans des niveaux spécifiques identifiés au sein de la formation de Brigneau. Il est en baguettes orientées dans le plan de (S1);

-l'actinote, est bien présente dans les niveaux de gneiss à amphibole et prépondérante dans les niveaux d'amphibolite, et elle se présente toujours en baguettes orientées dans le plan de la (S1);

-l'épidote, de type pistachite et plus rarement clinozoisite est aussi présente dans certains faciès et lorsqu'en baguettes ces dernières sont orientées dans le plan de (S1).

Les silicates d'alumine ne sont présents que ponctuellement et leur positionnement géographique montre qu'ils ne sont pas liés au métamorphisme général qui affecte l'Unité du Pouldu mais que leur croissance est induite par la mise en place des massifs granitiques : — l'andalousite et la staurotide ont été identifiées dans de rares échantillons qui ont tous la particularité de se situer à proximité des massifs granitiques, granite de Ploemeur à Fort-Bloqué, Locmiquélic et Lorient-ville, granite anatectique à Lanester. Les porphyroblastes, souvent très poecilitiques, semblent tous avoir une croissance tardi-S1, qui serait liée à mise en place de ces massifs granitiques;

– la sillimanite a été identifiée en un seul échantillon provenant d'une enclave de paragneiss emballée dans un granite anatectique à biotite et sa présence sous forme de fibrolite, est clairement en liaison avec l'effet thermique du granite.

La schistosité (S2) associée aux plis en chevron qui déforment la (S1), est essentiellement une schistosité de crénulation ; cependant elle est aussi parfois soulignée par une cristallisation modérée de quartz et de paillettes micas, orientés dans son plan ; généralement il s'agit de paillettes de muscovite et plus rarement de paillettes de biotite.

Enfin une rétromorphose dans le faciès schistes verts se traduit par une chloritisation plus ou moins importante des paillettes de biotite.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur

Dans le Domaine sud-armoricain, le Protérozoïque supérieur n'est identifié formellement que très localement à Porz-Manec'h sur la carte voisine de Concarneau où il se limite à une enclave plurikilométrique d'orthogneiss daté à 592 ± 10 Ma (Calvez, 1976), lui-même intrusif dans une série de paragneiss associées à des amphibolites. Ces métasédiments correspondent à une série terrigène associée à des basaltes qui montrent une affinité avec les séries alcalines intracontinentales. L'orthogneiss appartient à la famille des adamellites et des granitoïdes métalumineux (Béchennec *et al.*, 1996).

Sur la carte Lorient, il n'y a pas de Protérozoïque avéré ; les métasédiments de l'Unité du Pouldu, dont l'âge est Ordovicien inférieur ou antérieur, seront traités comme une entité du Paléozoïque inférieur.

Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque inférieur

Dans le Domaine sud-armoricain, le protolithe des séries métasédimentaires de l'Unité du Pouldu est au moins en partie d'âge ordovicien inférieur, d'une part d'après la datation à 481 ± 11 Ma (Concarneau, Béchennec *et al.*, 1996; Guerrot *et al.*, 1997) réalisée sur les méta-acidites de la formation de Raguenez et d'autre part du fait qu'une partie d'entre eux soient recoupés par l'orthogneiss de Moëlan, lui-même daté de l'Ordovicien inférieur. Ces séries montrent une

importante sédimentation (1) avec un pôle grauwackeux qui correspond aux micaschistes à ocelles d'albite de la formation de Brigneau, (Gp. de Merrien) et de la formation de Trünvel et de Tréogat (Quimper, Béchennec *et al.*, 1999) (2) avec un pôle gréso-quartzeux avec les paragneiss leucocrates de la série de Fort-Bloqué (Gp. de Merrien) et du Groupe de Nerly. D'après la composition des métabasites associées au pôle grauwackeux des formations de Brigneau et de Tréogat, un environnement d'arc-arrière-arc peut-être envisagé pour ces dépôts (Thiéblemont *et al.*, 1989, Béchennec *et al.*, 1996-1999-2001). La sédimentation du pôle gréso-quartzeux, bien que plus mature, semble être alimenté par une source identique à celle du pôle grauwackeux (Dabard & Peucat, 1998).

Ce schéma qui privilégie une évolution en régime de subduction océanique à l'Ordovicien inférieur est argumenté aussi par la présence d'orthogneiss calcoalcalins de type « arc » orthogneiss de Lanmeur, du Cosquer et, pro-parte, de Moëlan (Concarneau, Béchennec *et al.*, 1996). Néanmoins d'autres orthogneiss de cet âge montrent des signatures nettement crustales, orthogneiss peralumineux de Nizon, et orthogneiss alcalin, *pro-parte*, de Moëlan et d'Hennebont-Tréauray.

Siluro-Dévonien : l'évolution éo-varisque

L'évolution éo-varisque n'est guère documentée sur la carte Lorient, même si des reliques à 370 Ma ont été identifiées dans des cœurs de monazite des granites de Guidel et de Saint-Anne-d'Auray.

Le principal témoin de cette évolution éo-varisque dans l'Ouest du Domaine sud-armoricain correspond au Complexe de la baie d'Audierne. Dans ce dernier, l'Unité de Peumerit caractérisée par l'association de serpentinites, de métagabbros et de métabasaltes, correspond à un lambeau de lithosphère océanique formée à l'axe d'une ride médio-océanique ou arrière-arc, d'après la signature chimique des métabasaltes (Béchennec *et al.*, 1999). L'âge du protolithe est indéterminé mais il a subi un métamorphisme de faciès granulite au Dévonien moyen (384 +/6 Ma, Peucat *et al.*, 1982) qui témoigne d'un enfouissement attribuable à une phase de convergence à cette période. Cette convergence se traduit aussi par l'empilement tectonique des unités de Trünvel-Tréogat, Peumerit, Languidou-TyLan et Penhors. Vers l'Est ces unités sont ensuite recoupées par les nombreux leucogranites qui se mettent en place au Carbonifère.

Carbonifère : l'évolution varisque s.s.

L'évolution varisque *s.s.* se développe au Carbonifère et se caractérise, 1) par le développement d'un métamorphisme de type basse/moyenne pression, 2) par

la genèse de leucogranites, 3) par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA. Ces différents évènements se développent en contexte de collision continentale qui aboutit à l'érection de la Chaîne varisque.

Le métamorphisme affecte toutes les formations anté-carbonifères, tant les séries volcano-sédimentaires de l'Unité du Pouldu que les orthogneiss de l'Ordovicien inférieur, dans lesquels il imprime une foliation très pénétrative et induit des paragénèses carctéristiques des faciès schistes verts et amphibolites.

Les granites recoupent les formations métamorphiques; tardifs dans l'évolution varisque ils témoignent de la phase finale de la collision continentale; cependant il semble y avoir deux générations :

- certains, les moins nombreux, sont précoces datés du Carbonifère inférieur tel le granite de Guidel à 332 ± 4 Ma, tel celui de Saint Joseph-Pors Poulhan, daté (338 ± 10 Ma), (carte Quimper, Béchennec *et al.*, 1999), qui montre de plus une nette tendance à l'orthogneissification ;

- d'autres sont plus récents :
 - celui de Ploemeur daté à 326 +/6 Ma,
 - ceux de Sainte-Anne-d'Auray et Talhouët datés à 321 Ma,
 - celui de Pluguffan, daté à 318 ± 4 Ma (Béchennec *et al.*, 1999). Ce dernier limité vers le Nord par la branche méridionale du CSA, présente une texture orientée et des structures ductiles « S/C/L ». Ces dernières montrent un gradient net du Sud au Nord du massif, et aboutissent à des ultramylonites feuilletées qui démontrent le fonctionnement tardif de cet accident au cours de la collision continentale,
 - le granite d'Ergué-Languidic, qui lui appartient au Domaine ligéro-sénan, et borde le branche méridionale du CSA coté nord, présente quant à lui un gradient très fort de déformation sud-nord.

Les grands cisaillements du CSA séparent les Domaines varisques sudarmoricain, ligéro-sénan et de Bretagne centrale et induisent : (1) la formation d'ultramylonites dans des couloirs axés WNW-ESE ; (2) la naissance de structures ductiles « S/C/L » dans les granites carbonifères ; (3) la verticalisation des structures antérieures.

Enfin, à la fin du Carbonifère, après l'exhumation du bâti, se développe une tectonique cassante. Elle se traduit d'une part par des rejeux le long du CSA, qui génèrent d'étroits bassins où se déposent des sédiments stéphaniens (Baie des Trépassés ; Quimper-ville) et d'autre part par l'individualisation d'un système de failles conjuguées axées NW-SE et NE-SW (dont le système Kerforne et le faisceau de Quessoy – Nort-sur-Erdre). Ces failles, initiées au Carbonifère, seront actives aussi par la suite à différentes périodes, mais dès cette époque, elles jouent essentiellement en décrochement, respectivement dextre et sénestre, et induisent ainsi, localement, la formation de petits bassins à sédimentation

clastique terrigène carbonifère (Kergogn, Gouesnac'h, région de Quimper, Béchennec et al., 1999).

Évolution post-Paléozoïque

Cette évolution demeure assez mal connue dans le Massif armoricain. Seuls des filons de dolérite, de direction NW-SE et localement (le Conquet) datés à 205 Ma (Trias supérieur-Lias inférieur, Bellon *et al.*, 1985), témoignent d'une période d'extension qui préluderait à l'ouverture de l'Atlantique. Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine, mais aucun témoin de ces transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne.

Des séries de l'Albien, qui reposent sur le socle paléozoïque de l'épaulement septentrional du rift du golfe de Gascogne, sont connues au puits PENMA 1 (Thomas, 1999). Par la suite, au Sénonien supérieur, la mer a pu submerger totalement le Massif armoricain, mais la présence d'apports terrigènes dans les régions périphériques montre, que néanmoins, à certaines époques, le cœur de la Bretagne était émergé (Louail, 1984). Aucun indice ne permet cependant de reconstituer les niveaux d'inondation marine jusqu'à la fin du Mésozoïque et à ce moment la déformation à grande longueur d'onde résultant de la compression pyrénéenne, a fait émerger totalement la Bretagne. Ce soulèvement s'est traduit par l'érosion des dépôts crétacés, dont seuls quelques témoins reliques du Cénomanien moyen sont cependant connus en Vendée ; de plus, des fossiles du Crétacé peuvent aussi se trouver remaniés dans les formations éocènes de la Basse Loire.

La position des formations crétacées reconnues sur la plate-forme sudarmoricaine correspond à une limite d'érosion et les silex observés sur les grèves de la région de Lorient proviennent de décapages d'affleurements situés à l'Ouest des côtes finistériennes et de transits littoraux pendant les cycles glaciaires du Pléistocène.

Géodynamique récente

Au Cénozoïque, la région apparait surtout continentale (Durand, 1960; Estéoule-Choux, 1970). Le Paléocène est probablement la période d'altération des roches du socle, sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Cette altération se traduit par le développement d'un épais manteau d'altérites dont il ne subsiste généralement que de rares bases de profils. Cependant, dans la région de Ploemeur, ces profils sont conservés et sont l'objet d'une exploitation de la kaolinite. À l'Éocène, au cours de l'Yprésien, la mer atteint la région de Lorient où des dépôts attribués au Cuisien reposent sur des arènes kaoliniques. Une mangrove à Nypacées se développait alors en bordure d'un golfe peu profond. Les sédiments yprésiens sont conservés uniquement dans les zones affaissées entre l'estuaire de la Loire et le Finistère. On ignore l'extension maximale de la transgression vers le Nord et après le retrait de la mer, les dépôts cuisiens ont été par la suite remaniés ou érodés. Enfin, une partie des altérites couvrant le versant sud-armoricain a été également décapée et localement des argiles kaoliniques ont pu s'accumuler dans des zones subsidentes comme celle de la Trinité-Porhoët en Bretagne centrale (Ollivier-Pierre, 1980).

Dans la région de Lorient une discordance est manifeste entre la fin du cycle yprésien et les formations du Bartonien inférieur qui correspondent à un retour de la mer dans la dépression du bas-Blavet. Quelques dépôts résiduels englobant des blocs silicifiés à micro-faune marine ou des poudingues siliceux à éléments bien émoussés permettent de penser que cette transgression a pu envahir les bas plateaux du Vannetais et de Cornouaille.

Pendant l'Éocène supérieur un climat toujours chaud avec des périodes sèches prononcées s'est traduit par la formation de silcrètes et de grès à Sabals (cartes Quimper, Rosporden et Vannes). Les formations ferrugineuses associées aux micaschistes, au Nord du granite de Ploemeur, semblent constituer les reliques de cuirasses ferrallitiques témoignant d'un assèchement progressif des climats, à cette époque.

L'Éocène du bas-Blavet est limité au Nord par des failles et la topographie du fond du bassin montre, entre Gâvres et Plouhinec, un grand ensellement se relevant vers le NNW. La tectonique post-éocène se traduit aussi, sur le bord Est du grabben, par des failles en relais encadrant un couloir se prolongeant en direction du Rohu sur la rive ouest du Blavet. Ces déformations pourraient être rapportées aux compressions résultant des mouvements pyrénéens au sud du golfe de Gascogne et ont pu se poursuivre au cours de l'Oligocène.

Les formations marines oligocènes sont rares à l'Ouest de l'accident Quessoy – Nort-sur-Erdre. Elles n'ont pas été reconnues dans le bassin du bas-Blavet, mais elles existent en mer, au Sud-Ouest de Belle-Île et en baie de Concarneau (Delanoë, 1988, Delanoë *et al.*, 1976, Béchennec *et al.*, 1996). Le versant méridional de la Bretagne devait être alors soulevé par rapport à la Bretagne orientale.

Au Miocène la mer s'est avancée sur la plate-forme continentale au Sud de la Bretagne. L'Aquitanien a été reconnu dans le bassin de la baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976), mais aucun dépôt n'a été, jusqu'à présent, identifié dans les parties actuellement émergées de la péninsule bretonne.

La transgression du Langhien-Serravallien, bien connue entre le golfe Normand-Breton et la vallée de la Loire, n'a pas laissé de témoins sur les collines de Basse-Bretagne ; cependant la datation des sables rouges de Bretagne centrale par REP a montré qu'au Tortonien la mer s'est élevée à plus de 100 m d'altitude dans le bassin versant du Blavet (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Plusieurs cycles sédimentaires associant des formations marines, estuariennes et alluviales ont été mis en évidence pendant le Miocène supérieur et le Pliocène, dans les formations fossilisant la vallée de Radenac au Nord des Landes de Lanvaux. Des sables fluviatiles progradaient alors vers l'Ouest et il est vraisemblable que ce réseau hydrographique débouchait dans la dépression lorientaise après le franchissement du Cisaillement sud-armoricain. En effet, la nappe alluviale inférieure au Nord de la Petite-Mer-de-Gâvres, présente des faciès permettant une assimilation aux épandages détritiques grossiers messiniens de la vallée de Radenac.

Des faluns pliocènes sont bien connus dans le bassin-versant de la Vilaine et des sables marins ont été datés aussi entre 3,5 et 3,3 Ma dans la vallée fossile de Radenac. Ils semblent correspondre aux sables à glaucophane et glauconie étudiés par S. Durand (1960) au-dessus des formations éocènes, au Nord de la station de pompage de Kerdurand (sondage K2). On les retrouve aussi au contact de la nappe alluviale supérieure, à proximité du filon de quartz de Branroc'h et sans doute à la surface des bas-plateaux de part et d'autre du Blavet.

À la fin du Pliocène supérieur, vers 2,6 Ma, le changement climatique se poursuit et les influences continentales s'accentuent. Les alluvions étalées entre Locmiquélic et Riantec (nappe supérieure) présentent localement des stratifications entrecroisées ; elles sont moins rubéfiées que celles de la « Côte Rouge », au Nord de la Petite-Mer-de-Gâvres et à leur base, des galets de Grès armoricain sont fréquents. Elles peuvent correspondre à la limite Piacenzien – Gélasien et à ce moment la vallée de Radenac était déjà amputée de son cours supérieur. Les apports lithiques du Blavet étaient donc moins abondants. La position stratigraphique de la nappe alluviale supérieure, par rapport aux argiles et sables fins de Talhouët n'a pu être déterminée avec certitude et latéralement ces formations sont en contact avec les terrasses alluviales du Blavet des Coureaux de Groix.

Après l'épisode régressif de la fin du Pliocène, la transgression du Gélasien a réoccupé les vallées et débordé sur les plateaux littoraux. Elle est connue en Bretagne occidentale (Cartes Landerneau et Lannion), ainsi que dans la basse vallée de la Vilaine. Son altitude maximale est mal connue et sur les bas-plateaux de la région de Lorient, à défaut de formations fossilifères et de datations par RPE, il n'est guère possible de distinguer les sables marins piacenziens et gélasiens. On peut cependant supposer que les argiles et les sables fins à glaucophane de Talhouet correspondent à un faciès estuarien du Gélasien, que l'on retrouve sans doute sur l'autre rive du Blavet, au Nord du Rohu. Les marnes à *Ostrea edulis* localisées en amont des Forges de Lochrist par C. Barrois

(1885), pourraient également correspondre à un autre faciès de ces dépôts transgressifs vers le Nord.

Au Pléistocène les phases froides sont nombreuses et alternent plus ou moins régulièrement avec des phases tempérées. Les climats périglaciaires ont favorisé la migration massive de matériaux sur les versants. Étalés par les rivières, ces formations ont alimenté des nappes alluviales englobant souvent des blocs démesurés de quartz, de Grès armoricain ou de granites provenant du bassin versant supérieur du Blavet, en amont de Pontivy. Les blocs transportés par radeaux de glace lors des débâcles estivales sont parvenus jusqu'à Gâvres et ont été, par la suite, réincorporés dans les formations littorales.

Au cours du Pléistocène, Le Blavet a creusé un nouveau lit à l'Ouest du bassin éocène, mais les raisons de ce détournement vers l'Ouest ne sont pas clairement établies. L'érosion régressive d'un affluent de la Laïta a pu éventuellement inciser le fond de la dépression littorale entre l'île de Groix et Ploemeur pour capturer le Blavet. Ce détournement pourrait résulter aussi d'un abaissement du niveau de base des rivières de Cornouaille à l'Ouest de l'accident Kerforne, entre la baie de Concarneau et Groix, mais en ce cas on comprend mal le maintien de l'écoulement de l'Etel vers le Sud.

La surrection généralisée du Massif armoricain au Pléistocène est marquée par la constitution de terrasses alluviales et de plages anciennes étagées. Sur le cours moyen du Blavet, dans la région de Pontivy, les nappes alluviales pléistocènes sont bien développées. Vers l'aval, lorsque la vallée s'encaisse dans les formations cristallines, elles sont mal individualisées, en particulier dans la section estuarienne. Celle-ci s'est creusée lors des régressions marines dans les nappes alluviales et le substrat métamorphique ou granitique. Le profil du lit fossile plonge rapidement vers le Sud entre Hennebont et la citadelle de Port-Louis. Latéralement les corrélations avec les formations alluviales de l'amont restent incertaines. Il en est de même pour les terrasses alluviales visibles sur les profils sismiques entre l'île de Groix et le continent (Menier, 2004).

Pendant les interglaciaires les formations alluviales ont été décapées par les transgressions marines et en partie réincorporées dans des cordons littoraux, associées à des massifs dunaires. Un cordon bien individualisé s'étire entre Kerzine et Etel. Il déviait vers l'Est l'exutoire de la ria et quelques témoins permettent de suivre son tracé jusqu'à Plouharnel. Plus au Nord, sur la plate-forme de Plouhinec, entre 20 et 25 m d'altitude, d'autres formations marines rubéfiées correspondent à un autre cordon qui se prolonge vers l'Ouest jusqu'à Locmiquélic. Il est très étalé et tronçonné par le réseau hydrographique actuel. Il est également associé à des sables dunaires entre Les-Quatre-Chemins et Lotour (fouilles de la station d'épuration). Cependant, à l'Ouest du Blavet, ces transgressions n'ont pas disposé de stocks sédimentaires suffisants pour édifier des cordons et ont laissé peu de témoins. Les plages anciennes perchées des

falaises entre Guidel et Ploemeur correspondent à l'Est de Port-Louis à une ligne de rivage vers 10 m d'altitude : paléo-falaise entre Riantec et la butte du château d'eau, correspondant au décapage de la nappe alluviale supérieure. Les formations littorales identifiées au pied du coteau de Kerven, sont plus difficile à suivre vers l'Ouest, où elles s'appuient sur les sables pliocènes de la dépression de Kerdurand. Le rivage du dernier interglaciaire ne devait guère s'élever à plus de un mètre au-dessus du niveau des hautes mers actuelles et se traduit pas un niveau de galets lavés, lorsque la falaise s'abaisse en bordure de la Petite-Merde-Gâvres.

Les dépôts de pente périglaciaires sont peu abondants sur le littoral où en l'absence de reliefs, ils laissent place à un niveau limoneux dépassant rarement un mètre d'épaisseur. Le froid est aussi à l'origine de fentes de gel et parfois de véritables fentes en coin, observables localement dans la nappe alluviale en bordure de la Petite-Mer-de-Gâvres. Les dreikanters dispersés au sommet des arènes et les galets éolisés au sommet des plages anciennes ou des alluvions anciennes correspondent à des aires de déflation balayées par le blizzard lors des maxima glaciaires.

Après le dernier maximum glaciaire, la déglaciation a été marquée par des ralentissements pendant lesquels la dynamique périglaciaire a pu à nouveau se manifester sur les versants encadrant les vallées encaissées. Le climat est resté instable pendant l'Holocène, avec des refroidissements marqués comme celui du Subboréal et plus récemment celui du «Petit Age de Glace». Dans un premier temps l'installation de la forêt de feuillus a entravé l'érosion et favorisé la formation de sols bruns. La transgression flandrienne a permis à une partie des sédiments dispersés par les cours d'eau sur la plate-forme continentale de remonter la pente jusqu'à la ligne de rivage actuelle. Ils se sont répartis en fonction de la topographie et de la dynamique littorale sur les plages et les cordons littoraux ainsi que dans les anses et les estuaires. La sédimentation a été plus importante dans le chenal fossile du Blavet, mais on observe aussi dans la partie orientale de la Petite-Mer-de-Gâvres plus de 20 m de dépôts correspondant au remblaiement de la vallée du Riant. Cet ancien affluent de l'Etel a été capturé par un cours d'eau rejoignant le Blavet au Sud-Ouest de la pointe de Gâvres (Menier, 2004). Cette réorganisation du réseau hydrographique pourrait résulter de la construction d'une flèche littorale ancrée à l'Est de l'île de Groix avant l'édification du tombolo Gâvres-Quiberon. Lors de son recul ce dernier s'est empalé sur les roches du Magouéro et l'accumulation des sables à l'Ouest de cet épi a favorisé la formation d'un champ dunaire entre la Petite-Mer-de-Gâvres et le goulet de la Ria d'Etel. Ces dunes ont isolé des étangs tourbeux, dont les exutoires forment des brèches à travers le cordon dunaire. On observe aussi au Sud de l'étang de Kerzine, un dédoublement de la ligne de crête correspondant à la destruction du cordon littoral lors d'une tempête. Sa reconstitution a isolé une plaine débouchant à l'Ouest sur la Petite-Mer-de-Gâvres. Les sables dunaires ont enseveli des monuments néolithiques comme le dolmen du Goërem à Gâvres et également des habitations médiévales sur le littoral de Ploemeur. Plusieurs remises en mouvement des dunes ont été enregistrées sur les côtes méridionales de la Bretagne en particulier au XVII^e siècle et les tourbes affleurant épisodiquement sur les estrans témoignent du recul continu des cordons littoraux pendant le Subatlantique. Les dépressions sub-littorales comme celle de l'étang de Lannénec ont été isolées par intermittence et l'examen des dépôts lacustres montre des apports périodiques de sédiments marins ou dunaires. On ne voit pas dans les zones abritées de niveaux transgressifs supérieurs au niveau marin actuel et dans les zones exposées les lits de graviers et de coquilles interstratifiés dans les sables dunaires, correspondent à des ondes de tempête.

Dès le Néolithique, les activités agricoles ont déclenché une rhexistasie conduisant à un décapage croissant des horizons pédologiques. À l'époque moderne la maîtrise de nouvelles énergies permet de grands aménagements qui ont modifié les processus morphogéniques. L'anthropozoïque se caractérise souvent par une accélération des transferts sédimentaires et par des dépôts où la part des déchets de notre civilisation est de plus en plus abondante. Depuis le XVIII^e siècle, le milieu naturel a été complètement modifié par les activités économiques de part et d'autre de l'estuaire du Blavet : remblais, dragages, construction d'ouvrages. À Ploemeur, la topographie a été totalement bouleversée par l'extraction du kaolin et à Plouhinec les sables dunaires ont été également exploités. Les dragages sur les fonds marins ont pu également perturber la dynamique sédimentaire du littoral lorientais.

Les rivages entre Clohars-Carnoët et Plouhinec sont particulièrement sensibles aux aléas liés à la mer et de nombreux travaux de défense ont été menés là où les enjeux sont importants : zones urbanisées et voies de communication. Le risque de submersion d'une partie de l'agglomération de Gâvres est réel et le risque de coupure de la D158 entre Gâvres et Plouhinec a été depuis longtemps pris en considération par le GERBAM. Les travaux de défense anciens ont été fragilisés par un abaissement progressif du niveau des plages et par la puissance de la houle (Peeters *et al.*, 2008). Après les tempêtes, les ouvrages de protection doivent être sans arrêt renforcés et le principe de précaution recommande d'éviter les entreprises qui contribueraient à la fragilisation des cordons dunaires. Des mouvements sédimentaires considérés comme dérisoires peuvent devenir importants lorsqu'ils sont cumulés dans le temps et les modélisations considérant que les transferts entre le stock sédimentaire côtier et celui des fonds supérieurs à 30 m sont négligeables, ne résistent pas à l'examen des faits.

Déformations et contraintes régionales actuelles

Les mécanismes au foyer calculés pour l'ensemble du Domaine sudarmoricain déterminent principalement des mouvements normaux décrochants (Nicolas *et al.*, 1990; Grellet *et al.*, 1993). Un mécanisme normal très faiblement décrochant est positionné sur la faille de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain, à environ 100 km au Sud-Est (Mécanisme n° 58 in Grellet *et al.*, 1993). Le jeu normal est associé à une faille d'orientation NW-SE, ce qui traduit la bonne concordance entre la direction des plans nodaux et la direction des failles existantes. Le contexte sismotectonique de la carte de Lorient est donc cohérent avec le régime de déformation distensif-décrochant du Massif sud-armoricain. Il est cependant difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région couverte par la feuille Lorient est scindée en quatre parties d'importance inégale, par les vallées des différentes rivières : à l'Ouest la Laïta, au centre le Skorff et à l'Est le Blavet, ces deux dernières se rejoignant au niveau de Lorient dans la rade de Port-Louis.

La topographie est modérée et offre à l'Ouest de Lorient un plateau qui s'élève progressivement depuis le littoral de 20 à 45 m ; le passage aux granites et orthogneiss est marqué par un petit ressaut topographique, les altitudes atteignant fréquemment 55 à 65 m mais c'est uniquement dans le quart NE de la feuille, au Nord d'une ligne Hennebont-Cléguer, qu'elles atteignent à 80 m et plus (113 m à Calan). Par contre à l'Est de Lorient et dans la région de Port-Louis-Riantec s'étend une zone particulièrement déprimée où les altitudes sont souvent inférieures à 20 m et qui correspond à la zone d'extension du bassin tertiaire de Gâvres, nettement conditionné par les rejeux de failles NW-SE.

La région de la carte Lorient est coupé par le grand axe structurant W-E que constitue la N165 (4 voies) qui permet une liaison rapide depuis Quimper jusqu'à Nantes en passant par Quimperlé, Lorient, Auray et Vannes. Par ailleurs, le réseau secondaire est dense et favorise les liaisons entre les principales bourgades et les hameaux.

Cette région est nettement tournée vers la mer avec notamment à Lorient le port de pêche de Kéroman, d'importance nationale, le port de commerce plutôt tourné vers l'agro-alimentaire et les activités liées à l'arsenal de la Marine nationale. Les industries mécaniques sont aussi assez présentes dans les villes de l'intérieur notamment à Caudan et à Hennebont. Enfin l'aéroport de Lann-Bihoué cumule les activités civiles et celles associées à l'aéronavale dont il constitue une des grandes bases. Par ailleurs la proximité de la mer a favorisé le développement des activités touristiques et notamment les ports de plaisance sont très actifs.

ENVIRONNEMENT

Le territoire couvert par la feuille Lorient possède des mieux naturels diversifiés souvent imbriqués les uns dans les autres. Ceux-ci évoluent constamment en particulier dans les espaces dégradés laissés à l'abandon tel le polder de Pen Mané en bordure de la rade de Lorient. Plusieurs milieux présentent une grande valeur patrimoniale, par l'intérêt des espèces végétales et animales qui leur sont associées. Parmi les milieux naturels côtiers les plus intéressants, on peut citer le littoral de Guidel – Ploemeur, malgré une fragmentation due aux aménagements et le complexe des zones humides de l'estuaire Blavet – Scorff, avec la « Petite Mer de Gâvres ».

Plusieurs sites d'intérêt européen ont été retenus dans le cadre du programme « Natura 2000 », et quelques zones ont été classées en ZNIEFF (zones naturelles d'intérêt écologique, faunistique et floristique). Pour le site de la rade de Lorient, trois périmètres sont classés en Zone de Protection Spéciale : polder de Pen Mané, fond de la « Petite Mer de Gâvres », étangs de Kervran et Kerzine. À l'Ouest de la rade de Lorient, la zone Natura 2000 s'étire entre la Pointe du Talud et Quimperlé. Elle couvre les estrans, englobant parfois les falaises, des dunes, un étang ainsi qu'un polder. En amont de l'estuaire de la Laïta, elle s'étend aussi sur les « guerns » qui correspondent à des prairies arborées soumises à la marée dynamique.

Vers l'intérieur, les plateaux ont subi des transformations considérables au cours des dernières décennies, du fait de l'intensification des pratiques agricoles et l'abandon de la mise en valeur des espaces périphériques accidentés, en particulier les vallées où les bois forment des couloirs quasi continus. Les boisements de pins maritimes qui, au XIX^e siècle, ont succédé aux landes à l'Est du Blavet sont également délaissés ce qui les rend vulnérables, mais ne constitue pas un réel inconvénient au plan écologique. La vallée du Scorff en amont de la N165 est classée en zone Natura 2000 : estuaire jusqu'à Pont-Scorff et cours fluvial en amont. Le classement de la vallée de l'Ellé en Natural 2000 en amont de Quimperlé a été également décidé et approuvé.

Des opérations d'acquisition foncières ont été menées afin d'assurer une préservation pérenne de ces milieux et d'autres achats d'espaces naturels sont prévus par le Conseil général du Morbihan et le conservatoire de l'Espace Littoral. Les zones d'intervention du Cosneil général concernent les massifs dunaires, les marais arrière dunaires, les parcelles boisées sur les rives des estuaires, ainsi que les landes sur les falaises. Le CEL a une stratégie de défense du littoral sur le long terme et a repéré des secteurs d'intervention potentiels sur les communes de Larmor-Plaghe, Ploemeur et Guidel, ainsi que sur la rive gauche de la Laïta en amont. La « Petite Mer de Gâvres », la rive gauche du Blavet, ains que les versants de l'estuaire du Scorff sont également concernés en fonction des opportunités. En coordination avec Natura 2000, des interventions de reconquête des espaces dégradés ont aussi été mises en place dans le cadre de l'opération Grand Site Gâvres – Quiberon. la mise en œuvre de la loi Littoral a permis de maintenir des coupures entre les espaces urbanisés côtiers à l'Ouest de Larmor-Plage.

Le souci de la protection de l'environnement et des paysages a imposé des contraintes à l'agriculture, en particulier dans la conduite des élevages, de la fertilisation des sols et l'utilisation des produits phytosanitaires. La reconquête de la qualité de l'eau dans les bassins versants du Blavet, du Scorff et de la Laïta constitue un axe majeur à travers des programmes tenant à améliorer la qualité des eaux de surface et à préserver les ressources en eau souterraine. Les orientations de gestion des bassins versants ont été définies à partir de l'élaboration des Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux : Blavet, Scorff, Laïta. D'autres démarches sont également menées pour la gestion de petits bassins versants comme celui de la « Petite Mer de Gâvres »: protection du captage de la Crozetière, maintien de l'exploitation de la ressource conchylicole, réglementation des espaces maritimes.

Les sédiments des fonds marins sont d'escellents marqueurs de la qualité des eaux côtières mais les analyses menées dans la rade de Lorient mettent parfois en évidence des teneurs notables en polluants liées au ruissellement des eaux pluviales et aux activités portuaires. Les dragages d'entretien des chenaux d'accès remettent en circulation les métaux lourds et TBT stockés dans les vases et l'immersion de ces dernières au Nord-Ouest de l'île de Groix, disperse les polluants sur les fonds des Coureaux de Groix. La qualité des eaux littorales qui conditionne des activités comme la baignade, la conchyliculture ou la pêche à pied est dans l'ensemble satisfaisante mais reste précaire, malgré les investissements réalisés par les communes pour la mise aux normes de leurs stations d'épuration. En raison de flux importants d'azote et de phosphore dans le bassin versant du Blavet, on constate une eutrophisation excessive des eaux littorales, avec pendant la période estivale une prolifération d'ulves sur les estrans de partie aval de la rade de Lorient : taux de couverture atteignant parfois 100 %.

Les anciennes pratiques d'élimination des déchets sont responsables de pollutions des sols et des sédiments. Plusieurs sites de décharge et de stockage ne sont plus exploités et ont été réaménagés : Palud de Locoyarn, carrière de Kerouzine, ZI de Kerpont. Désormais la valorisation des déchets est favorisée au détriment de leur destruction et plusieurs déchetteries ont été implantées. Tri, compostage, recyclage, stabilisation des déchets ménagers résiduels ont permis à Cap l'Orient de s'affranchir de l'incinération. Des centres de tri et de transfert

permettent également de gérer les déchets industriels banals. Les produits inertes sont conditionnés en vue de leur recyclage ou enfouis, cependant des décharges sauvages de ce type de déchets sont encore visibles dans le paysage. Les déchets industriels spéciaux sont rassemblés dans un centre de transit localisé sur le port de commerce de Lorient et traités pour une bonne part, à l'extérieur du département du Morbihan.

RISQUES NATURELS

Sismicité

La sismicité historique de la région de Lorient est extraite de la base de données SisFrance (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM).

Date	Localisation épicentrale	Intensité épicentrale
?/06/1874	Lorient	?
06/12/1895	Lorient	5
30/09/2002	Hennebont-Branderion	5.5

INONDATION-SUBMERSION

Le risque d'inondation est relativement important dans les parties basses de certaines vallées alluviales, qui servent naturellement d'exutoires aux trop-pleins éventuels dus à une pluviométrie occasionnellement intense ; cependant, ceci peut être problématique là où des activités ou des habitations se sont implantées au cœur même des vallées et notamment le long de la Laita, du Skorff et du Blavet :

- le centre-ville de Quimperlé ;
- une zone industrielle restreinte à Pont-Skorff;
- certains bas-quartiers d'Inzinzac-Lochrist et d'Hennebont.

Les riques côtiers résultent des tempêtes, de l'érosion marine et de la dynamique des sédments littoraux. Entre la Laïta et la rivière d'Etel, le littoral a subi depuis le XVIII^e siècle, de profondes transformations. L'évolution régressive des côtes meubles est à l'origine d'inondations de zones urbanisées et de dommages concernant les équipements de défense contre la mer : commune de Gâvres. La submersion de zones littorales basses peut aussi survenir en cas de conjonction de fortes pluies et de grandes marées, au niveau des marais drainés, en raison de difficultés d'évacuation des eaux pluviales : communes de

Larmor-Plage, Ploemeur, Guidel. Dans les fonds d'estuaires, les forts coefficients de marée ralentissent l'évacuation des eaux fluviales gonflées par de longs épisodes pluvieux et sont à l'origine de débordements : Quimperlé, Bas-Pont-Scorff, Lochrist, Hennebont. Ce phénomène devrait s'amplifier en raison de l'élévation contemporaine du niveau marin. Il est également envisagé compte tenu des changements climatiques, une recrudescence des tempêtes, avec des surcotes plus importantes que celles qui sont actuellement enregistrées.

Les communes de la région de Lorient ne sont pas sujettes à des mouvements de terrain de grande ampleur. Les accidents se situent essentiellement dans la zone côtière : érosion des falaises menaçant les parkings et voies de circulation piétonne sur les littoraux de Guidel et de Ploemeur. Le démaigrissement du bas estran à la base du cordon de Gâvres, s'amplifie depuis le milieu du XX^e siècle. Il devrait se poursuivre et, à long terme, les ouvrages de défense actuels ne seront plus suffisants pour assurer la continuité de la liaison routière entre Plouhinec et Gâvres.

Les inondations des zones urbaines littorales peuvent être également liées à la conception des réseaux d'évacuation des eaux pluviales. Les villes de Lorient et Lanester sont régulièrement affectées par ce phénomène. Le barrage de Guerlédan dans le cours supérieur du Blavet assure une régulation des débits en période de crue ; mais la rupture brusque et imprévue de cet ouvrage correspondrait à une hauteur d'eau de 8 à 7 m entre Lochrist et Hennebont. Le risque est considéré comme extrêmement faible, mais d'autres accidents comme des lâchers d'eau brutaux au moment des crues peuvent aussi être envisagés.

La zone industrialo-portuaire de Lorient – Kergroise concentre la plus forte densité d'installations à risques du département du Morbihan et la juxtaposition d'activités dangereuses accroît la possibilité d'accidents à effet domino. La présence de dépôts pétroliers classés Seveso à proximité de zones d'habitation constitue un danger potentiel auquel s'ajoute la circulation de produits dangereux. La présence dans le sous-sol de bombes non explosées depuis la seconde guerre mondiale, représente aussi un risque pour les populations de la ville de Lorient.

RESSOURCES EN EAU

Les aquifères du socle du Massif armoricain

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué de roches du socle protérozoïque et paléozoïque. Dans ces roches il existe des eaux souterraines situées dans des aquifères de socle.

Un système aquifère, c'est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un



Fig. 47 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (R. Wyns et al., 1998 et 2004)

conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières.

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : Recherche d'Aquifères Profonds dans le Socle dans le Département d'Ille-et-Vilaine ; A. Carn-Dheilly *et al.*, 2008), est venu s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (P. Lachassagne *et al.*, 2001).

En milieu de socle, cet aquifère multicouches comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (fig. 47). Les fonctions capacitive et transmissive sont le plus souvent séparées :

 le rôle de réservoir (fonction capacitive : emmagasinement de l'eau de pluie) est assuré principalement par l'altération de la roche en place (« altérites » sur l'illustration 1, à porosité importante et faible perméabilité), développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur;

– tandis que l'eau circule surtout par le réseau de fissures et fractures existant plus bas (fonctions capacitive et transmissive), dans la roche saine plus ou moins atteinte par l'altération (« horizon fissuré », fig. 47), à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante (10^{-4} à 10^{-6} m/s).

En Bretagne les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré (les eaux souterraines de l'horizon fissuré provenant soit des eaux issues de l'horizon des altérites sus-jacent quand les altérites sont en place, soit des pluies infiltrées quand les altérites n'existent pas en surface).

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération.

Sur la carte Lorient, les altérites sont bien développées sur toutes les formations de socle : granites, gneiss et micaschistes. Pour mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères de socle, au niveau d'un bassin versant par exemple, il pourrait être utile de cartographier à une échelle plus fine ces altérites (épaisseur et nature des isaltérites et des allotérites ; fig. 47), grâce à des levers géologiques sur le terrain.

La recharge en eau de chaque aquifère est assurée par une partie de l'eau de pluie qui tombe à la surface du sol qui le surplombe directement. Le pourcentage d'eau de pluie qui s'infiltre est très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 10 à 40 % (modélisations effectuées sur 70 rivières bretonnes dans le cadre du

projet SILURES Bretagne ; Mougin *et al.*, 2008), en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. On peut considérer qu'en Bretagne il y a cohérence entre le bassin versant topographique et souterrain.

L'eau de pluie qui s'infiltre participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été (*cf.* chapitre suivant).

L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...). La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, cette vitesse est relativement lente, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, est généralement long, de l'ordre de 10 à 30 ans en moyenne. Toutefois, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

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

Les référentiels

Afin d'aider à la gestion des ressources en eau souterraine, des référentiels hydrogéologiques ont été mis en place pour apporter une description physique des aquifères, suivant différents niveaux de prise en compte de la complexité du milieu souterrain.

Les masses d'eau souterraine

Selon la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), une masse d'eau souterraine est « un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou de plusieurs aquifères » (article 5 et annexe II). Il s'agit des unités d'évaluation de la DCE. La feuille Lorient recoupe 5 masses d'eau souterraines (fig. 48), avec d'Ouest en Est :

- 4005 Baie de Concarneau Aven ;
- 4006 La Laïta ;
- -4011 Le Scorff;
- -4010 Le Blavet;
- 4012 Golfe du Morbihan.

La BD LISA

La Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BD LISA) constitue la deuxième version du référentiel hydrogéologique français et correspond à un découpage du territoire national en entités hydrogéologiques (formations géologiques aquifères ou non).

Six entités BD LISA se trouvent pour partie sur la feuille Lorient (fig. 48), avec d'Ouest en Est :

-193AC01 - Socle métamorphique dans les bassins versants côtiers de l'Aven (c) à la Laïta (nc) ;

-193AE02 - Socle métamorphique dans le bassin versant de l'Isole et ses affluents (à l'extrême nord de la feuille);

-193AE01 - Socle métamorphique dans les bassins versants de l'Ellé et côtiers, de l'Inam et de l'île de Groix ;

- 195AA01 - Socle métamorphique dans le bassin versant du Scorff de sa source à la mer ;

- 195AA02 - Socle métamorphique dans le bassin versant du Blavet de sa source à la mer ;

-197AA01 - Socle métamorphique dans les bassins versants de la Ria d'Etel de sa source à la mer et côtiers.

Des fiches descriptives des masses d'eau souterraine et des entités BD LISA sont disponibles sur le site Internet SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/-Referentiels-hydrogeologiques-.html.

La participation des eaux souterraines aux débits des rivières

À proximité de la feuille Lorient, les écoulements de trois rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Laïta, Scorff et Blavet ; Mougin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface (rapide) et en écoulement souterrain (lent). Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 50 à 56 %. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous (fig. 49).



Fig. 48 - Masses d'eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille Lorient





piézométriques (Hennebont)

Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m³/h)	Profondeur moyenne (m)	Débit moyen du meilleur quartile (m ³ /h)
Granite de Ploemeur	49	7,6	72,2	24,4
Granites anatectiques	06	2,4	55,2	14,8
Orthogneiss d'Hennebont- Tréauray	4	3,8	51,8	1
Orthogneiss de Moëlan	57	3,8	55	0
Dépôts fluviatiles et marins littoraux	2	3,6	49,1	1
Groupe de Merrien (gneiss et micaschistes)	62	3,5	59,1	8,7
Granite de Pluguffan	16	3,5	45,8	/
Granite de Guidel	83	3'2	55,3	7,2
Granite de Carnac	2	3,2	48,4	/
Groupe de Nerly (paragneiss)	2	2,6	44,3	/
Granite de Baye	13	2'2	56,4	/
Granite de Saine-Anne-d'Auray	6	1,8	60	
Total et moyennes	402	5,6	57,2	12,8

Fig. 51 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Lorient

Une comparaison des données climatiques (pluies efficaces calculées à la station météorologique d'Hennebont avec une réserve utile de 10 mm, en rouge sur fig. 50), hydrologiques (le Blavet à Languidic, en bleu) et piézométriques (Hennebont, en marron) a été réalisée (fig. 50). Elle montre que la nappe suit un battement annuel (recharge-décharge) et qu'elle est réactive aux précipitations.

Les captages d'eau souterraine

Les puits

Les puits sont des ouvrages verticaux peu profonds à parois maçonnées et réalisés en gros diamètre.Traditionnellement, ils traversent les niveaux d'altération des formations du socle sur quelques mètres de profondeur (altérites et partie supérieure de l'horizon fissuré) et :

- recoupent le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;

- ou coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de quelques m³ à 250 m³.

Les puits sont très sensibles :

 - aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux des nappes en période de sécheresse prolongée, pouvant aller jusqu'à l'assèchement temporaire de l'ouvrage);

- à la pollution de l'eau, principalement par les nitrates et pesticides.

Les forages

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

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 402 forages implantés sur le territoire de la feuille Lorient. Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (fig. 51).

La profondeur moyenne des ouvrages est de 57,4 m (valeurs extrêmes : 10 et 160 m) et le débit instantané moyen est de 5,5 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 85 m³/h). 41 forages ont une profondeur égale ou supérieure

Ce sont les Granites de Ploemeur qui sont les plus productifs avec un débit moyen de 7,6 m³/h, pour une profondeur moyenne importante, de 72,2 m.

Viennent ensuite les granites anatectiques, avec un débit moyen de $5.4 \text{ m}^3/\text{h}$, pour une profondeur moyenne de 55.2 m.

L'orthogneiss de Moëlan, les gneiss et micaschistes du Groupe de Merrien les granites de Pluguffan et de Guidel sont moins productifs (environ 3,5 m³/h en moyenne), mais pour des ouvrages en moyenne aussi profonds, aux alentours de 55 m (46 m pour le Granite de Pluguffan).

Peu ou pas d'ouvrages traversent les six autres formations géologiques (Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, dépôts fluviatiles et marins littoraux, paragneiss du Groupe de Nerly, granites de Carnac, de Baye et de Sainte-Anned'Auray), aussi les moyennes annoncées sont à prendre à titre indicatif.

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (*cf.* colonne de droite, fig. 51).

Ce paramètre varie de façon très significative en Bretagne : de moins de $10 \text{ m}^3/\text{h}$ à plus de 40 m³/h. On peut considérer que cette valeur, atteinte par le quart des forages implantés au hasard, est suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension et que ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain.

On constate à nouveau que l'orthogneiss de Moëlan, les gneiss et micaschistes du Groupe de Merrien et le Granite de Guidel semblent être moins conducteurs ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. À l'inverse, le granite de Ploemeur et les granites anatectiques sont vraisemblablement plus conducteurs et la vidange des stocks d'eau et le renouvellement des réserves souterraines doivent être plus rapides.

Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration (suite à un soufflage). Mais il faut distinguer ce débit instantané, qui rend compte de l'intensité de la fissuration et de la fracturation locale autour de l'ouvrage et le débit d'exploitation pérenne qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

						Teneur en
					Débit	nitrates
Commine	l ion-dit	Code BSS	Nature de	Profonde ur	annuel	moyenne en
		(Code SISE-Eaux)	l'ouvrage	(m)	en m ³	mg/L (nériodo
					(0102)	concernée)
ARZANO	KERLEN 1	03832X0042/P (029000295)	Puits	Q	127 750	37 (2011)
ARZANO	KERLEN 2	03832X0041/P (029001379)	Puits	62	36 500	32 (2011)
PLOUHINEC	PONT MOUTON	03838X0017/P (056000238)	Puits	6	29 200	30 (2012)
PLOEMEUR	KERMADOYE	03836X0053/F2 (056000249)	Forage	103	803 000	6 (2011)
RIANTEC	KERDURAND	03838X0022/P3 (056000397)	Puits	24	146 000	16 (2003)
RIANTEC	KERDURAND	03838X0047/F1 (056000398)	Forage		54 750	
RIANTEC	KERDURAND	03838X0048/F2 (056000399)	Forage		109 500	
	interest d'ellimenter	Contraction of the state of the				

Fig. 52 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 29, ARS 56, BRGM

Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)

En 2013, 7 ouvrages sont exploités pour l'adduction d'eau potable sur la feuille Lorient. Ils sont implantés sur quatre communes différentes (fig. 52).

Les deux puits d'Arzano recoupent le Granite de Pluguffan, le puits de Plouhinec se trouve dans les alluvions fluviatiles anciennes, le forage de Ploemeur est implanté dans le Granite de Ploemeur et les trois ouvrages de Riantec captent l'eau souterraine des sables éocènes.

La qualité chimique de l'eau souterraine

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue à partir des forages de Bretagne est de bonne qualité, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages, pendant leur réalisation et au cours de leur exploitation (les bonnes pratiques sont définies dans la norme AFNOR X10-999 d'avril 2007). À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 μ S/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

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

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur (FeS₂). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle que soit la durée de vie de ces phénomènes, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laissent un délai pour agir.

L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

















Le Sud de la feuille Lorient se trouve en zone littorale. À proximité de la côte, une nappe d'eau douce flotte au-dessus du biseau salé. Les forages implantés dans ce secteur côtier peuvent recouper ce biseau salé en cas de rabattement excessif des nappes locales (pompage trop important et baisse du niveau de nappe en-dessous du « zéro maritime »). Ce risque d'invasion d'eau saline dans les eaux souterraines est à prendre en compte car c'est un phénomène irréversible (pollution de la nappe d'eau douce par remontée de l'eau salée).

Afin d'avoir une gestion raisonnée des prélèvements d'eau dans les zones littorales, le BRGM a réalisé avec la DREAL Bretagne en 2007 une plaquette intitulée « forages d'eau en milieu littoral, préconisations pour la réalisation et l'exploitation ». Cette plaquette est téléchargeable sur le site du SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/Prescriptions-techniques.html.

Un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines est opéré par les délégations du Morbihan et du Finistère de l'Agence Régionale de Santé (ARS 56 et 29) et par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB), consultable sur le site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, http://www.ades.eaufrance.fr puis recherche par code BSS); sur la feuille de Lorient, il est disponible sur les 5 ouvrages suivants :

– points AEP (*cf.* chapitre précédent) : le puits de Kerlen 1 à Arzano (03832X0042/P, suivi depuis avril 1997 par l'ARS 29 ; fig. 53), le puits de Kerlen 2 à Arzano (03832X0041/P, suivi depuis février 1998 par l'ARS 29 ; fig. 54), le forage de Kermadoye à Ploemeur (03836X0053/F2, suivi depuis janvier 1996 par l'ARS 56 ; fig. 55) et le puits 3 de Kerdurand à Riantec (03838X0022/P3, suivi depuis mai 2003 par l'ARS 29) ;

- qualitomètre Agence de l'eau : le puits de Pont-Mouton à Plouhinec (03838X0017/P, suivi depuis février 1996 ; fig. 56).

Pour le puits de Kerlen 1 à Arzano, les teneurs élevées en nitrates semblent passer à partir de 2002 sous le seuil de 50 mg/l (environ -22 mg/l en 12 ans, moyenne de 47 mg/l avec 28 analyses). Il en est de même pour le puits de Kerlen 2 (environ -20 mg/l en 11 ans, moyenne de 40 mg/l sur 26 analyses).

Le forage de Kermadoye à Ploemeur a été analysé dans le cadre d'une étude sur le temps de transfert des nitrates sur le bassin Loire-Bretagne (Baran *et al.*, 2009). Les teneurs en nitrates, très faibles, sont restées stables entre 1995 et 2005. Cette stabilité se poursuit jusqu'en 2012, avec une teneur moyenne de 5,2 mg/l sur 69 analyses.

Pour le puits de Pont-Mouton à Plouhinec, il y a une diminution des teneurs de nitrates de 2000 à 2007 puis une stabilisation autour de 32 mg/l (maximum à 63 mg/l atteint en 2000, moyenne de 35,9 mg/l avec 84 analyses).

Les ouvrages AEP de Kerdurand à Riantec présentent un suivi moins régulier : aucune analyse sur les forages ; une seule analyse à 16 mg/l de nitrates en mai 2003 pour le puits 3.

L'évolution de la qualité chimique globale des eaux souterraine sur la feuille de Lorient ne peut être évaluée en raison du manque de point d'observation et parce que ces points (captages AEP en service en 2013) sont situés dans des environnements protégés par des périmètres de protection qui favorisent l'amélioration ou la stabilisation des concentrations en nitrates.

Le suivi des niveaux des nappes

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique, permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. Un ouvrage du réseau (*cf.* localisation, fig. 49) est situé sur la feuille Lorient : le piézomètre de Kerbillan situé sur la commune d'Hennebont (03834X0049/PZ), suivi depuis le 15/12/2003 par le BRGM. Il est implanté dans l'Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray.

Les niveaux quotidiens enregistrés par ce piézomètre sont consultables sur le site Internet ADES http://www.ades.eaufrance.fr.

Le suivi du niveau piézométrique à Hennebont (fig. 57) montre que la nappe est réactive aux précipitations (successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'elle suit un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 5,94 et 10,52 m par rapport au repère de mesure, le battement moyen annuel est de 3,3 m (période 2004-2012).

SUBSTANCES UTILES ET CARRIERES

Granulats-moellons

Nombres de petites carrières et grattages maintenant abandonnés, sont dispersés dans les différents massifs granitiques de la carte. Les plus importantes d'entre elles sont :

- la carrière de Polvern, en Lochrist, dans le granite de Sainte-Anne-d'Auray ;

- la carrière de Kerhervy située sur la rive ouest du Blavet, dans le granite de Guidel ;

- la carrière de Kerliscouët en Plouhinec dans le granite de Carnac ;

- la carrière à Kerabus au Sud-Ouest de Lorient, dans le granite Ploemeur ;

– la carrière du Pont-Sénéchal, en bordure de la D316 au Sud-Ouest de Clohars-Carnoët, dans les leptynites de la formation de Raguenez.




Un autre faciès de prédilection pour les granulats est constitué par les ultramylonites associées au CSA ; plusieurs carrières se succèdent ainsi au Sud-Est de Calan le long de la D113, implantée dans les ultramylonites de la branche annexe du CSA.

Dans la branche principale du CSA, non seulement les ultramylonites ont été exploitées mais aussi le quartz laiteux bréchique du méga-filon associé.

Kaolin

L'un des plus grands gisements de kaolin du Massif armoricain se situe sur le granite de Ploemeur. Le gisement de Saint-Jude a été exploité dès 1848 pour les besoins d'une briquetterie (Pierrot *et al.*, 1973). Cependant, l'exploitation industrielle a véritablement débuté en 1904 avec la société des « Kaolins du Morbihan » qui, en 1914, créée l'usine de Lann-Vrian. Puis la société des « Kaolins d'Arvor » s'installe à Kergantic. Enfin actuellement, l'exploitation et la valorisation a été reprise par la société Denain-Anzin-Minéraux (DAM).

Au temps du summum de l'exploitation, entre 80 000 et 100 000 t de minerai étaient extraits des différents sites exploités dont le dernier, celui de Kerbrient, a été ouvert en 1985. Les traces de cette exploitation intensive sont bien visibles dans le paysage actuel sous forme de hautes collines blanches correspondant aux stériles. Outre le kaolin l'exploitation de ces gisements permet de valoriser la muscovite et les sables quartzeux des résidus de lavage.

Les kaolins de Ploemeur correspondent à des faciès d'altération du leucogranite du même nom, faciès qui, très généralement, sont érodés après leur formation à la faveur des changements climatiques. Ces puissants profils d'altération ont probablement été favorisés par les effets de l'hydrotermalisme postérieur à la mise en place du granite et dont les témoins sont encore bien visibles sous forme de filons et filonnets de quartz, dans les différentes carrières exploitées. Néanmoins le principal facteur de cette altération est très vraisemblablement climatique. Les profils d'altération se sont développés à la faveur des climats tropicaux qui ont affecté la région au cours du Tertiaire. Ces profils d'altération ont plusieurs dizaines de mètres de puissance ; ainsi dans une ancienne carrière abandonnée au Nord de la D152 près de Kerloës, la coupe montre-elle de haut en bas 10 à 15 m de kaolin très blanc, puis 10 à 20 m de granite très altéré en arène argileuse, la cohésion de la « roche » étant alors assurée par de l'argile blanche qui enveloppe les grains plurimillimétriques principalement de quartz et les micas, les feldspath étant presque complètement hydrolisés. La base du profil n'est pas visible mais on peut supposer qu'elle a elle-même plusieurs dizaines de mètres de puissance avant d'atteindre la roche saine.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les hommes sont présents en Bretagne méridionale depuis plus de 500 000 ans, mais leurs traces se limitent à quelques outils abandonnés sur les terrasses fluviatiles et les plages anciennes, où ils exploitaient les galets de roches dures pour la confection d'outils : silex, quartz, quartzites et « grès armoricain ». Des choppers sont observables à la surface des sables et galets occupant la butte de Kérouzine à l'Ouest de Plouhinec et un hachereau en « grès armoricain » a été récolté au pied de la falaise en bordure de la « Petite Mer de Gâvres », au Nord de Kerfaut. Les terrasses du Blavet ont livré aussi quelques outils : biface acheuléen du méandre du Resto.

Le territoire de Guidel était riche en monuments mégalithiques, mais beaucoup ont été détruits ; à Ploemeur, ils sont mieux conservés : ainsi, au Cruguellic, une sépulture néolithique comprenant un couloir d'accès et cinq cabinets disposés en croix de Lorraine est incluse dans un cairn rectangulaire. La fouille a livré des céramiques et un mobilier lithique abondant.

Une statue menhir brusée attribuée au Néolithique récent, provient du tumulus sans chambre de Kermené. On voit aussi des restes de sépultures mégalithiques, au Sud du village de Kervenois, au Sud-Ouest du village de Sain-Jude et à l'Ouest du village de Saint-Adrien. De nombreux menhirs parfois couchés, sont présents aussi : Le Courégan, Kerroch, Guermeur.

Des dalles gravées ont été découvertes dans un tertre tumulaire au Sud de Kerhan. À Gâvres, le dolmen trouvé sous les dunes de la plage du Goërem, constitue un bel exemple d'architecture mégalithique à chambre et couloir équerre. L'art pariétal y est abondant mais mal conservé et on peut situer sa construction vers 3 200 av. J.-C.

D'autres dolmens ruinés sont également présents sur le territoire de la feuille, à l'Est de Quimperlé, près du château de Keransquer, en bordure de la route de Pont-Scorff, ainsi que sur le plaeau de Gestel et de Quéven, ou vrs Kerporhel et Locjean à l'Est de Riantec.

Les menhirs se dressant dans les campagnes, sont généralement isolés : forêt de Carnoët, Sud de Gestel, Sud du Bourg de Plouhinec... Des ensembles plus importants sont cependant conservés au Nord de Plouhinec, vers Pen-er-Pont. Les blocs souvent couchés sont répartis en quatre files sur le site principal. Dans les alignements il est parfois difficile de faire la part entre des roches naturelles en place dans l'arène granitique et celles qui ont été réellement dressées.

Dans la forêt domaniale de Carnoët, entre le hameau de Lothéa et les ruines du château de Comorre, la fouille d'un tumulus occupant le sommet d'une butte culminant à 55 m d'altitude, a livré un mobilier funéraire remarquable du bronze ancien : bijoux d'or et d'argent ainsi que des armes exposées au musée des Antiquités Nationales (Briard *et al.*, 1975).

Des tumulus explorés à Kerham sur le littoral de Plomeur appartiennent au premier âge du fer et sur le littoral de Fort-Bloqué des ateliers de bouilleurs de sel ont été observés. Les granites de ce secteur ont été utilisés aussi pour la réalisation de stèles de l'Âge de Fer. Ces monuments souvent déplacés, sont relativement nombreux sur les territoires de Guidel et de Plouhinec au Sud-Est de la feuille.

De nombeux sites romains se signalent en surface par la présence de débris de briques et de tuiles. Il s'agit généralement d'exploitations agricoles ou encore d'établissements artisanaux comme les cuves de salaison fouillées au Resto, en Lanester. Sur l'autre rive du Blavet, des substructions, de nombreuses tuiles et du mobilier romain ont été observés aussi, dans le bois de Mané-Kernours, au Nord-Est du Pontdu-Bohomme. La voie antique de Vannes à Quimper, traversait le Blavet à Lochrist et le Scorff en aval de Pont-Scorff où de nombreux restes romains se voient à proximité de Kerguendo.

Le site de Quimperlé est également lié au franchissement de la Laïta par cet axe routier, mais les établissements antiques sous la ville médiévale, dont l'enceinte a disparu, sont mal connus.

Des retranchements en terre sont parfois qualifiés de camps romains, mais il s'agit le plus souvent d'enceintes médiévales, comme Berluhec au Nord de Locmaria à l'Est de l'estuaire de la Laïta. Une motte féodale se dresse aussi sur la rive gauche de l'estuaire en amont du pont Saint-Maurice. au Sud de la commune de Guidel, un village côtier a été envahi par les sables éoliens au XII^e siècle et les maisons ensevelies ont été mises au jour, lors de l'exploitation par les carriers des dunes de Pen-er-Malo à l'Ouest de l'étang de Lannénec, après la seconde guerre mondiale (Bertan *et al.*, 1975).

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Deux itinéraires géologiques sont proposés, l'un dans la moitié occidentale et l'autre dans la moitié orientale de la carte.

Moitié occidentale de la carte : Othogneiss de Moëlan, formation de Brigneau, Groupe de Nerly, microgranite du Pouldu, granite de Guidel, série de Fort-Bloqué, granite de Ploemeur, kaolin de Ploemeur.

À Quimperlé prendre la D743 et longer la rive occidentale de la Laïta sur le « Quai Brizeux » puis le « Boulevard de la gare » (47° 52 018N-3° 32 623W).

Affleurement A1 : Orthogneiss de Moëlan, leptynite à biotite $(\zeta \lambda \gamma M)$. Cet orthogneiss affleure en petites falaises successives et se présente comme une roche à grain moyen, compacte, dure et massive ; la foliation est soulignée par de minces lits discontinus à biotite et est affectée localement par un début de migmatisation. Sa paragénèse comprend du quartz (38-40 %), du feldspath potassique, de l'orthose (32-38 %), de l'albite-oligoclase (22-28 %), de la biotite (2-4 %) et accessoirement des opaques et du zircon. Les analyses chimiques confirment le caractère très siliceux et potassique de ces leptynites.

Prendre la D49 en direction de Clohars-Carnoët et du Pouldu ; au Pouldu prendre le « boulevard des grand sables » puis la D124 jusqu'à la plage du Kerrou ; aller à la pointe située à l'Est de cette plage.

Affleurement A2 : Formation de Brigneau, micaschistes finement feuilletés à chloritoïde (SchlM). Les micaschistes à chloritoïde forment un niveau de puissance décamétrique, identifié à la pointe située au Sud-Est de la plage de Kerrou (47° 45 926N - 3° 33 596W) où ils sont associés à des prasinites et à des amphibolites.

Ces micaschistes, gris-bleuté-argenté sombre, sont très finement feuilletés, avec du quartz en lamelles plurimillimétriques qui, parfois, dessinent des charnières de plis intrafoliaux. Ils se débitent en feuillets suivant la foliation principale (S1) orientée au 70-90 avec un pendage relativement modéré de 50-60° vers le Nord. Cette foliation principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une fine linéation de crénulation sub-horizontale orientée au 80.

Ces roches sont essentiellement composées de muscovite (45-80 %) et dans une moindre mesure de chlorite (4-30 %) et de quartz (5-30 %). Le chloritoïde (5-15 %) est en baguettes orientées suivant (S1) et regroupées dans des lits préférentiels. Des opaques en lamelles orientées dans le plan de (S1) sont assez fréquents (2-5 %) et pourraient correspondre à du graphite. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'apatite, l'épidote et le zircon.

Reprendre la D124 et tourner à gauche, au Nord de Kervéo, en direction de Kergant ; à l'Ouest de Kergant tourner à gauche en direction Kerguivarec et suivre cette route jusqu'à la côte (47° 46 069N - 3° 34 966W).

Affleurement A3 : Formation de Brigneau, micaschistes et paragneiss micacés à ocelles d'albite (ξ - ζ M). La formation de Brigneau est essentiellement

constituée de micaschistes gris-beige, argentés, finement feuilletés, caractérisés par la présence constante de nombreux ocelles millimétriques à plurimillimétriques, blancs, d'albite ; leurs variations de granulométrie associée à une certaine ségrégation en fonction de cette dernière, donne un aspect lité à la roche. De plus, localement, la proportion et la taille des ocelles augmentent et ainsi se forment au sein des micaschistes, des passées décimétriques à métriques, de gneiss leucocrates, véritables « ocellites ». Ces micaschistes montrent aussi de nombreux exsudats décimétriques de quartz laiteux. La paragénèse de ces micaschistes comprend du quartz (40 à 50 %) en lits à dominante quartzeuse, de l'albite (15-25 %) en ocelles allongés parallèlement à la foliation (S1), de la muscovite (20-30 %) et de la biotite (8-15 %) ; le grenat est assez fréquent, en petit cristaux sub-automorphes, parfois en inclusion dans les ocelles de feldspath. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et parfois la tourmaline.

Revenir au Pouldu et se rendre à l'embouchure de la Laïta à la pointe de Fort-Clohars (47° 45 761N - 3° 32 371W). Les falaises et l'estran de cette pointe offre une succession des différents faciès de la formation de Brigneau.

Affleurement A4 : Formation de Brigneau, micaschistes à ocelles d'albite, amphibolites prasinitiques, épidotites, gneiss fins leucocrates (ocellites) ($\xi - \delta^-$ (M) micaschistes finement feuilletés à chloritoïde (ξ chlM); amphibolites, amphibolites prasinitiques (δM). Les gneiss leucocrates (ocellites) forment des bancs décimétriques et pluridécimétriques associés à des interbancs de micaschistes à très grosses ocelles (4-6 mm), tous les intermédiaires entre ces deux pôles étant possibles. Ils sont associés à des bancs décimétriques à pluridécimétriques d'amphibolites prasinitiques et plus rarement d'ovardite voir d'épidotite à amphibole. Tous ces bancs sont déformés par des plis disharmoniques. Les micaschistes à chloritoide sont identiques à ceux de l'affleurement A2, mais ils forment ici une passée plus puissante. De mêmes les amphibolites situées à l'extrémité sud de l'estran sont particulièrement développées.

Les amphibolites de la première série ont une couleur vert assez clair, ont un grain fin et sont bien foliées avec un débit en plaquettes. Leur paragénèse comprend de l'albite (25 %) en proto-ocelles, de l'amphibole, probablement de l'actinote (50 %) en cristaux aciculaires, de la zoisite (20 %) et du sphène (5 %).

Les épidotites, sont des roches massives de teinte vert clair. Leur paragénèse comprend de l'épidote de type pistachite (62 %), du feldspath plagioclase (20 %) en proto-ocelles, de l'actinote (15 %), de la biotite (2 %) et accessoirement du sphène et des opaques parfois subautomorphes.

Les amphibolites prasinitiques à l'extrémité sud de l'estran, montrent une paragénèse comprenant du feldspath (40 %) en ocelles, de l'actinote (25 %), de la pistachite (25 %) en granules parfois regroupés en lits préférentiels, de la chlorite (8 %) et du sphène (1 %). Une analyse chimique montre que leur composition est proche de celle des roches basaltiques récentes.

Repartir du Pouldu par la D49 et au croisement de Keroulic prendre à droite la D224 ; franchir le Pont-Saint-Maurice et se garer sur le parking côté sud de la D162.

Affleurement A5 : Orthogneiss de Moëlan, $(\zeta \gamma M)$ faciès œillé et $(\zeta \lambda \gamma M)$ faciès leptynitique. Sur le flanc nord de la D224 et en contrebas de la route sur la rive oriental de la Laïta, affleure en continu d'une part un orthogneiss leptynitique à biotite (47° 47 577N - 3° 31 428W) finement folié, à rares yeux infracentimétriques de feldspath et d'autre part un orthogneiss oeillé à biotite (47° 47 704N - 3° 31 445W); le passage de l'un à l'autre se fait en continu. Une datation à 482 ± 8 Ma a été obtenu sur le faciès oeillé.

Reprendre la D162 et tourner à droite en direction du hameau de Beg Nenez; se rendre à pied à la pointe du même nom où affleurent les paragneiss du Groupe de Nerly recoupés par le microgranite du Pouldu (47° 47 320N - 3° 31 606W).

Affleurement A6 : Groupe de Nerly, paragneiss leucocrates micacés, souvent lités ((SN)). Microgranite du Pouldu, à biotite et muscovite subordonnée, petits phénoblastes de feldspath (μ YP). Le groupe de Nerly est essentiellement constitué de paragneiss assez leucocrates, micacés, assez compacts bien que finement foliés ce qui favorise un débit en plaquettes ou dalles régulières. En rive sous-berge ces roches présentent souvent une altération en « pain de sucre » assez caractéristique. Leur foliation est bien marquée d'une part par l'alternance de lits, soit à dominante quartzo-feldspathique soit à dominante micacée et d'autre part par l'orientation des paillettes de micas et de certaines plages de quartz en plaquettes. Sa paragénèse comprend du quartz (45 %), du feldspath (10 à 15 %), de la biotite (15 à 20 %) et de la muscovite (15 à 20 %) souvent regroupées en lits préférentiels, parfois du grenat et accessoirement de la tourmaline, du zircon et de l'apatite.

À Beg Nénez le filon de microgranite du Pouldu a une puissance maximale de 40 à 50 m; il présente des bordures figées de 0,50 m de puissance et emballe de rares enclaves décimétriques de paragneiss issues de l'encaissant. Au cœur du filon, cette roche, relativement leucocrate en dépit d'abondantes petites paillettes de biotite, présente un grain fin et cette matrice fine emballe quelques phénoblastes sub-automorphes, plurimillimétriques, de feldspath.

Sa paragénèse comprend du quartz (35 %), du feldspath potassique (28-32 %), du feldspath plagioclase (26-32 %), de la biotite (3-6 %), et accessoirement de la muscovite, du zircon et de l'apatite. Une analyse chimique témoigne de son caractère plutôt acide (SiO₂ = 72,1 %), fortement potassique (K₂O = 5,55 %) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,39). Il a été daté à 329 \pm 4 Ma. Reprendre la D162 et se rendre au lieu-dit « La Vieille Saudraye » après avoir traversé le bourg de Guidel. Les affleurements sont observables sur plusieurs centaines de mètres en bordure orientale de la route (47° 46 775N - 3° 29 210W) et dans une ancienne carrière au Moulin de la Saudraye.

Affleurement A7 : Granite de Guidel, à biotite et petits phénoblastes subautomorphes de feldspath (?(G)). Le granite de Guidel est homogène, a un grain moyen à fin, est riche en petites paillettes de biotite et montre d'assez fréquents phénoblastes pluri-millimétriques (1 × 4 mm à 3 × 6 mm), subautomorphes, de feldspath. Sa paragénèse souligne son caractère potassique et se compose de quartz (35-38 %), de feldspath potassique (32-38 %), de feldspath plagioclase (22-26 %), de biotite (4-7 %) et accessoirement, de muscovite, de zircon et d'apatite. Ce granite a été daté à 332 ± 4 Ma.

Continuer la D162 vers le Sud jusqu'à sa jonction avec la D152 et suivre cette dernière jusqu'au bourg de Fort-Bloqué ; à la jonction avec la D162E se garer et descendre sur l'Estran (47° 43 993N - 3° 29 987W).

Affleurement A8 : Contact intrusif du granite de Ploemeur ($^{L}\gamma Pl$) avec les paragneiss et micaschistes de la série de Fort-Bloqué ($\zeta - \zeta - \chi M$). La série de Fort-Bloquée, qui fait partie du Groupe de Merrien, est ici composée de paragneiss fins leucocrates, finement lités, associés à des micaschistes argentés finement feuilletés et déformés par de petits plis en chevrons. La paragénèse des paragneiss comprend du quartz (55 %) du feldspath (15 %) de la muscovite 22 % et de la biotite (8 %); celle des micaschistes se caractérise essentiellement par de la muscovite (55 %), de la biotite (15 %), du quartz (25 %) et dans une moindre mesure du grenat (5 %) et de la staurotide. Ces métasédiments d'une part sont recoupés par de dykes de puissance pluridécimétrique à métrique, de granite leucocrate et d'autre part à leur limite méridionale sont emballés en enclaves dans le granite de Ploemeur. Ce dernier est leucocrate et présente un grain grossier, avec du quartz en ilots globuleux translucides, plurimillimétriques, emballés dans une matrice blanche essentiellement feldspathique, par ailleurs assez riche en paillettes de muscovite ; la biotite est nettement subordonnée.

Suivre la D162 E et à Kergohel tourner à droite et se rendre au hameau de Keryan (47° 43 801N - 3° 28 668W) ; suivre ensuite le sentier de randonnée en direction de Lann Vrian.

Affleurement A9: *Le kaolin de Ploemeur*. Le « sentier du Kaolin » traverse le gisement de Lann Vrian et de nombreux panneaux pédagogiques retracent l'historique de l'exploitation du Kaolin, explicitent la genèse de ce gisement, précisent les méthodologies d'extractions et de traitement et soulignent ses principales utilisations.

Moitié orientale de la carte : Granite de Carnac, calcaires éocènes du bassin de Gâvres, alluvions de l'ancien cours du Blavet, granite anatectique (diatexites), orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, amphibolite et leptynite d'Hennebont, granite de Sainte-Anne-d'Auray.

À Plouhinec (limite SE de la carte) prendre la route du hameau de Kerzine et poursuivre jusqu'au hameau de Kerliscouët. Au Sud du hameau, en bordure orientale de la route, en limite nord de l'étang de Kerzine, une ancienne carrière a exploité le granite Carnac dans la falaise morte.

Affleurement B1 : Granite de Carnac, grain moyen/fin, à biotite, fréquents petits phénoblastes subautomorphes de feldspath (γ C). Ce granite forme un massif qui s'étend largement vers l'Est sur les feuilles voisines de Baud et d'Auray et seule sa terminaison occidentale occupe la frange sud-est de la feuille Lorient. Ce granite est en contact (non visible) avec les granites anatectiques et il est localement recoupé, sur l'estran des « Roches-du-Magouëro », par de puissants filons d'aplo-pegmatites. Bien visible dans l'ancienne carrière de Kerliscouët (47° 41 140N - 3° 15 851W), ce granite présente généralement un grain moyen/fin et parfois, localement, un grain moyen avec une matrice riche en petites paillettes de biotite, qui emballe des phénocristaux sub-automorphes, plus ou moins fréquents, de feldspath. Sa paragénèse comprend du quartz (36 %), du feldspath potassique (30 à 35 %), du feldspath plagioclase (24 à 28 %), de la biotite (4 à 6 %) et accessoirement de la muscovite, de l'apatite et du zircon.

Poursuivre la route en direction de la plage et prendre la première route à droite pour rejoindre la D158 en direction de Gâvres ; s'arrêter sur le parking du Linès.

Affleurement B2 : À partir de l'aire de stationnement située en bordure de la D158 à l'extrémité orientale du tombolo de Gâvres, on peut observer la grande variété lithologique des galets occupant la partie supérieure de la plage en bordure du mur de protection contre l'érosion marine. La plus grande partie du stock de galets correspond au remaniement des formations de l'ancien cône deltaïque du Blavet visibles dans les falaises bordant au Nord la Petite-Mer-de-Gâvres : quartz, grès armoricain, granites, gneiss. On remarque aussi des micaschistes de Groix provenant des fonds marins et surtout de nombreux calcaires fossilifères. Le sondage réalisé sur le parking du Linés a rencontré les formations correspondantes à partir de 15 m de profondeur et leur étude a permis de les attribuer au Bartonien. Dans ce secteur cette formation carbonatée peut affleurer à partie de -6 m dans la zone infratidale (cote marine) et leur altitude semble se relever en allant vers Gâvres où des calcaires blancs associés à des argiles ont été notés au niveau des plus basses mers, avant d'atteindre les argiles vertes et les bancs de calcaires à petites nummulites de l'Yprésien.

Depuis le milieu du XX^e siècle, un important démaigrissement en bas d'estran, face au parking situé à l'Ouest de la zone pyrotechnique, a permis la découverte de remontées d'argiles vertes à travers les couches de galets et de sables rouges sur lesquelles repose le tombolo de Gâvres. Ce phénomène s'accentue d'années en années et désormais, lors des marées à fort coefficient, les affleurements d'argiles et sables verts de l'Yprésien avec des plaquettes de calcaire à nummulites, s'étendent de plus en plus vers l'Est.

Revenir sur Plouhinec, prendre la D781 en direction de Riantec puis la D111 jusqu'à la pointe de Pen Mané en Locmiquélic.

Affleurement B3 : Granite de Locmiquélic à grain fin, à biotite $(f\hat{1}^2)$. Ce granite a une extension très réduite et semble correspondre à des filons intrusifs dans les paragneiss de la série de Fort-bloqué. Il affleure principalement en rive orientale du Blavet à Pen-Mane en Locmiquélic. Au Sud de l'embarcadère il a été l'objet d'une exploitation en carrière (47° 13 873N - 3° 320 897W) sur le flanc méridional de laquelle, il est recoupé par le granite de Ploemeur : des enclaves décimétriques et pluridécimétriques du granite fin à biotite sont emballées dans le granite à grain moyen de type Ploemeur. Au Nord de l'embarcadère il affleure tout au long du haut de l'estran et en bas de falaise ; ici le granite de Ploemeur présente localement (47° 44 089N - 3° 20 739W) à son contact une « bande réactionnelle » décimétrique.

Le granite à grain fin de Locmiquélic, assez massif, a une teinte gris sombre du fait de l'abondance de très petites paillettes de biotite. Sa paragénèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (32 %), du plagioclase (23 à 25 %), de la biotite (5 à 6 %) en petites paillettes plus ou moins orientées et de la muscovite (1 %); les minéraux accessoires sont l'apatite, en fréquents petits cristaux sub-automorphes, le zircon et la tourmaline.

Revenir en arrière et prendre la D781 en direction d'Hennebont.

Affleurement B4 : Alluvions de l'ancien cours du Blavet (Fv). Entre le rondpoint des « quatre-chemins » (47° 43 498N - 3° 19 368W) et la jonction avec la route de Kermorvan, les talus bordant la D781 montrent des affleurements discontinus d'argiles sableuses ocre/rouille, à graviers et galets de quartz centimétriques à pluricentimétriques parfois organisés en passées décimétriques successives. La proportion des éléments fins et grossiers est variable.

Prendre la D194 en direction du Pont-du-Bonhomme et à l'Ouest du pont prendre la première route à droite en direction de Malachappe, puis de Bel-air et de Saint-Nudec. Dans le hameau prendre le chemin piétonnier menant au Blavet.

Affleurement B5: Granite anatectique très hétérogène (diatexite) à nombreuses enclaves, plus ou moins assimilées, de paragneiss ($M\gamma^{3}\zeta$). Ce

granite affleure bien en rive occidentale du Blavet près de Saint-Nudec (47° 47 455N - 3° 17 590W). Il est associé à d'autres types de granites anatectiques auxquels il passe en continu. Il se présente comme un granite à grain fin à moyen, hétérométrique, riche en petites paillettes de biotite parfois disposées en « nuages » ou en schlierens, et montre de plus parfois, de rares « tablettes » plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Il emballe de nombreuses enclaves pluridécimétriques à métriques de paragneiss, en voie d'assimilation plus ou moins avancée. Ce granite anatectique présente une paragénèse à quartz (38 à 40 %), feldspath potassique (32 à 36 %), plagioclase (22 à 26 %), parfois en plages sub-automorphes, biotite (4 à 6 %) en petites et moyennes paillettes parfois plus ou moins orientées et regroupées en amas.

De Saint-Nudec suivre la route vers le Nord jusqu'à Hennebont ; au centreville prendre, au Nord du pont principal (Pont Jehanne la Flamme) franchissant le Blavet, la rue qui longe sa rive occidentale (Quai Saint-Caradec).

Affleurement B6 : Orthogneiss d'Hennebont-Tréauray, oeillé, à biotite $(\zeta \gamma^3 HT)$. Cet orthogneiss constitue une étroite bande axée NW-SE depuis la limite orientale de la feuille jusqu'à Kerorguen en passant par la ville d'Hennebont. Ses affleurements les plus remarquables sont situés au cœur de la ville d'Hennebont sur la rive occidentale du Blavet dans le quartier de Saint-Caradec, d'une part le long du quai (47° 48 247N - 3° 16 949W) et d'autre part à l'extrémité nord du camping. Cet orthogneiss est plus ou moins migmatitique et affecté par de petits plis disharmoniques mais globalement, sa foliation demeure néanmoins relativement bien organisée et orientée au 120-135 avec un pendage de 65-70° vers le Sud. L'orthogneiss se présente comme une roche massive bien que foliée, assez riche en biotite et en porphyroclastes de feldspath, infra-centimétriques à centimétriques, moulés par la foliation. La foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et par leur ségrégation en minces lits discontinus à dominante biotitique alternant avec des lits à dominante quartzofeldspathique. La paragénèse de cette roche comprend du quartz (35 %) du feldspath potassique (30-32 %) du feldspath plagioclase (25-28 %), de la biotite (5-8 %) et accessoirement de la muscovite, du zircon et de l'apatite. Les analyses chimiques de cet orthogneiss montrent que ces orthogneiss ont des compostions leucogranitique avec $SiO_2 = 74, 1-74.7$ % et de fortes teneurs en K_2O (4,41-5,05 %), mais des teneurs faibles en fer, calcium et magnésium et un indice d'aluminosité élevé (A/CNK = 1,13-1,24). Cet orthogneiss a été daté de l'Ordovicien inférieur à 491.2 ± 7.1 Ma.

Revenir en arrière et franchir le pont « Jehanne la Flamme » ; prendre sur la gauche le Quai du Pont-Neuf et se garer ; suivre sur environ 150 m le chemin de halage vers le Nord, jusqu'aux affleurement d'amphibolites puis rebrousser chemin et se rendre « Avenue de la Libération » jusqu'au principal affleurement de leptynite.

Affleurement B7 : Amphibolites d'Hennebont, massives (δ H). Leptynites d'Hennebont, à amphibole et biotite (λ H). Les amphibolites massives forment une enclave plurihectométrique au sein de l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray en rive orientale du Blavet, au cœur de la vieille ville. Ces amphibolites sont aussi en contact, sur leur flanc sud, avec des gneiss fins micacés eux-mêmes enclavés et qui les séparent des leptynites. Le principal affleurement des amphibolites est situé en bordure du chemin piétonnier longeant le Blavet (47° 48 424N - 3° 16 818W), où leur foliation orientée au 130-140 est fortement pentée (70°) vers le Sud. Ces roches à grain fin, gris-sombre, sont massives bien que foliées et leur foliation est soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et des plages d'amphibole. Leur paragénèse est constituée de quartz (3 %), de feldspath plagioclase de type andésine (38 %), de hornblende verte (42 %), de biotite (12 %), de sphène (3 %), de clinozoisite et accessoirement d'apatite.

Les leptynites forment à Hennebont, une étroite lanière orientée E-W d'extension plurikilométrique, qui, de part et d'autre du Blavet, est affectée par un décrochement dextre. Cette entité affleure principalement sur la rive orientale du Blavet au cœur du bourg d'Hennebont (notamment au croisement de l'avenue de la Libération et de la rue du Bourgneuf (47° 48 229N - 3° 16 700W)), où elle forme une mini-falaise. La roche, très leucocrate, a un grain fin, est finement foliée et est relativement massive. La foliation est soulignée par l'allongement de petites paillettes de biotite et de certaines plages de quartz. La paragénèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique de type microcline (32 %), de l'albite-oligoclase (26 %), de la biotite (1 %), de l'amphibole altérée en chlorite, du sphène, des opaques et du zircon.

Repasser le pont « Jehanne la Flamme » vers l'Ouest et prendre la D769 ; au niveau du « Château Neuf » prendre à droite la route de Kerforn ; la suivre jusqu'au hameau du Temple et prendre sur la droite la direction de Polvern ; l'ancienne carrière est située du côté ouest de la route.

Affleurement B8 : Granite de Sainte-Anne-d'Auray à grain moyen/fin, à biotite, phénoblastes subautomorphes de feldspath (VÅ). Ce granite forme un massif dont l'extrémité occidentale est située sur la feuille Lorient entre Hennebont et Inzinzac-Lochrist mais dont le corps principal se développe vers l'Est sur la feuille voisine de Baud. Il recoupe l'orthogneiss d'Hennebont-Tréauray et il est en contact diffus et progressif d'une part sur son flanc nord avec le granite de Pluguffan et d'autre part sur son flanc ouest avec des granites anatectiques. L'ancienne carrière de Polvern (47° 49 512N - 3° 16 537W) constitue le principal affleurement de ce granite mais il affleure aussi très largement, sur les rives du Blavet, au Sud immédiat de Polvern. Le granite de Sainte-Anne-d'Auray a une teinte gris assez sombre lorsque frais, légèrement ocre lorsqu'altéré et a un grain homogène généralement moyen/fin et parfois fin/moyen ; la matrice quartzo-feldspathique est riche en paillettes de biotite et emballe d'assez fréquents phénoblastes plurimillimétriques subautomorphes de

potassique ($K_2O = 3,89\%$) et fortement peralumineux (A/CNK = 1,18) du granite de Sainte-Anne-d'Auray. Ces traits le définissent comme un granite peralumineux. Ce granite a été daté à 321 ± 2 Ma.

Revenir vers le Temple et rejoindre Inzinzac ; prendre la D113 en direction de Calan ; continuer vers l'Ouest au-delà de la carrière en exploitation de Coët-Loc'h (47° 51 603N - 3° 17 075W), dépaser le hameau de Kerpuns et se garer au niveau de la route menant à Cosquer. A l'Ouest de cet embranchement, du côté sud de la D113 se succèdent d'anciennes carrières au sein d'une bande de mylonite-ultramylonites.

Affleurement B9: Ultramylonites, mylonites (Umy), associées au Cisaillement sud-armoricain (CSA). Les mylonites et ultramylonites associées au Cisaillement sud-armoricain sont disposées sur la carte de Lorient en trois couloirs orientés WNW-ESE dont la largeur varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Le CSA, sépare ainsi le Domaine varisque sud-Armoricain du Domaine varisque ligéro-sénan. Il est souligné par des ultramylonites associées à du quartz en filons massifs. Deux autres couloirs mylonitiques associés et parallèles au CSA sont localisés au sein du granite de Pluguffan. Le plus remarquable d'entre eux passe au Sud de Calan et au Nord d'Inzinzac et il s'étend largement sur les cartes voisines. Ces ultramylonites et mylonites, dans le principal couloir, large localement de 500 m, sont l'objet d'exploitation pour granulats et elles sont de ce fait bien visibles dans des carrières, parfois abandonnées, tout au long de la D113 (47° 51 965N - 3° 18 413W et 47° 52 047N - 3° 18 662W). Elles se présentent généralement comme des roches gris clair, à grain très fin et débit en plaquettes ou feuillets ; plus rarement, elles sont cataclastiques. Les mylonites montrent l'association de plans (S) et (C), qui dans les ultramylonites sont confondus, et d'une linéation d'étirement ; dans les mylonites les plans (S) subverticaux sont orientés au 85 et les plans (C) subverticaux aussi, au 100; ces derniers portent une linéation d'étirement sub-horizontale ou faiblement pentée (5-8°) vers l'Ouest. Lorsque visibles les figures de déformation de porphyroblastes de feldspath sont compatibles avec un cisaillement dextre. La texture des ultramylonites montre une matrice aphanitique qui moule des clastes résiduels, de taille variable, de quartz et de feldspath.

BIBLIOGRAPHIE

ABRARD R. (1941a) - Les lambeaux éocènes des côtes méridionales de Bretagne. *Bull. Mus. Nation. Hist. Nat.*, (2), 13, n° 3, p. 212-215.

- ABRARD R. (1941b) Nummulites draguées au Sud de Pont-Aven (Finistère). C. R. Soc. géol. Fr., fasc. 5-7, p. 20-42.
- ANDREIEFF P., BOUYSSE P., HORN R., L'HOMER A. (1968) Données récentes sur l'Éocène au large de la Bretagne Méridionale. C. R. Som. Soc. géol. Fr., p. 161-162.
- ANDREIEFF P., BOILLOT G., BUGE E., GENNESSEAUX M. (1969) La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du massif Armoricain. *Bull. BRGM* (2^e série), section IV, n° 4, p. 23-37, 4 fig., 2 pl. photo.
- ARTH J.-G. (1979) Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: F. Barker Ed.,trondhjemites, dacites and related rocks, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, 6, p. 123-132.
- AUDREN C., THIBOULET C., CHAURIS L., LEFORT J.-P., VIGNERESSE J.-L., AUDRAIN J., THIÉBLEMONT D., GOYALLON J., JÉGOUZO P., GUENNOC P., AUGRIS C., CARN A. (1993) - Carte géol. France (1/25 000), feuille Île-de-Groix (415). Orléans : BRGM. Notice explicative par Audren C., Triboulet C. et coll.
- AUDREN C. (1990) Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 70, p. 17-34.
- AUDREN C. (1987) Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'Etat. Mém. Soc. géol. minéral Bretagne, Rennes, 31, 365 p.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glenan et de Noirmoutier. Implication géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- BALTZER A., TESSIER B., NOUZE H., BATES R., MOORE C., MENIER D. (2005) - Seistec Seismic Profiles: A Tool to Differentiate Gas Signatures. *Marine Geophysical Research*, p. 235- 245, vol. 26, issue 2, Issn: 0025-3235. Doi: 10.1007/s11001-005-3721-x.
- BARAN N., GOURCY L., LOPEZ B., BOURGINE B., MARDHEL V. (2009) -Transfert des nitrates à l'échelle du bassin Loire-Bretagne. Phase 1 : temps de transfert et typologie des aquifères. Rapport BRGM RP-56884-FR, 105 p.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A., MARGEREL J.-P. (1971) Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). C.R.A.S. Paris, vol. 273, p. 12-15.
- BARKER F. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. Developments in Petrology, Amsterdam, 6, p. 1-11.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France) CRAS de Paris (II) 305, p. 127-131.

- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Keppie J.D. (ed). Springer-Verlag, p. 183-194.
- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 341, 2-3, p. 174-201.
- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J. et al. (1975) Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Barrière et al. (1975) 25 p.
- BARROIS C. (1885) Carte géologique de la France (1/80 000), feuille de Lorient (88), 1^{re} édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1941, notice 6 p.
- BÉCHENNEC F. *et al.* (2013) Notice explicative et carte, carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384), Orléans, BRGM, in prep.
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., AUDRU J.-C., COCHERIE A., CORBIER P. (2006) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Plouay (348) Orléans : BRGM 110 p. Carte géologique par F. Béchennec J.-C. Audru, J. Bourgon, Y. Guyomard et J. Dos Santos Cardoso (2006).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUET B., THIÉBLEMONT D. et al. (2001) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Rosporden (347) Orléans : BRGM 124 p. Carte géologique par F. Béchennec et B. Hallégouët (2001).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUET B., THIÉBLEMONT D. et al. (1999) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Quimper (346) Orléans : BRGM 120 p. Carte géologique par F. Béchennec et B. Hallégouët (1999).
- BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D. *et al.* (1996) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Concarneau (382) Orléans : BRGM 129 p. Carte géologique par F. Béchennec, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebret, B. Hallégouët, S. Le Meur (1997).
- BELLON H., CHAURIS L., HALLEGOUËT B., THONON P. (1985) Âge du magmatisme fissural tardi-Hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 301, II, 5, p. 297-302.
- BERGGREN W.-A., KENT D.-V., SWICHER C.-C., AUBRY M.-P. (1995) A revised Cenozoic chronology and biostratigraphy. *In* W.A. Berggren, D.-V. Kent, M.-P. Aubry, J. Handerbol Eds., Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for historical geology. *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Public.*, 54, p. 129-212.
- BERNARD GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) -Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 235 250.
- BERTRAND R., LUCAS M. (1975) Un village côtier du XII^e siècle en Bretagne : Penn-er-Malo en Guidel. *Archéologie médiéviale*, 5, p. 73-101.

- BOSSE V., FÉRAUD G., RUFFET G., BALLÈVRE M., PEUCAT J.-J., JONG K. (2000) -Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from Champtoceaux complex (Variscan belt, France), *Geol. J.*, 35, p. 297-325.
- BOUYSSE P., HORN R., LE GORGEU J.-P. (1968) Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne occidentale, entre Penmarc'h et Belle-Ile (France). C. R. Acad. Sc., Paris, vol. 267, p 568-571.
- BOUYSSE P., HORN R. (1972) Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers Océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- BRIARD J., MOHEN J.-P. (1975) Le tumulus de la forêt de Carnoët à Quimperlé (Finistère). Antiquités Nationales, p. 46-60.
- CALVEZ J.-Y. (1976) Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidiumstrontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 74 p.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (2008) RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille et Vilaine. Rapport final BRGM/RP-56749-FR, 108 p., 68 ill.
- CARPENTER M.-S.-N., CIVETTA L. (1976) Hercynian high-pressure lowtemperature metamorphism in the Île-de-Groix blueschists. *Nature* 262, p. 276-277.
- CARTIER C., FAURE M. (2004) The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J., Earth Sci.*, 93, p. 945-958.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2003) Carte géologique à 1/250 000 du Massif armoricain. Carte numérique à 1/250 000. Orléans, BRGM.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2005) Notice explicative de la carte géologique à 1/250 000 du Massif armoricain. Carte géol. France (1/250 000), Orléans, BRGM.
- CHAURIS L., COGNÉ J., KERRIEN Y. (1970) Carte géologique à 1/320 000 Brest-Lorient 2^e édition.
- CHRISTIANSEN R.-L., LIPMAN P.-W. (1972) Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A. 271, p. 249 284.
- COGNÉ J. (1960) Schistes cristallins et granites en Bretagne mérdionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse Doct. d'État, Strasbourg, Mém. serv. Carte géol., Fr., 382 p.
- COGNÉ J. (1977) La chaîne hercynienne ouest-européenne correspondt'elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. *In* Écologie et Géologie de l'Himalaya. *Coll. int. CNRS*, n° 268, Paris 1976, p. 111-119.

- COHEN J.-K., STOCKWELL J.-R.-J.-W. (2004) CWP/SU: Seismic Un*x Release No 38: a free package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- ColLIN L. (1921) Note sur la position hypothétique des terrains tertiaires du Sud de Lorient. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne, Rennes*, t. II, fasc. 1, p. 14-16.
- DABARD M.-P., PEUCAT J.-J. (1998) Les métasédiments de la série du Pouldu, étude géochimique et isotopique. Rapport Géosciences Rennes/ BRGM, non publié, 29 p.
- DANGEARD L. (1924) Note sur les blocs de calcaire à Nummulites du polygone de Gâvres. Bull. Soc. géol. Min. Bretagne, 5, fasc. 2-4, p. 222-232.
- DANGEARD L. (1925) Sur un affleurement de sables à Nummulites, près de Lorient. C. R. Soc. géol. Fr., n° 11, p. 151.
- DANGEARD L. (1927) Éocène des environs de Lorient. Gisements de Kersabiec et de Sterbouest. *Bull. Soc. géol. Min. Bretagne*, fasc. 1-2, p. 70-74.
- DARBOUX J.-R., MARCOUX E., HALLÉGOUËT B., LEBRET P., SOREL P.-Y. (2010) -Carte géologique France (1/50 000), feuille Landerneau (239). Orléans : BRGM, notice explicative par Darboux J.-R., Marcoux E., Hallégouët B., Lebret P., Thomas E., Bourdillon C., Margerel J.-P., Blanchet S., Carn A. (2010), 139 p.
- DEFANT M.-J., DRUMMOND M.-S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DELANOE Y., GRASSY R., GROVEL A. (1969) Application du sondage sismique continu par petits fonds à l'étude du littoral lorientais (Morbihan). C. R. Acad. Sci., Paris, 268, p. 1255-1258.
- DELANOË Y., GALENNE B., LASNIER B., PINOT J.-P. (1972) Découverte par carottage sous-marin d'une association Pétrographique de micaschistes à chloritoïdes et de schistes verts à glaucophane autour de la Baz Moullek, à 11 km au Sud-Est de l'Île de Groix (Morbihan). *CRAS Paris*, t. 374, p. 644-646.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1975) La baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 281, série D, p. 1947-1950.
- DELANOË Y., MARGEREL J.-P., PINOT J.-P. (1976) En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Éocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitanien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 282, série D, p. 29-32.

- DELANOË Y. (1988) Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. Géologie de la France, 1, p. 79-90.
- DURAND S. (1960) Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. géol. Minér. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- DURAND S. (1964) Le Paléogène du Nord-Ouest de la France. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux. *Mémoire BRGM*, n° 28, T1, p. 517-529.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. Minér. Bretagne*, 14, 319 p.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.Y. (1997) L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- FAURE M., BE MEZEME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) -Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain, in The Southern Variscan belt, Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum (Eds), *J. Virtual Expl., electronic edition*, ISSN 1441-8142 vol. 19 paper 5.
- FAURE M., SOMMERS C., MELETON J., COCHERIE A., LAUTOUT O. (2008) -The Leon domain (French Massif armoricain): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights, *Int. J. Earth. Sci.*, doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
- FUGRO F. (2005) Port de Lorient- Amélioration de la capacité d'accueil du Port de commerce. Étude de projet Géotechnique. DDE du Morbihan. Fr.04.Rg.Co.0242 a/rev1.
- GODARD G. (1988) Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the Southern Armorican massif, France, *in* Smith D.-C. (ed.) Eclogites and eclogite-facies rocks. *Elsevier, Amsterdam*, p. 451-519.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 164.
- GROVEL A., BROSSE R. (1968) Évolution actuelle du littoral de la région de Lorient (Morbihan). *Bull. COEC*, XX, n° 5, p. 395-402.
- GROVEL A. (1970) Étude d'un estuaire dans son environnement. Le Blavet maritime et la région de Lorient. Thèse Univ. Nantes, 249 p et annexes, 122 p.
- GUERROT C., BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D. (1997) Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 324, IIa, p. 977-984.
- GUILCHER A. (1948) Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse Paris. La Roche-sur-Yon, 682 p.

- HALLÉGOUËT B. (1972) Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). *Rev. archéol. Ouest, Rennes*, suppl. 2, p. 45-51.
- HALLEGOUËT B., YONI C. (2002) Les dunes de Quiberon-Plouharnel : héritages et dynamique actuelle. *In* « Connaissance et gestion durable des dunes de la côte atlantique » dir. Favennec J., ONF, les dossiers forestiers n° 11, p. 65-82.
- HOFMANN A.-W. (1988) Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam*, 90, p. 297 314.
- HORRENBERGER J.-C. (1969) Étude cartographique et description des terrains métamorphiques et granitiques pour la feuille Lorient au 1/50 000. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 50 p.
- HORRENBERGER J.-C., MORZADEC M.-T., COGNÉ J. (1972) Carte géologique, France (1/50 000) feuille Lorient (383). Orléans : BRGM, notice explicative par Horrenbergefr J.-C., Morzadec M.-T., Cogné J. (1973).
- HORRENBERGER J.-C. (1976) Déformations superposées dans les tectonites métamorphiques du secteur cotier Doëlan-Concarneau (Finistère sud). Application d'une méthode d'analyse tectonique. *Sci. Geol. Bull., Strabourg*, 29, p. 239-248.
- JÉGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol., Fr., Paris*, (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES K.-A. (1991) Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. Journ. Geol. Soc. London, 148, p. 55-64.
- JORON J.-L., TREUIL M. (1977) Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, (6), p. 1197 1205.
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUET T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - Groundwater, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LA BECHE (de) H.-T. (1839) Report on the Geology of Corwall, Devon and West Somerset. London, Longmans, 648 p.
- LABISTE Y. (1997) Évolution ancienne, récente et actuelle du cordon dunaire de Gâvres-Penthièvre. Mémoire maîtrise, géographie, Univ. Brest, 210 p. et annexes.
- LA ROCHE (DE) H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre, Nancy*, XXIV, 1, p. 5-121.

- LASNIER B. (1970) Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminairedes gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du massif des Maures (France). Thèse de doctorat de 3^e cycle, Univ. Nantes, 295 p.
- LE CALVEZ Y. (1970) Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du bassin de Paris. Cahiers de Paléontologie, Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, 326 p. pl. I à XLVIII, tabl. 1-3.
- LEFORT J.-P., AUDREN C.-L., MAX M.-D. (1982) The southern part of the Armorican orogeny: a result of crustal shortening related to reactivation of a pre-hercynian mafic belt during carboniferous time. *Tectonophysics*. Vol. 89, p. 359-377.
- LEHMANN R. (1961) Strukturanalyse einiger Gattungen der Subfamilie Orbitoididae - *Elglogae geol. Helv.* 54 (2), p. 597-667, 14 p.
- LE MAITRE R.-W. (Editeur) *et al.* (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks. *Blackweel Scientific Publications*, Oxford, 193 p.
- LIPMAN P.-W., PROTSKA H.-J., CHRISTIANSEN R.-L. (1972) Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A. 271, p. 217 248.
- LOUAIL J. (1982) La transgression Crétacé au sud du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. Minér. Bretagne*, n° 29, 333 p.
- MARCHAND J. (1981) Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallopyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C. R. Acad. Sci., Paris (II) 293, p. 223-228.
- MARY J.-F. (2004) Traitement du signal en sismique réflexion très haute résolution. Rapport de stage Licence - IUP2 - Année 2003-2004. Université de La Rochelle - Centre Littoral de Géophysique.
- MENIER D. (2004) Morphologie et remplissage des vallées fossiles sudarmoricaines : apport de la stratigraphie sismique. Thèse Univ. Rennes 1. N°110. ISSN : 1240-1498, ISBN : 2-914375-21-2, p. 202.
- MENIER D., REYNAUD J.-Y., PROUST J.-N., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., TESSIER B., BONNET S., GOUBERT E. (2006) - Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France. S.E.P.M. (Society for sedimentary Geology), Special Publication n° 85, Incised valleys in Time and Space, ISBN : 1-56576-122-7, p. 37-55.
- MILON Y. (1937) L'estuaire fossile de la Laïta. C. R. Som. Soc. géol. Minér. Bretagne, 3^e année, fasc. 1, p. 5-7.
- MIYASHIRO A. (1975) Volcanic rocks series and tectonic setting. Ann. Rev. Earth Planet., Oxford, 25, 4, p. 956-983.

- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration JÉGOU J-P., LACHASSAGNE P., STOLLSTEINER P., WYNS R. (2008) - SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR - 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.-Y. (1990) Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, p. 27-53.
- NORME AFNOR NF X 10-999 (avril 2007) Forage d'eau et de géothermie. Réalisation, suivi et abandon d'ouvrages de captage ou de surveillance des eaux souterraines réalisés par forages.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. thèse géologie, université Rennes 1. Mém. Soc. géol., Minér. Bretagne, 25, 239 p.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) -Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.* 52, p. 203-216.
- PEETERS P., SCHOORENS J., LE CORNEC E., MICHARD B., LECHAT M. (2008) -Définition de l'aléa submersion marine sur le site de la grande plage de Gâvres (Morbihan). Colloque SHF : « Nouvelles approches sur les riques cotiers », Paris, 31/01/2008.
- PETFORD N., ATHERTON M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith. J. Petrol., 37, p. 1491-1521.
- PEUCAT J.-J. (1986) Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Île de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164, p. 229-238.
- PEUCAT J.-J. (1983) Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. Min. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1978) Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge silurodévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XX, 2 p. 163-167.
- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) Precambrien U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C., PILLARD F. (1973) Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, n° 9, Édit. du BRGM Orléans 315 p.

- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JÉGOUZOT P., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SAINT REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345), Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Plaine *et al.*, (1981) 48 p.
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. *et al.* (1999) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310) Orléans : BRGM. Carte géologique par Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R. *et al.* (1999).
- PROUST J.-N., RENAULT M., GUENNOC P., THINON I. (2010) Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. BSGF, 2010, t. 181, n° 2, p. 129-149.
- PUPIN J.-P. (1980) Zircon and granite pretology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- ROBERT J.-P. (1969) Géologie du plateau continental français. Revue de l'Institut Français du Pétrole. XXIX, n° 4, p. 383-440.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) -L'évolution geodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, p. 43-54.
- SCHAUB H. (1981) Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. Mém. Suisses. Pal., vol. 104, 105, 106, 236 p.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÀNDEZ C., JAUHRI A.-K., LESS G, PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.-M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J., ZAKREVSKAYA E. (1998) - Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 169, n° 2, p. 281-299.
- SITE INTERNET SIGES Bretagne : http://sigesbre.brgm.fr/
- SITE INTERNET ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) : http://www.ades.eaufrance.fr/.
- THIÉBLEMONT D., BÉCHENNEC F., CABANIS B., CHANTRAINE J. (1989) -Lithostratigraphie et géochimie des formations paléomagmatiques dans le secteur de Moëlan-Concarneau (Bretagne méridionale). Nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du domaine Sud-Armoricain au cours du Paléozoïque. Géodinamica Acta (Paris) 3, 2, p. 1-16.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEY M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C. R. Acad. Sci. Paris, 319, II, p. 87-94.
- THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les elements traces : reévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.

- THIÉBLEMONT D. (1999) Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet., 329, p. 243-250.
- THINON I., MENIER D., GUENNOC P., PROUST J.-N. (2008) Carte géologique à 1/250 000 de la marge continentale, feuille Lorient (Bretagne Sud). Coordinateurs : J.N. Proust, P. Guennoc, Co-édition BRGM Orléans-CNRS. http://www.brgm.fr/cartegeol.jsp.
- THOMAS E. (1999) Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Géologie, Univ. Rennes 1, 148 p.
- TRIBOULET C. (1983) Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. Bull. Mineral., Paris, 103, p. 92-100.
- TRUFFERT C., GUMIAUX C., CHANTRAINE J., PERRIN J., GALDEANO A., GAPAIS D., BALLÈVRE M., ASFIRANE F., GUENNOC P., BRUN J.-P. (2001) - A detailed airborne geophysical survey in southeast Armorican massif (GeoFrance3D programme). Magnetism and spectral radiometry. C. R. Acad. Sci., Paris, 333, 5, p. 263-270.
- VAN VLIET LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J, MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMANN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. C. R. Acad. Sci., Paris, 326, p. 333-340.
- VAN VLIET LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B. et al. (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 3, p. 511-541.
- VELDE B. (1972) The origin of some granulites facies rocks from the baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. Bretagne* (c) 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (1973) Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XV, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p.
- WENDT I., CARL C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem.Geol.*, 86, p. 275-285.
- WILLEMS W. (1990) Iconography of the Ypresian Foraminifera of the Belgian Basin and description of new benthic species. *Bull. Soc. Belge* géol., vol. 97, fasc. 3-4, (1988), in The Ypresian Stratotype, C. Dupuis, J. Deconinck, E. Steurbaut ed., p. 385-435.
- WINKLER H.-G.-F. (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^e édition. Springer Verlag. New York - Heidelberg - Berlin, 349 p.

- WOOD D.-A., JORON J.-L., TREUIL M. (1979) A re appraisal of the use of trace element to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, p. 326 336.
- WYNS R. (1998) Ressources en eau de la Margeride ouest PRD 324 -Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors texte.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, n° 1, p. 21-34.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique régional « Pays de la Loire », au 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes cedex 03.

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

ANALYSES

Géochimie : Département des procédés études et analyses du BRGM ; interprétation par D. Thiéblemont.

Typologie des zircons : P. Jézéquel.

Géochronologie : A. Cocherie et C. Guerrot.

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

Introduction : F. Béchennec (BRGM).

Description des terrains : F. Béchennec pour les unités du substratum, avec les contributions de D. Thiéblemont, pour la géochime et A. Cocherie

et C. Guerrot (BRGM), pour la géochronologie. B. Hallégouët pour la couverture sédimentaire tertiaire et les formations superficielles.

Géologie marine : I. Thinon.

Conditions de formation des entités géologiques : F. Béchennec et D. Thiéblemont.

Évolution tectono-métamorphique : F. Béchennec.

Synthèse géologique régionale : F. Béchennec.

Géodynamique récente : F. Béchennec.

Géologie de l'environnement : F. Béchennec, B. Hallégouët, avec la contribution de F. Lucassou (BRGM), pour les ressources en eau.

Documentation complémentaire : F. Béchennec, B. Hallégouët,.

Coordination : F. Béchennec.

ANNEXE



Réf.	Merrien				Henne-		Moëlan				Guidel	Pouldu	Ploemeur	Talhouit	Ste-Anne
1.141-2	I and only a	America	A		bont										d'Auray
Litno.	Leptynite	Amphi-	Amphi-	Amphi-	Ortho-	Ortho-	Ortho-	Ortho-	Ortho-	Ortho-	Granite à	µgranite à	Granite à	Granite à	Granite à
Nº Eab	EDDA	Donte	FROORD	Donte	gneiss	gneiss	gneiss	gneiss	gneiss	gneiss	Bt	Bt-Ms	Bt-Ms	Bt-Ms	Bt
SiQ. (%)	79.6	49.00	FB9022	FD0034	FB6363	FB8560	FB6541A	FB7726	FB8678A	FB86788	FB9101	FB8708	FB9124	FB7913	FB8436
TIO	0.0	40.00	00,5	40.0	/4./	74.1	/0.2	765	76.6	/46	69.2	/21	/3./	/21	71.6
1102	0.13	1.14	0.8	1.14	0.28	0.24	0.23	0.12	0.15	0.24	0.49	0.32	0.11	0.25	0.38
Al ₂ O ₃	11.84	16.08	16.1	15.1	13.5	13.2	12.7	12.4	12.1	134	14.8	15.1	14.4	14,7	15
Fe2O3t	1.76	11.44	9.5	10.1	2.13	2.3	2.25	1.44	1.54	1.58	2.55	1.85	0.93	1.57	2.4
MnO	0.04	0.21	0.19	0.1	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04
MgO	0.38	6.78	8.6	9.2	0.4	0.4	nd	rd .	0.2	02	1	0.6	0.2	C4	0.7
Na-O	0.29	9.21	5.4	12	0.7	1	0.5	05	0.4	05	1.4	0.4	0.5	C.9	1.6
KO	0.00	0.00	4.5	2.4	2.5	3.1	3.5	33	3	29	3.3	2.5	4	1 22	3.4
n20	0.5	1.12	0.16	0.44	5.05	4.41	4.8	5.35	4.93	5.37	5.34	5.55	4.55	5.02	3.89
P205	nd	0.18	0.07	0.0*	0.11	0.07	0.23	rd	nd	rd	0.33	0.27	0.23	0.24	0.15
PF	0.49	1.63	2.97	1.48	1.04	0.59	0.6	0.5	0.47	0.71	0.7	1.63	0.87	0.77	0.52
Li (nnm)	h nd	21	20	2:	20	-					70				
Rh	11	26	5.1	20	102	29	140	477	23	22	/3	29	135	57	62
Ba	175	293	35	59	396	214	140	1//	299	2:1	1440	220	348	235	227
Sr	25	200	137	172	89	75	55	16	43	200	506	170	207	110	408
Th	6.8	2	1	0.7	13.9	14.8	25.2	288	32.7	244	26.7	19.8	47	190	19.9
U	1.9	1.1	0.4	0.1	5.7	84	9.4	94	15.3	75	77	65	8.6	115	5.7
Та	0.6	0.2	0.5	1	13	15	9.9	73	2.5	23	0.0	0.0	1.5	100	1
Nb	6.5	2.5	2.2	4	15.9	16	128.7	146.8	36.2	371	14.6	12	6.2	12.8	17.2
Hf	4.7	1.5	0.9	2	2.7	3,3	12.2	14.1	4.4	64	6.7	3.9	1.5	1.6	4.2
Zr	138	64	59	7'	75	110	391	422	115	1%6	325	117	52	1)3	135
Y	22.6	23.5	21	23	25.4	39.4	53.8	57	45	385	10	7.2	3.5	٤2	7.5
v						nd	nd	rd	nd	rd	21		nd	nd	nd
Co	nd	30	30	37	8	11	5	rd	10	10	6	8	nd	17	12
Gr	22	166	295	46)	29	23	26	35	30	27	36	33	22	45	39
Ni	nd	37	109	215	23	25	nd	rd	25	24	17	27	12	34	23
La	15.7	11.8	8	5	26.5	28.2	100.6	\$5	59	437	70.9	39.5	8.8	28	30.7
Ce	33.8	25.9	16.7	12.2	55	60.3	188.1	189	120.7	872	137.5	80.4	18.8	61.6	65.6
PT Nd	4.1	3.0	2.2	1.3	5.7	6.7	21	21	12.3	93	15	8.4	2.3	6.7	7.1
Sm	3.5	30	3.1	10.2	22.1	20	84.4	823	44.3	342	54.4	31.3	8	28.1	27.9
Fu	0.0	14	1	1.2	4.0	0.5	10.0	02	9.2	09	0.3	5.3	1.9	1 .1	
Gd	3.4	4.2	3.3		4.8	6.5	14.9	156	9.5	71	5.5	43	1.4	1 12	0.0
Tb	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	1.1	22	23	1.5	12	0.0	0.5	0.2	(5	0.5
Dy	3,9	4.6	4	4.3	5	6.7	12	13	8.5	68	23	18	0.8		1.8
Ho	0.9	0.9	0.9	1	1	1.4	2.4	25	1.7	14	0.4	0.3	0.1	(3	0.3
Er	3.1	2.7	2.5	3.2	3.1	4.3	6.4	6.6	5	43	0.9	0.7	0.3	(.8	0,8
Tm	0.5	0.4	0.4	0.1	0.5	0.6	0.9	0.9	0.7	07	0.1	0.1	nd	(.1	0.1
Yb	3.5	2.4	2.3	2.3	2.7	3.9	5.7	5.4	4.7	43	0.6	0.6	0.2	(,6	0.6
Lu	0.6	0.4	0.3	0.1	0.4	0.6	0.8	0.8	0.7	06	0.1	0.1	nd	(1	0.1
Sn			0.8	1.7	6.3	9.3	10	4	12.9	79		5		7.9	7.7
w			0.7	1.1	1.6	1.4	5	4	2.5	48	1	5.3		1.1	0.5
ACNK	1.00	0.61	0.92	0.63	1.24	4 42	1.07	1.00	4.40		4.07	4.00			
Th/Ta	11.33	10.00	2.00	0.07	10.69	9.87	2.55	1.02	12.09	10.41	20.67	1.39	1.16	1.19	1.18
(Gd/Yb)	0.79	1.41	1 16	1 15	1 44	1.97	2.00	3,50	10.00	10.01	29.0/	22.00	5.13	21.11	19.90
(Nb/Zr)-	0.74	0.6	0.59	0.82	3 22	2.00	5.10	5.0	1.03	2.00	0.74	1.04	1.00	214	2.00
	0.14	0.0	0.00	0.01	0.00	6.65	0.10	0.47	4,95	2.10	0.71	1.01	1.00	2.11	2.00

Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X et les éléments traces par ICP - MS au BRGM (Orléans). L'indice d'aluminosité A/CNK est le rapport Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) en proportions atomiques. L'indice « N » sur certains rapports indique que ledit rapport est normalisé (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988).

Tabl. 1 - Analyses chimiques (éléments majeurs et traces) de roches représentatives de différentes formations de la présente feuille

Prélèvements marins de référence

Unités sismiques

N°	Nom sondage	Nom Age Source		Lithologie	Faciès des unités sismiques observées sur le plateau Sud-Bretagne					
1	74-134	134 Aguitanien Delancé et al.,		Carottage: calcaire friable très riche en foraminiferes						
2	74-106		BGM	,						
3	74-94 74-108	Chattien	Delanoë et al 1976 BGM	Carottage: sable calcaire très fossilifère à foraminifères	Ensemble de réflecteurs hautes fréquences de fortes amplituées, concordants, continus					
5	1249	Stampien	Delancë et Pinot, 1974	Dragage: aucune description lithostratigraphique	Pas imager					
6	74-105	Batonien	Delance et al., 1975 RGM	Carottage: calcaire friable à foraminifères						
7	74-104	Lutetien sup. Delance et al., 1975 Bartonien BGM Andreieff et al., 1988		Carottage: calcaire friable à Nummulites, Bryozoaires et Mollusques	Série litée avec réflecteurs basses fréquences, concorcants et continus, de fortes amplitudes dans la partie supérieure et de faibles amplitudes dans la partie irférieure. Les réflecteurs sont tronqués à son					
8	Z			Carottage: Biocalcarénites, parfois fortement cristallisés, à						
9	AE	Lutetien sup.	BGM	grands foraminifères, Dentales, Bryozoires	somme par une surface d'érosion majeure					
10	JOB-69-35	Yyrésien Barbaroux et al., 1971 BGM Yyrésien Bouysse et al., 1974 BGM		Sondage (1.70m de long) : Vers 0.4m, sables fins glauconieux très fossilfères avec de grands foraminifères	Faciés chaolique composé de réflecteurs de basses fréquerce, faibles a três faibles amplitudes, tronqués à son sommet par une surface d'érosion majeure					
11	VA70-5			Sondage (1.35m de long): Vers 1.03m, sables grossiers et moyens jaunes et fins avec des passées argileuxes, contenant une micrófore abondante et non remaniée. Vers 1.285m, argiles compartes bariolées sur un niveau de caliloutis enrobés d'argile avec prés						
12	AF	non léterminé Andreieff et al., 1958 BGM		Carottage: dolomies microcristallines azoliques	Réflecteurs de basses fréquences, concordants et continus, de faibles à très faibles amplitudes					
13	AK1			Carotage. doionnes nicrocristannes azoiques						
14	74-170	non daté Damien/Crétacé supposé	Notes campagnes (Delancë, 07/1974)	Carottage: craie blanche friable fossilifère (positionnement incertain)	Ensemble de réflecteurs désorganisés de fortes amplitudes, basses fréquences, tronqués à son sommetpar une surface d'érosion majeure					
15	C976				Faciès sismique peu à pas réflectif					
16	C994]		Carottage: granite						
17	C728									
18	C938		Lefort, 1975; Audren et Lefort, 1977		Faciès sismique pouvant se caractériser par des					
19	6917	non léterminé	BGM	Carottage: micaschiste	reflecteurs de fortes amplitudes, de frequences					
20	C863 C805				est fortement diffractant.					
22	C932			Carottage: prasinite						
23	AC	1	Boillot et al., 1972	Carottage: granulite	Faciès sismique peu à pas réflectif					
BGI	1: Banque de	Géologie Marine	(BRGM)	Carottage: prélèvement de roche (sub-) affleurarte au niveau du fond marin						

Tabl. 2 - Prélèvements marins de référence associés aux unités sismiques décrites sur le plateau Sud-Bretagne (extrait de la carte feuille Lorient à 1/250 000, Thinon *et al.*, 2008)

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

