

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

SAVENAY

par

J. MARCHAND, G. BOSSIÈRE, D. SELLIER

SAVENAY

La carte géologique à 1/50 000
SAVENAY est recouverte par la coupure
SAINT-NAZAIRE (N° 104)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

| | | |
|------------------|-----------|----------------|
| Questembert | Redon | Nozay |
| La Roche-Bernard | SAVENAY | Nort-sur-Erdre |
| St-Nazaire | Paimboeuf | Nantes |



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAVENAY A 1/50 000**

par

J. MARCHAND, G. BOSSIÈRE, D. SELLIER,

avec la collaboration de

Y. ALIX, H. ÉTIENNE, Y. LULZAC, J.P. CLÉMENT

1989

Références bibliographiques. Toutes référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- *pour la carte* : MARCHAND J., SELLIER D., BOSSIÈRE G., avec la collaboration de CARLIER G., DENIEL C., LASNIER B. (1988) — Carte géol. France (1/50 000), feuille SAVENAY (450) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par MARCHAND J., BOSSIÈRE G., SELLIER D. et coll. (1989), 58 p.
- *pour la notice* : MARCHAND J., BOSSIÈRE G., SELLIER D., avec la collaboration de ALIX Y., ETIENNE H., LULZAC Y., CLÉMENT J.P. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille SAVENAY (450) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p. Carte géologique par MARCHAND J., SELLIER D., BOSSIÈRE G. et coll. (1988).

© BRGM, 1989. 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 écrite préalable de l'éditeur.

ISBN 2 - 7159 - 1450-4

SOMMAIRE

| | Pages |
|---|--------------|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i> | 5 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 5 |
| UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES | 6 |
| HISTOIRE GÉOLOGIQUE | 11 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 12 |
| <i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES</i> | 12 |
| <i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i> | 17 |
| <i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES</i> | 19 |
| <i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES ET SUPERFICIELLES</i> | 22 |
| RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS | 39 |
| <i>HYDROGÉOLOGIE</i> | 39 |
| <i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i> | 42 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 47 |
| <i>ITINÉRAIRES</i> | 47 |
| <i>COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES</i> | 47 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 47 |
| <i>COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 51 |
| AUTEURS | 52 |
| ANNEXES | 53 |

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Savenay se situe en limite nord-ouest du Pays nantais, dans une région de confluence où le caractère ligérien des paysages reste bien marqué à l'Est, mais qui subit une nette influence maritime dans la zone estuarienne ; au Nord on aborde les marges du Pays gallo (Bretagne méridionale de tradition linguistique non "bretonnante") en atteignant le bassin versant de la Vilaine.

Dans cette région, au relief peu accentué, le sillon de Bretagne est une particularité morphologique majeure. Son coteau boisé est entaillé de vallons courts et domine, de plus de 50 m aux environs de Savenay, les marais internes de l'estuaire de la Loire et la Grande Brière, d'où émergent de quelques mètres de nombreuses buttes sur lesquelles se réfugie un habitat concentré en bourgs et "villages" de quelques feux.

Le sommet du coteau, constitué d'un replat parsemé de quelques buttes, annonce les points culminants, légèrement en retrait, du plateau Nantais qui s'incline doucement vers le Nord-Est. Cette région de terres argileuses, humides et mal drainées n'a acquis son paysage de bocage à large maille, qu'à la faveur du défrichement tardif (fin du XVIII^e siècle) d'un domaine de landes et de forêts. Mais, depuis une dizaine d'années, les campagnes de remembrement font, à l'échelle historique, brusquement évoluer les paysages : les parcelles s'agrandissent, les haies vives disparaissent. L'habitat rural est le plus souvent dispersé en fermes isolées.

Au-delà de l'entaille que constitue la vallée de l'Isac, la "surface fondamentale" (Sellier, 1985) est représentée, vers le Nord-Est, par le plateau du Gâvre, abondamment boisé.

Au centre de la carte, une zone marécageuse, drainée par le Brivet correspond au bassin de Campbon-Drefféac dont la dissymétrie est soulignée, au Nord, par le coteau de Saint-Gildas-des-Bois au-delà duquel on se dirige vers le bassin de Redon en Pays de Vilaine.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les unités lithologiques affleurant dans le cadre de cette carte étant principalement de nature cristallophyllienne et plutonique, c'est dans un esprit de continuité que notre équipe s'est attachée au lever de la feuille Savenay, après avoir largement participé à celui des feuilles plus orientales du "domaine ligérien". C'est, en particulier, grâce à l'expérience acquise sur les cartes Ancenis et Nort-sur-Erdre qu'il nous a été possible de poursuivre vers l'Ouest les limites d'unités antérieurement bien définies (complexe de Champtoceaux, série de Mauves-sur-Loire, complexe de Saint-Georges-sur-Loire, etc.). En effet, les conditions d'affleurement du "socle" qui n'ont pas la réputation d'être favorables en région armoricaine, se sont révélées particulièrement difficiles sur cette carte, en raison de l'étendue des formations superficielles et de l'épaisseur des altérites. Nous avons, fort heureusement bénéficié du creusement de la tranchée du gazoduc reliant Montoir à Nozay, qui nous a fourni une coupe continue, à

peu près rectiligne, d'environ 3 m de profondeur, de direction SW-NE grossièrement perpendiculaire à l'allongement cartographique des principales unités lithostructurales. On notera toutefois que cette excavation n'a atteint les formations de socle que sur 40 % de sa longueur.

En contre-partie, la variété et l'étendue des formations cénozoïques et quaternaires ont été largement exploitées par D. Sellier dont le cadre géographique du domaine d'étude (thèse de Géomorphologie, 1985) incluait une grande partie de la surface de la feuille Savenay.

Certains contacts masqués par des altérites, et de ce fait non accessibles à l'observation (ex. : granite de Savenay, micaschistes de Mauves-sur-Loire), ont été précisés par l'utilisation d'une technique géophysique encore peu répandue : la Radio-Magnéto-Tellurique. En projection R.M.T., la résistivité apparente est déterminée à partir de la mesure des composantes d'un champ électromagnétique créé, dans le sous-sol, par un émetteur de radiodiffusion ondes longues (France Inter, BBC, etc.). Toute limite ou discontinuité masquée est mise en évidence à condition qu'elle se traduise par un contraste marqué de résistivité dans le sens du profil de mesure qui est enregistré en continu. C'est généralement le cas pour les failles, les filons et les limites de formations lithologiquement différentes. La mise en œuvre de cette technique sur la feuille Savenay a été rendue possible grâce à la gracieuse collaboration de la société GEOSCOP de Nantes.

UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES

En étudiant le schéma structural élargi présenté en légende de la feuille Savenay, il est remarquable que les limites de la carte à 1/50 000 recouvrent une véritable zone de convergence des principales unités lithostructurales de Bretagne méridionale. Cette particularité en accroît l'intérêt, mais aussi la complexité.

En schématisant, on peut distinguer au niveau des formations de "socle", trois grands domaines géologiques qui s'articulent autour de deux accidents majeurs :

- le plus spectaculaire cartographiquement est la "zone de cisaillement sud-armoricaine", qui, à cause des granites qui lui sont plus ou moins liés, constitue en elle-même une unité majeure de cette carte ;
- l'autre, plus difficile à localiser morphologiquement, mais dont le rôle semble primordial dans l'évolution paléogéographique de toute la Bretagne méridionale, est l'accident de Nort-sur-Erdre.

De part et d'autre de ces deux accidents, l'on décrira successivement du Sud au Nord : les formations catazonales de l'estuaire de la Loire, le "complexe de Champtoceaux" et son substratum, et le complexe de Saint-Georges-sur-Loire.

Les formations catazonales de l'estuaire de la Loire

Elles constituent une unité faiblement représentée sur la feuille Savenay ; la description de cette unité ne sera donc que succinctement abordée ici. En effet, à l'échelle régionale, on peut considérer cette unité

comme le prolongement des formations catazonales de Vendée qui bordent sur ses deux flancs (horst des Essarts à l'Ouest) le bassin paléozoïque de Chantonay. Au niveau de la Loire, la branche nord garde sa direction sud-armoricaine et peut être suivie, au pied du sillon de Bretagne, jusque dans le golfe du Morbihan ; c'est elle qui affleure au Sud-Ouest de la feuille Savenay. La branche sud, quant à elle, amorce une virgation vers l'Ouest et affleure de part et d'autre de la Loire pour former en rive gauche (feuille Paimbœuf) la partie septentrionale du Pays de Retz, et en rive droite, toute la région de Saint-Nazaire.

Dans son ensemble, cette unité présente une lithologie variée caractérisée par un degré de métamorphisme élevé. Le matériel impliqué dans ce métamorphisme est à la fois d'origine paradérivée et orthodérivée. Sur les feuilles Nantes et Paimbœuf, au pied du sillon de Bretagne, les métagranites sont prédominants, ils représentent d'anciens granites d'âge ordovicien (Vidal, communication personnelle, 1980), orthogneissifiés lors des grands événements de tectonique tangentielle qui ont prévalu lors de l'édification de la chaîne varisque (événements éo-dévonien), faiblement affectés par l'épisode tarditectonique de mobilisation. Les enclaves que recèlent ces orthogneiss sont nombreuses et variées, certaines d'origine paradérivée correspondent à l'encaissant anté-ordovicien, déjà métamorphique (paragenèse à disthène, rutile, etc.), des granites initiaux ; d'autres, de nature basique (amphibolites, éclogites rétro-morphosées ?), ont été dispersées et boudinées dans le granite lors de l'orthogneissification.

Sur la carte Savenay, les niveaux orthogneissiques n'ont pas été retrouvés en volumes suffisants pour être représentés ; s'ils existent, ils peuvent être masqués par les formations éocènes et quaternaires ou bien être oblitérés par le granite d'anatexie de Prinquiau. C'est sous le faciès de gneiss anatectiques paradérivés que cette formation affleure en bordure de la Grande Brière et plus à l'Ouest dans la région de Saint-Nazaire. L'âge des sédiments originels n'est pas connu, mais par analogie avec la nature et le degré de métamorphisme des enclaves des orthogneiss, on peut raisonnablement supposer qu'il s'agit de matériel d'âge paléozoïque inférieur ou protérozoïque. Les reliques granulitiques connues dans cette formation sur la feuille Saint-Nazaire ne sont que plus rarement préservées dans les limites de la carte Savenay. Seule une enclave rétro-morphosée d'éclogite "blindée" dans un petit massif de péridotite serpentinisée (Sem-en-Donges) témoigne de la nature profonde de ce matériel.

Le Nord-Ouest de cette unité est occupé par le granite d'anatexie de Prinquiau qui fait transition, dans l'espace et dans le temps, entre les gneiss anatectiques qui en profondeur correspondent vraisemblablement au matériel source de ce granite, et les leucogranites, plus tardifs, du sillon de Bretagne.

Le sillon de Bretagne

Cette appellation est celle donnée localement à la "zone de cisaillement sud-armoricaine" (Z.C.S.A.) que l'on suit de la Pointe-du-Raz jusqu'au Sud du granite de Mortagne. Cet accident est jalonné de leucogranites dont il a favorisé la mise en place en régime cisailant. Il est couramment admis que cette branche méridionale des accidents bretons a fonctionné en

régime cisailant senestre jusqu'au Dinantien moyen. Ensuite, entre 320 et 300 Ma, les critères structuraux recensés dans les leucogranites syncinématiques qui soulignent cet accident en Bretagne méridionale, indiquent un sens de cisaillement dextre (Jégouzo, 1980). Ce qui est actuellement en désaccord avec les données structurales (cisaillement senestre) et géochronologiques (313 ± 15 Ma) récemment obtenues par Guineberteau (1986) lors de l'étude de la mise en place syncinématique du granite de Mortagne (Vendée), le long du même accident. En revanche, il y a accord des auteurs (Vignerresse, 1983 ; Guineberteau *et al.*, 1987) sur l'existence de cisaillements dextres tardifs, post-magmatiques, qui le long de la Z.C.S.A. affectent de manière non pénétrative les leucogranites orientés de l'axe principal, ainsi que la périphérie des lobes annexes, comme celui de Vigneux sur la feuille Nantes.

Le rejeu vertical de la Z.C.S.A. à l'Eocène et à l'Oligocène s'est de toute évidence poursuivi jusqu'à nos jours, comme en témoignent les relations géométriques des différentes formations cénozoïques et quaternaires.

Le "complexe de Champtoceaux" et son substratum

Cette unité, qui occupe la majeure partie de la feuille Savenay à 1/50 000, ne correspond dans le cadre de la carte étudiée qu'à la terminaison occidentale d'une vaste structure qui a été largement décrite dans les notices des feuilles plus orientales, et en particulier Ancenis et Nort-sur-Erdre. C'est d'ailleurs lors du lever de ces feuilles qu'une nouvelle interprétation structurale de cette unité a été proposée (Marchand, 1981).

Rappelons brièvement qu'en 1966, J. Cogné mettait en évidence une discontinuité majeure entre un substratum représenté par les mica-schistes de Mauves-sur-Loire et une unité chevauchante nommée depuis : "complexe de Champtoceaux". La cartographie à 1/50 000 de toute la région, ainsi que l'apport des données géochronologiques, ont largement fait évoluer les idées antérieures en affinant le détail de la lithologie, les connaissances des relations structurales mutuelles des différents ensembles lithologiques et en bouleversant totalement la chronologie des événements sédimentaires et tectono-métamorphiques initialement proposés.

Une coupe méridienne dans cette unité, passant par Savenay, montre que l'attitude générale de la schistosité composite présente un pendage général et moyen d'une cinquantaine de degrés vers le Nord et que du Sud au Nord, on traverse les formations suivantes :

– les micaschistes de Mauves-sur-Loire qui affleurent très mal, parce que masqués le plus souvent par plusieurs mètres d'altérites, et qui correspondent à une série détritique sablo-silteuse très monotone dans laquelle aucun niveau-repère (basique ou autre) n'a pu être décelé ; on leur attribue "traditionnellement" un âge briovérien qu'aucun argument sérieux ne justifie ; on remarque tout au plus une certaine analogie de faciès et de degré de métamorphisme (épizonal, au contact nord avec la formation qui lui est superposée) avec la "série anté-cambrienne des Mauges" ;

– le groupe leptyno-amphibolique du Cellier (feuille Ancenis) qui est une formation hétérogène constituée essentiellement de gneiss leptynitiques orthodérivés mésozonaux, dérivant de granites catazonaux, dans lesquels

sont dispersées tectoniquement des enclaves d'éclogites et de micaschistes granulitiques de haute pression ; le degré de métamorphisme de ce "groupe" contraste fortement avec celui des micaschistes épizonaux sous-jacents et cette observation témoigne à elle seule de l'existence d'un contact anormal chevauchant à la base du groupe ;

– un ensemble de gneiss plagioclasiqes mésozonaux, vraisemblablement paradérivés, dans lesquels les passées métapélitiques recèlent des paragenèses relictuelles de haute pression témoignant d'un climat thermobarométrique compatible avec celui des lentilles d'éclogites qui leur sont associées ;

– l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert, dérivé d'un ancien granite ordovicien (485 ± 11 Ma ; Paquette *et al.*, 1984), qui constitue l'épine dorsale du complexe de Champtoceaux et que l'on peut suivre, sur plus de 80 km, du Sud de Nantes jusqu'à la Vilaine où, comme l'ensemble du complexe, il est pris en écharpe par la zone de cisaillement sud-armoricaine ;

– les micaschistes du Hâvre qui correspondent à une série volcano-détritique métamorphisée dans la mésozone. D'âge inconnu, cette formation a été rapportée au Briovérien par analogie avec les micaschistes de Mauves-sur-Loire, mais l'existence de niveaux basiques (amphibolites à épidote-actinote) et de passées graphiteuses n'est pas sans rappeler la base du complexe de Saint-Georges-sur-Loire avec lequel, sur cette carte, il est en contact tectonique. L'abondance de péridotites serpentinisées au toit de cette formation témoigne d'une structure complexe que les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'élucider. Ceci est de plus confirmé par la nature tectonique des contacts, avec ces micaschistes, de la gouttière de schistes et quartzites paléozoïques de la Groulaie.

Dans son ensemble, le complexe de Champtoceaux apparaît donc comme un empilement de formations affectées par plusieurs épisodes métamorphiques méso- à catazonaux d'âge paléozoïque. Leur mise en place tectonique est interprétée comme résultant d'un écaillage profond (Marchand, 1981) lié aux événements majeurs de tectonique tangentielle à vergence Sud-Ouest qui semblent avoir prévalu à la fin du Dévonien lors de la structuration principale de la chaîne varisque. Cette superposition d'écailles chevauchantes est d'ailleurs confirmée par les investigations géophysiques profondes (Bayer *et al.*, 1987).

L'accident de Nort-sur-Erdre

Cet accident est l'un des trois accidents cisailants majeurs de Bretagne méridionale ; il est situé entre la zone ductile : Landes de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé, au Nord, et le cisaillement sud-armoricain *sensu stricto* au Sud. A son extrémité ouest, ses relations géométriques avec la branche sud de la Z.C.S.A. sont oblitérées par les leucogranites. A l'Est, on peut suivre sa trace de part et d'autre du bassin d'Ancenis dont il a favorisé l'ouverture par un phénomène de pull-apart (Diot, 1980), et il se poursuit au Sud de la Loire en empruntant la vallée du Layon dont il a guidé le cours, avant d'être masqué par la couverture mésozoïque.

On considère, comme pour les autres branches des cisaillements armoricains, qu'il a fonctionné selon un sens senestre, au moins jusqu'au Dinantien ; ceci semble être confirmé dès l'Ordovicien par la géométrie du bassin d'Ancenis et vraisemblablement à la fin du Dévonien lors de la torsion du complexe de Champtoceaux. Ensuite, au Carbonifère, les caractères de la sédimentation dans le bassin houiller de la Basse-Loire témoignent d'un régime compressif N-S légèrement cisillant dextre ce qui confirme les rares observations effectuées sur la feuille Savenay. Ces derniers événements étant les plus visibles, cela explique le choix de l'auteur de représenter cet accident comme un décro-chevauchement dextre à vergence Sud.

Cette histoire sommaire n'est pas entièrement satisfaisante car elle laisse dans l'ombre le rôle de cet accident lors des épisodes tectoniques tangentiels qui ont provoqué la mise en place du complexe de Champtoceaux et celui de Saint-Georges-sur-Loire. Il se surimpose et sans doute oblitère la zone de racine de ces "nappes" de vergence opposée. C'est un accident profond majeur comme en témoigne la découverte à l'aplomb de sa trace, de métabasite à glaucophane (Ledru *et al.*, 1986) et de "péridotite à grenat".

Le complexe de Saint-Georges-sur-Loire

Le complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire appartient au vaste anticlinorium de Saint-Georges-sur-Loire défini plus à l'Est sur la feuille Chalonnès-sur-Loire. Partie d'un ensemble très étendu dont la largeur à l'affleurement n'est jamais inférieure à 8 km (Cavet, 1970, 1976, 1978), il couvre, au Nord, plus du quart de la feuille ; sa limite septentrionale reste, comme sur les feuilles orientales voisines, imprécise. Vers le Sud il est limité par l'accident de Nort-sur-Erdre. Les séricitischistes épimétamorphiques en constituent l'essentiel mais on y trouve également, calcaires, spilites et phanites que, selon Dubreuil (1986), on ne saurait dissocier. Il considère, en effet, que le complexe "au moins dans sa partie méridionale peut être considéré comme une zone d'arc insulaire au Dévonien inférieur-Dévonien moyen avec un dépôt gravitaire profond dans lequel sont associés un volcanisme basique, des calcaires allodopiques et des klippe de Silurien".

Du fait de l'absence d'éléments de datation dans la partie occidentale du complexe, des interprétations divergentes apparaissent entre les feuilles Savenay et celles, contiguës, Redon et Questembert. En effet, la base du complexe de Saint-Georges-sur-Loire est attribuée, de façon tout à fait hypothétique et d'après Barrois et Pruvost (1938), au Briovérien supérieur sur la feuille Redon. Cet âge est repris par les auteurs de la feuille qui soulignent cependant dans la notice que "du point de vue sédimentologique il n'y a pas de différence fondamentale entre le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire et les autres unités structurales : on y retrouve les mêmes faciès (Pivette, 1978), avec des appellations différentes qui traduisent les hésitations des géologues à admettre l'analogie des caractères des terrains paléozoïques de Bretagne-Sud avec ceux de Bretagne centrale". Les auteurs signalent également que "aucun événement structural propre aux terrains attribués au Briovérien n'a été mis en évidence (Pivette, 1978)" et que "les axes de plis du Briovérien sont parallèles aux axes des plis du Paléozoïque". En clair il n'y a aucune

raison de distinguer deux ensembles, c'est le choix qui a été fait ici. Il est par ailleurs illusoire, compte tenu des déformations pénétratives superposées subies par la série, de vouloir retrouver la stratification originelle. Le schéma structural figurant en cartouche montre que, dans cette optique, la totalité des séricitoschistes situés sur la feuille Redon doit être intégrée au complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire. Aucun argument observable, à ce jour, sur le terrain ou en lame mince, ne s'oppose à une telle interprétation. La limite fondamentale entre la Bretagne centrale et la Bretagne méridionale se situe au niveau de la série des "Schistes et arkoses de Bains".

Outre les unités de "socle" qui viennent d'être décrites, il faut également signaler l'existence du bassin sédimentaire de Campbon-Drefféac qui occupe le centre de la feuille étudiée. Selon Vignerresse (à paraître), ce type de bassin d'âge éocène serait initié dès le Permo-Trias par le jeu dextre d'accidents cisailants de direction N 130-150, et devrait son remplissage syntectonique à des effondrements dissymétriques (enfoncement vers le Nord-Ouest) le long de failles normales de direction N 160-170. Ceci est en parfait accord avec ce qui a été observé sur cette feuille et qui est décrit ci-dessous.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Comme l'a montré la description des différentes unités lithostructurales de la région, la particularité la plus frappante, mais de règle en Bretagne méridionale, réside dans la juxtaposition tectonique de ces unités. Ce phénomène s'observe également au sein même de certaines de ces unités (chevauchements internes, dispersion tectonique dans le complexe de Champtoceaux). On notera également que l'âge des formations métamorphiques paradérivées n'est qu'hypothétique. Dans ces conditions et dans l'état actuel des connaissances, il ne nous paraît possible que de proposer une succession relative des événements géologiques (sédimentation, plutonisme, métamorphisme, tectonique, etc.) dans une même formation. C'est d'ailleurs ce qui vient d'être partiellement exposé dans le chapitre précédent et qui sera développé plus loin, lors de la description de chaque "terrain".

Il est actuellement hasardeux de tenter de paralléliser d'éventuelles "phases tectono-métamorphiques" entre des formations qui ont évolué dans des lieux, à des époques et à des niveaux structuraux différents, et qui doivent leurs relations cartographiques actuelles à une (ou plusieurs) juxtaposition(s) résultant d'une intense tectonique tangentielle et cisailante liée à la tectonogenèse varisque.

Les terrains mésozoïques n'étant pas représentés sur la carte, l'histoire post-hercynienne de la région ne se réduit qu'à celle du Cénozoïque et du Quaternaire. La chronologie des événements de ces périodes est exposée dans le chapitre relatif à la description des terrains concernés.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Les différentes formations seront décrites, dans la mesure du possible, dans l'ordre chronologique de leur mise en place : dépôt des roches sédimentaires, intrusion des ensembles plutoniques. En ce qui concerne les formations cristallophylliennes d'âge incertain et en particulier celles d'origine paradérivée, elles seront décrites avec les autres membres des unités lithostructurales auxquelles elles appartiennent. Ceci afin d'éviter le piège d'une idée fausse couramment répandue, à savoir : qu'une formation ayant subi un métamorphisme de haut degré (granulitique, par exemple) est nécessairement plus ancienne qu'une roche épimétamorphique, voire non métamorphique, voisine. Des exemples de plus en plus nombreux de datations radiométriques sur des métamorphites orthodérivées ont montré qu'il faut se méfier de l'âge relatif de deux formations actuellement contiguës. Leur juxtaposition est souvent, dans la chaîne varisque en particulier, le résultat de plusieurs événements tectoniques successifs qui associent, à l'affleurement, des roches d'âge et d'histoire tectono-métamorphique variés.

FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

ξ². **Micaschistes de la série de Mauves-sur-Loire.** Ces roches constituent l'unité qui, malgré son extension sur la feuille Savenay, présente la plus faible proportion d'affleurements. Ce matériel paradérivé, d'origine grésopélique, s'altère sur une épaisseur de plusieurs mètres en produits argileux jaunâtres riches en fragments de quartz anguleux. A l'affleurement, le débit schisteux est en général bien marqué, mais des niveaux d'un gris clair, souvent pustuleux, prennent l'aspect massif de gneiss dans lesquels le diaclasage est parfois plus directement visible que la foliation métamorphique.

La minéralogie est qualitativement constante, seule la proportion de plagioclase peut varier sensiblement, mais il n'a pas été possible de limiter par des contours cartographiques ces niveaux plus feldspathiques. La foliation composite est soulignée par la chlorite et le mica blanc ; le quartz et les minéraux opaques sont généralement abondants. Le plagioclase (albite) se présente en ocelles qui se surimposent à une foliation relictuelle marquée par les opaques et le mica blanc. La foliation que l'on observe au cœur des albites montre parfois l'existence d'une seconde déformation qui se traduit par une schistosité de flux. Chronologiquement, l'albite est donc postérieure à deux "phases" de déformation et est, elle-même, contemporaine d'une troisième déformation, comme en témoigne la trace de structures hélicitiques syntectoniques soulignées par de fines aiguilles minérales (rutilés ?). A proximité des leucogranites carbonifères (Z.C.S.A.), la biotite et la tourmaline peuvent apparaître en cristaux millimétriques.

Au toit de cette formation micaschisteuse, près du contact avec les unités septentrionales chevauchantes, des cristaux ubiquistes de grenat automorphes se surimposent à toutes les surfaces tectoniques antérieures. Dans les niveaux phylliteux, ils sont le plus souvent pseudomorphosés en chlorite, tandis qu'au sein des ocelles d'albite, ils sont intacts. Aucun niveau graphiteux n'a été découvert dans ces micaschistes.

ξ¹. **Micaschistes de la série du Hâvre.** Cette formation dite micaschisteuse, présente la particularité de recéler, sur cette carte, des niveaux basiques et ultrabasiques beaucoup plus importants que sur les feuilles plus orientales. A l'Est du bassin de Campbon, ces metabasites limitent, au Nord, le complexe de Champtoceaux, tandis qu'à l'Ouest de la carte, elles sont nettement moins abondantes. L'aspect plus cristallin de ces micaschistes reste, à l'œil nu, le meilleur critère de distinction avec les micaschistes du complexe de Saint-Georges-sur-Loire. Ces deux formations ayant été mises en contact, à l'Ouest de Sainte-Anne, par les rejeux de l'accident de Nort-sur-Erdre.

Une sédimentation détritique variée est à l'origine de cette formation. Généralement beige clair lorsqu'ils sont altérés, ils peuvent prendre, plus frais, une teinte gris métallique. Les niveaux riches en graphite (ξ^{ph}) ont un aspect nettement charbonneux (la Jatte, la Biliais).

La schistosité est principalement soulignée par la biotite, la muscovite et le quartz qui moulent de rares cristaux squelettiques de grenat. Le plagioclase est sodique (An 12) et certains niveaux sont riches en chloritoïde. La chlorite tend à remplacer la biotite et semble traduire une rétro-morphose statique.

● **Les "passées" graphiteuses** (ξ^{ph}) sont le plus souvent riches en phylites et l'appellation de phtanites (quartzites), retenue sur la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000, ne nous semble pas devoir être conservée.

● **Les amphibolites** (δ¹¹) de cette formation, ordinairement dispersées en lentilles métriques à décamétriques, voient leur extension augmenter considérablement sur cette feuille. Elles font l'objet d'exploitation en carrières, en bordure de l'Isac (Pont-de-Barel) et correspondent sans doute à d'anciens tufs basaltiques, localement albitiques. Les lentilles les moins importantes ont une paragenèse à oligoclase, pistacite, actinote, chlorite, minéraux opaques parfois abondants et hornblende relicuelle. Cette association minérale correspond à un stade rétro-morphique par rapport à celle observée (andésine, hornblende) au cœur de niveaux plus importants.

Les péridotites serpentinisées et la lentille orthogneissique de l'Audrenais, étroitement associées à cette formation micaschisteuse, seront décrites individuellement plus loin.

ζ². **Gneiss plagioclasiques à aspect de tectonites.** Ont été regroupées sous cette appellation, des roches d'origine manifestement différentes qui ont en commun leur localisation entre deux formations orthogneissiques (complexe du Cellier et orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert). Il s'agit généralement de roches claires à foliation bien marquée, soulignée par du mica blanc : suivant les échantillons, il s'agit de muscovite, de paragonite ou de phengite. Bien que les types pétrographiques ne soient pas bien tranchés, on peut schématiquement distinguer :

— des gneiss ayant l'aspect de tectonites, dans lesquels le plagioclase relicuel, souvent recristallisé, est associé à un feutrage de paillettes de mica blancs provenant d'orthose broyée et déstabilisée et de biotite décolorée ; certains plans de débit sont tapissés de cristaux parfois centimétriques de

phengite ; il est vraisemblable que ces roches aient une origine orthodérivée ;

– des "micaschistes" pauvres en feldspath dans lesquels on observe l'association : phengite, biotite, grenat, disthène plus ou moins transformé en paragonite ou muscovite, et rutile accessoire. Ces "micaschistes", dans lesquels de l'omphacite a été décelée, correspondent à un matériel de composition paradérivée affecté par un métamorphisme de haut degré. Ce matériel reflète les mêmes conditions thermodynamiques que les **lentilles d'éclogites** (ψ) qui sont dispersées tectoniquement dans cette formation et qui seront décrites dans le complexe du Cellier sous-jacent.

$\zeta\gamma$. Orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. L'aspect moyen de cette roche est celui d'un gneiss clair, jaunâtre, à grain moyen, à foliation généralement nette, mais qui localement peut présenter, à la faveur d'une linéation minérale toujours bien marquée, un débit en crayon qui masque alors le débit planaire. Sa minéralogie est celle d'un granite alcalin à orthose, oligoclase, biotite et muscovite. Le grenat est rare. Il est admis que cette roche est un ancien granite tectonisé et métamorphisé en domaine mésozonal. A sa base, il est plus clair, plus massif et recèle des niveaux surmicacés essentiellement biotitiques. Cet aspect et cette minéralogie sont attribués à un phénomène de fusion partielle très localisée, suivie d'une recristallisation qui semble avoir pour origine le chevauchement de cet ancien granite sur la formation actuellement sous-jacente. Dans sa masse et à son toit, la tectonique tangentielle régionale s'exprime en couloirs de cisaillement dans lesquels la déstabilisation des feldspaths et de la biotite donne à la roche un aspect de micaschistes clairs, essentiellement muscovitiques.

La datation U-Pb sur zircon de cet ancien granite (Paquette *et al.*, 1984) a permis de préciser l'âge ordovicien de sa cristallisation (485 ± 11 Ma) et également, par déduction, celui des épisodes de tectonique tangentielle de toute la région. Ces événements sont paléozoïques (sans doute dévonien) et non protérozoïques comme on le croyait auparavant ; on leur doit également la dispersion de lentilles d'éclogite à la base de l'orthogneiss (le Hallioux).

Complexe orthodérivé du Cellier - Bouvron - Pontchâteau. Cette unité structurale dont la lithologie est variée, présente une épaisseur de 1 à 2 km dans la partie orientale du complexe de Champtoceaux et s'épaissit considérablement au Sud-Ouest du bassin de Campbon. Cette variation est attribuable à un "raccourcissement" régional lié au fonctionnement dextre de la zone de cisaillement sud-armoricaine. Deux types lithologiques principaux (mais en proportion très inégale) peuvent être distingués : les leptynites abondantes et les éclogites qui le sont beaucoup moins.

λ . Leptynites. Les leptynites (ou le plus souvent, les gneiss leptynitiques) sont des roches à patine claire, jaunâtres ou grisâtres sur la cassure. Leur débit, typique, est parallélépipédique mais elles se délitent parfois en dalles d'épaisseur centimétrique à la faveur de plans micacés qui soulignent la foliation générale, et dans lesquels il n'est pas rare d'observer des paillettes pluricentimétriques de muscovite ou de phengite.

Au microscope, on observe une fine trame de quartz, feldspath potassique et oligoclase finement recristallisés qui moulent des cristaux relictuels d'oligoclase, de zoïsite et de grenat squelettique. La biotite est constante mais peu abondante, elle est souvent chloritisée ; le mica blanc, souvent phengitique, est parfois concentré en lits infra-millimétriques. Le rutile se transforme en ilménite.

Cette roche, qui a globalement la composition chimique d'un granite alcalin appauvri en sodium et potassium (Lasnier *et al.*, 1973), est considérée comme un orthogneiss structuré dans des conditions mésozonales de métamorphisme lors des phases tectoniques tangentielles dévoniennes. Aucune relique du granite initial n'a été retrouvée sur cette feuille. En revanche, sur Ancenis, un septum préservé de la rétro-morphose dynamique générale, a montré que cette roche a subi, antérieurement à sa transformation en leptynite, un métamorphisme de haut degré témoignant de conditions thermodynamiques proches de celles des écoligites qui lui sont associées.

Ko. Enclaves de cornéennes. Au sein des leptynites, il a été trouvé quelques enclaves de roches brunâtres, massives, à grain très fin, à débit esquilleux et d'aspect parfois tacheté. L'observation au microscope montre l'existence d'une fine texture granoblastique. Le quartz, le plagioclase et la biotite constituent cette roche. Les taches, peu visibles à cette échelle, semblent correspondre à une diffusion d'oxydes dans les joints de grains et à un légère concentration de biotite. Aucune trace de silicates d'alumine n'y a été décelée.

Ces roches ont pu être des enclaves cornéifiées du granite initial, que leur compétence a préservé de l'orthogneissification. Si les taches primitives étaient constituées de cordiérite, la déstabilisation de celles-ci, en biotite et produits ferrugineux, serait explicable dans le contexte métamorphique général.

ψ. Ecoligites. Les écoligites se présentent en un essaim de lentilles (boudins), le plus souvent métriques, dispersées au sein des leptynites, des "gneiss plagioclasiques" et exceptionnellement à la base de l'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert. Elles sont denses, massives, le plus souvent à grain très fin et présentent une patine grisâtre sur laquelle contrastent les taches noires d'amphiboles rétro-morphiques.

La paragenèse initiale à omphacite (pyroxène sodique), grenat, rutile et quartz est rarement conservée. En particulier, lors de la rétro-morphose hydratée qu'ont subi ces roches lors des chevauchements varisques, le pyroxène, et partiellement le grenat, ont recristallisé en néo-plagioclase et amphibole, tandis que le disthène peut donner naissance à un feutrage micacé qui recristallise ensuite en monocristaux de phengite.

L'étude géochimique et radiométrique de ces écoligites (Paquette *et al.*, 1985) montre que ces écoligites dérivent d'un matériel basaltique océanique (tholéiites), métamorphisé à la base de la croûte continentale à la faveur d'une subduction et dispersé tectoniquement au sein d'un granite lors des grands chevauchements varisques. L'âge de 413 ± 16 Ma, obtenu par la méthode U-Pb sur zircon, est attribué à l'épisode de métamorphisme de haute pression (écoligitisation).

Dans ce complexe du Cellier, il n'est pas rare de trouver des lentilles de "micaschistes éclogitiques" identiques à ceux décrits dans les "gneiss plagioclasiques" de la formation sus-jacente.

οζγ. **Orthogneiss œillé de l'Audrenais.** Cette lentille d'orthogneiss, de quelques mètres de puissance présente la particularité d'affleurer dans un contexte inhabituel. C'est la seule connue au sein des micaschistes du Hâvre. La roche est homogène, très feldspathique ; les "yeux" d'orthose sont moulés par de fins cristaux de quartz, d'oligoclase, de biotite brune et de muscovite en faible proportion. Aucun minéral accessoire particulier ne permet d'évaluer le degré de métamorphisme de cette enclave. On peut tout au plus préciser que la déformation s'est effectuée dans le domaine de stabilité de la biotite. Cet orthogneiss affleure probablement à la faveur d'un accident tectonique directionnel non décelé dans les micaschistes encaissants.

ρζγ. **Orthogneiss du lac de la Roche-Hervé.** Cette roche sera décrite avec le complexe de Saint-Georges-sur-Loire, au sein duquel elle affleure.

ζM. **Gneiss anatectiques de Saint-Nazaire.** Cette vaste unité, largement masquée par les formations superficielles, n'est représentée, sur cette feuille, que par des gneiss mobilisés qui ont dans leur grande majorité une origine paradérivée. Suivant les affleurements, leur aspect est très variable. Ils peuvent conserver une foliation flexueuse bien visible soulignée par l'alternance de lits riches en biotite et de niveaux quartzofeldspathiques. On parle alors de métatexites dans lesquelles la fusion partielle est restée faible. Lorsque cette dernière est plus importante (diatexites), les niveaux à aspect granitique deviennent plus épais (décimétriques à métriques), la foliation métamorphique s'estompe, ce qui laisse penser que ce phénomène est tardif par rapport aux événements tectoniques majeurs (chevauchements varisques). Les niveaux phylliteux relictuels constituent des zones de faiblesse dans lesquelles s'expriment les derniers cisaillements dextres liés au fonctionnement de la Z.C.S.A.

Minéralogiquement, il faut distinguer : d'une part le paléosome (paragenèse relictuelle du gneiss initial) constitué de quartz, oligoclase, biotite, sillimanite et grenat relictuel, et d'autre part, le leucosome granitique dans lequel les recristallisations de quartz, oligoclase et biotite accompagnent le développement de feldspath potassique à tendance automorphe. Localement (Revin), la cordiérite se développe aux dépens du grenat et des fantômes de disthène sont perceptibles au sein des amas de sillimanite. En règle générale, la muscovite est souvent présente mais semble tardive.

Ce sont les diatexites qui, dans toute la région, sont susceptibles d'être exploitées en carrière pour l'enrochement et le granulat (Revin, la Censie, le Bois-de-Sem).

Dans le périmètre étudié, les enclaves basiques sont peu nombreuses (Pingliau, la Pommeraie, la Duchée) et se présentent sous forme de lentilles métriques d'**amphibolites** banales (δ^{11}) à andésine et hornblende. Si elles dérivent d'éclogites, aucune paragenèse relictuelle ne le laisse supposer, contrairement à ce que l'on observe lorsque ces lentilles sont blindées dans une péridotite (Butte-de-Sem). Ces lentilles éclogitiques

rétromorphosées semblent pétrographiquement plus proches de celles des gisements du Sud de la Loire (horst des Essarts) que de celles du complexe du Cellier.

π. **Péridotites serpentinisées.** Ce type de roche, d'origine profonde (base de croûte-manteau supérieur) est généralement peu représenté, à l'affleurement, dans les socles. En effet, en l'absence de volcanisme, pour les observer en surface il faut faire appel à des phénomènes tectoniques tangentiels de grande ampleur. Dans le cadre de la feuille Savenay leur abondance est exceptionnelle pour la Bretagne méridionale. Elles affleurent d'une part dans les gneiss anatectiques de Saint-Nazaire (Butte-de-Sem) (Lasnier, 1968), d'autre part, en limite nord du complexe de Champtoceaux où elles semblent jalonner l'accident de Nort-sur-Erdre. Ces péridotites sont toujours très transformées. L'olivine et le (ou les) pyroxène(s) primaire(s) sont entièrement serpentinisés, chloritisés ou amphibolitisés. Le chrysotile se développe dans les plans de diaclases et de fractures, et des zones réactionnelles à vermiculite se développent au contact des filons granitiques qui recoupent la serpentinite (Butte-de-Sem). Le "chapeau" de ce massif est le plus souvent silicifié, ce qui se traduit par le développement d'encroûtements calcédonieux ou quartzeux, parfois spectaculaires (la Chapelle-du-Planté, commune de Quilly).

Dans une lentille fortement serpentinisée, affleurant au Pont-de-Barel, un échantillon a livré du grenat relictuel et du spinelle brun. La composition de ce grenat (66 % pyrope, 19 % almandin, 12 % grossulaire, 2 % ouvarovite, 1 % spessartite) laisse supposer qu'il s'agit d'un grenat réactionnel (spinelle + pyroxène) d'un niveau de webstérite à grenat dispersé tectoniquement dans une péridotite (Iherzolite à spinelle ?). Il s'agit de toutes façons d'un témoin de roche mantellique qui souligne l'importance du contact tectonique entre le complexe de Champtoceaux et les séries paléozoïques septentrionales de cette région.

FORMATIONS PLUTONIQUES

Ces formations sont représentées par deux types de granite : le granite d'anatexie de Prinquiau et les leucogranites du sillon de Bretagne.

γ². **Granite d'anatexie de Prinquiau.** De toute la feuille, c'est la formation qui affleure le mieux ; en effet, au pied du sillon de Bretagne, les nombreuses "buttes" qui émergent du marais de Besné permettent d'observer ce granite bleuté, à grain grossier, souvent porphyroïde, dont les cristaux maclés (carlsbad) de feldspath potassique peuvent atteindre plusieurs centimètres de long. Son altération, son diaclasage et la taille de son grain favorisent un modelé en "tors" parfois spectaculaires (la Pierre-Elan, le Tertre-Melo, la Monderais) (Sellier, 1977). A l'œil nu, une foliation fruste, subverticale, de direction sud-armoricaine, est bien visible ; la répartition inégale de la biotite traduit l'origine anatectique de ce granite. De plus, lorsque son contact avec les gneiss anatectiques de Saint-Nazaire n'est pas faillé, comme au Sud de Prinquiau, le passage entre les deux formations se fait par l'intermédiaire d'une zone diffuse riche en filons aplopégmatitiques.

Sa minéralogie est simple : quartz, oligoclase, orthose perthitique, biotite brune et un peu de muscovite. La proportion de quartz peut être sensiblement différente d'un échantillon à l'autre ; cela traduit l'hétérogénéité chimique de ce granite, dont la composition peut varier de celle d'un granite alcalin jusqu'à celle d'une granodiorite (voir analyses chimiques, annexe 1).

Ce massif n'a pas fait l'objet, à ce jour, d'une datation radiométrique, mais par comparaison de faciès et de position par rapport à la Z.C.S.A., on peut lui attribuer un âge voisin de 340 Ma (Jégouzo, 1980). Cela confirmerait les observations de terrain qui tendent à relier, dans l'espace et le temps, la fusion partielle des gneiss anatectiques de Saint-Nazaire et la mise en place postérieurement aux chevauchements varisques de ce type de granites d'anatexie.

γ¹. Leucogranites carbonifères du sillon de Bretagne. En Bretagne méridionale, les leucogranites s'alignent selon trois axes parallèles de direction NW-SE. Le plus septentrional est composé des plutons les plus volumineux (Locronan, Pontivy, Guéhéno, etc.). Le deuxième est plus intimement lié à la Z. C. S. A., ce sont les granites qui le constituent qui sont représentés sur la feuille Savenay. Le plus méridional jalonne la zone côtière (Pont-l'Abbé, Pleumeur, Guérande).

Dans le cadre de cette carte, les leucogranites constituent une lame subverticale, légèrement chevauchante vers le Sud, qui souligne l'accident topographique appelé localement : sillon de Bretagne. L'aspect moyen de ces granites est celui de roches claires, jaunâtres, en général massives, à grain moyen (millimétrique), mais dans lesquelles on distingue une nette orientation planaire soulignée par les micas et l'aplatissement des phénocristaux feldspathiques et des amas polycristallins de quartz. La paragenèse initiale est constituée d'albite-oligoclase, feldspath potassique, quartz, muscovite, biotite peu abondante et minéraux accessoires (zircon, apatite, tourmaline, opaques).

L'orientation magmatique des minéraux laisse supposer une mise en place sous contrainte cisailante senestre (au moins localement). Postérieurement, une déformation dextre se traduit par la répétition décamétrique à métrique de plans de cisaillements subverticaux directionnels dans lesquels biotite et feldspath potassique tendent à se transformer en mica blanc (ce qui peut donner à la roche un aspect de micaschiste). Les derniers mouvements importants le long de cet accident témoignent de rejeu cisailants dextres qui ont provoqué une mylonitisation (voire, sur quelques mètres, une ultramylonitisation) des granites. L'ultramylonite a un aspect massif, de couleur gris clair, à matrice microscopique ponctuée de phénoclastes millimétriques de feldspath potassique. Un recul du relief de faille et l'accumulation de dépôts de pente au pied du "sillon de Bretagne", masquent actuellement presque partout la zone ultramylonitique.

Un épisode pneumatolitique, plus tardif, a conduit à la mise en place de filons directionnels minéralisés en quartz. Ces **filons de quartz** (Q), souvent de plusieurs mètres d'épaisseur, sont discontinus. Ils soulignent les plans de cisaillement dextres principaux, réactivés plus tardivement (Oligocène ?) par des rejeux en failles normales. Une "altération" pneu-

matolitique des ultramylonites a fait évoluer ces roches, soit en amas surmicacés, soit en "**poches**" **argileuses** (*A*) qui ont pu faire l'objet d'exploitation.

L'âge de mise en place de cette lame de leucogranites n'est pas connu avec précision sur la feuille Savenay. Mais par référence à ce qui a été daté le long de cet axe tectono-magmatique, on peut raisonnablement supposer que l'âge de mise en place est compris entre 320 et 300 millions d'années.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES

Ont été regroupées sous cette rubrique les formations sédimentaires non métamorphiques, ou peu métamorphiques (complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire), pour lesquelles un âge paléozoïque a pu être proposé soit à la lumière d'arguments paléontologiques, soit par analogie de faciès ou continuité cartographique avec des formations identiques reconnues sur les feuilles voisines (Nort-sur-Erdre, Ancenis, Chalonnes).

o2-d2. Ordovicien inférieur à Dévonien inférieur : schistes et quartzites de la Groulaie. Cette formation, qui est déjà signalée dans la première édition de la feuille Saint-Nazaire à 1/80 000, n'est que discrètement représentée dans le quart nord-est de cette feuille. Elle n'affleure que très peu au Sud de Pont-Piétin, sa présence est surtout attestée par l'existence de rares plaquettes de grès dans les altérites des environs de l'Anizonnais. En revanche, et contrairement aux cartographies antérieures, son extension occidentale dépasse le ruisseau de la Farinelais, car elle a pu être observée, sous son faciès schisteux très altéré, sur plus de 200 m de puissance, au Nord-Ouest de la Désertais, dans une tranchée de gazoduc.

Les rares observations qui ont pu être faites sur cette formation, confirment celles de P. Cavet sur la feuille contiguë Nort-sur-Erdre. Il s'agit d'un ensemble essentiellement schisteux présentant des intercalations gréseuses peu développées dans cette terminaison occidentale. Les schistes, très fissiles, sont ternes, généralement beiges ou ocres, gris foncé lorsqu'ils sont frais. Des "flaques" de fines paillettes de mica blanc détritique sont visibles sur les plans de débit, aucune paragenèse métamorphique n'y a été décelée. Le débit schisteux, qui semble confondu avec le litage sédimentaire, est parallèle à la foliation générale des micaschistes encaissants (100 N 70). Les contacts, non visibles à l'affleurement, sont vraisemblablement de nature tectonique, comme cela a clairement été observé au Sud de Blain sur la feuille Nort-sur-Erdre.

Malgré l'absence de témoins paléontologiques, des arguments géométriques et lithologiques ont conduit P. Cavet à voir dans cette formation l'équivalent des schistes et quartzites de Pierre-Meslière et de l'Angellerie qui, plus à l'Est (feuille Ancenis), encadrent le "synclinal d'Ancenis" et dont l'âge paléozoïque inférieur, anté-frasnien, est bien établi. Il semble cependant bien hasardeux de proposer l'existence de relations de type socle/couverture discordante, entre les "schistes et quartzites de la Groulaie" vraisemblablement paléozoïques et les "micaschistes du Hâvre" (hypothétiquement protérozoïques), étant donné la nature des contacts de

toutes les unités lithostructurales de la région, nature qui résulte d'une tectonique tangentielle hercynienne pouvant actuellement juxtaposer, à l'affleurement, des formations d'âge et de niveaux structuraux variés.

o5-d2. Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur. Complexe de Saint-Georges-sur-Loire. Comme il l'a été précisé plus haut, le complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire est une vaste unité définie plus à l'Est sur la feuille Chalonnes-sur-Loire. Il occupe toute la partie nord de la feuille et est limité au Sud par la faille de Nort-sur-Erdre. Les séricitoschistes épimétamorphiques qui en constituent l'essentiel sont en général profondément altérés ; ils restent néanmoins identifiables, ce qui en permet la cartographie, mais sous la forme d'elluvions au sein des altérites. Il en résulte cependant que les observations structurales sont très partielles, dispersées et ne concernent que les roches les moins sensibles à l'altération.

● **Schistes**. Le faciès lithologique le plus courant est représenté par des séricitoschistes d'aspect satiné, de teinte beige ou grise, voire verdâtre ou violacée. L'examen des lames minces montre que le plan principal de débit correspond à une schistosité de crénulation $S(n+2)$ qui se superpose, en l'effaçant parfois, à une schistosité antérieure $S(n+1)$. Cette surface $S(n+2)$ est elle-même déformée par des ondulations, ou des plis en chevron, plus tardifs qui peuvent constituer localement (le Clos-Coué) une véritable surface $S(n+3)$.

Les séricitoschistes sont constitués en proportions variables, de quartz et de phyllosilicates ; les roches se présentent sous forme d'alternances inframillimétriques à centimétriques voire décimétriques de niveaux essentiellement phylliteux et de niveaux à très large dominante quartzreuse, tous les intermédiaires étant possibles. Les phyllosilicates sont représentés par de la chlorite et de la séricite qui définissent les plans $S(n+1)$ et $S(n+2)$. De l'albite apparemment synchrone de $S(n+1)$ est parfois associée à la fraction quartzreuse, elle diffère d'une génération plus tardive, post $S(n+2)$, qui se présente en ocelles, atteignant jusqu'à 2 mm de diamètre, souvent entourées d'oxydes de fer. Les minéraux accessoires sont représentés par :

- la tourmaline verte à brune qui se présente selon deux habitus l'un tardif (post $S(n+2)$) automorphe, l'autre précoce et fracturé ;
- le rutile qui peut se présenter en grands cristaux réorientés parallèlement à $S(n+2)$ et induisant des ombres de pression à chlorite ; ce type d'occurrence est exceptionnel : en effet, habituellement, il existe en fragments d'aspect détritique auréolés d'ilménite ;
- la monazite en cristaux sub-automorphes post $S(n+2)$, probablement synchrone de l'apparition de taches verdâtres (0,07 à 0,15 mm), microscopiquement très semblables à de la chlorite, mais qui a pu être identifiée (système TRACOR du SMEBMN de l'université de Nantes) comme un silicate d'alumine ; il s'agit très probablement d'andalousite micro- voire cryptocristalline conférant aux roches étudiées un caractère de "schiste tacheté".

Dans les niveaux plus gréseux, le quartz est présent sous forme de très petits (0,03 mm) grains associés à de la séricite et de plus gros grains (0,10 - 0,15 mm) arrondis.

Au pied du château de la Roche-Hervé, il existe un faciès à muscovite + chlorite + chloritoïde + staurotide + quartz.

● **Grès (G)**. Les faciès gréseux représentent des variations de faciès des séricitoschistes et ont été distingués cartographiquement lorsque leur puissance était suffisante. La superposition des phases plicatives responsables de S(n+1) et S(n+2) rend difficile, et probablement illusoire, leur suivi cartographique. Ils affleurent par exemple le long de la route de Saint-Gildas-des-Bois à Missillac. Ils sont constitués de grains de quartz ovoïdes (0,30 à 0,75 mm dans leur grand axe et 0,15 mm dans le petit axe en moyenne) étirés dans S(n+2), à limites suturées, associés à de la muscovite légèrement verdâtre. Ils peuvent recristalliser et constituer alors un pavage régulier de plus petits cristaux (0,015 mm). Ils renferment souvent des minéraux opaques qui peuvent constituer jusqu'à 50 % du volume.

● **Phthanites (ph)**. L'appellation phthanite utilisée, sur les feuilles orientales, pour caractériser des grès quartzites tachant les mains, a été conservée. Il n'en existe toutefois que de rares pointements situés principalement au Nord-Est de la carte. Au microscope, elles se présentent sous forme d'alternances de petits lits de quartz dont les cristaux sont tous de même taille dans le même lit, mais de taille différente dans des lits différents. Les lits sont séparés par un liseré plus ou moins épais de graphite, qui existe aussi en fines poussières obscurcissant les cristaux de quartz. Il existe également des lits, plus rares, riches en séricite.

● **Métatufs rhyolitiques**. Localement (le Haut-Breil) existent des passées de métatufs rhyolitiques qui, en échantillon, ont un aspect gréseux. Beaucoup plus rares que sur les feuilles voisines et trop peu représentés, ils n'ont pas été figurés sur cette carte. Ils sont caractérisés en lames minces par l'existence de cristaux de quartz reliques, de taille variable dépassant rarement 2 mm, à "golfs de corrosion" et présentant des traces d'étirement. Ils sont associés à des cristaux plus petits, à de la muscovite et à quelques rares plagioclases en voie de séricitisation.

● **Métaspilites (K³)**. Les roches volcaniques métaspilitiques qui, plus à l'Est, occupent une part importante du complexe, sont ici peu développées. Elles sont exposées dans la tranchée du chemin de fer reliant Redon à Pontchâteau au Nord de Branducas et dans d'anciennes exploitations situées à l'Ouest de la voie. Il s'agit de roches verdâtres pouvant prendre, par oxydation, une couleur beige. Au microscope, elles sont constituées d'un fond chloriteux dans lequel baignent de grands cristaux (jusqu'à 2 mm) et des granules (0,15 mm) d'épidote associés à des aiguilles d'actinote, du sphène et du quartz en grains limpides.

● **Orthogneiss du lac de la Roche-Hervé ($\rho\zeta\gamma$)**. Dans une ancienne carrière en bordure de la route départementale D 126 près du lieu-dit la Roche-Hervé, a été exploité un orthogneiss de composition granodioritique. C'est le seul reconnu, jusqu'à présent dans le complexe. Sa foliation est soulignée par la disposition planaire du quartz, de la biotite en partie recristallisée, associée à une amphibole bleu-vert et de nouveaux grains de plagioclase, disposés en lentille. Le plagioclase est associé à de la zoïsite et de la clinozoïsite en granules plus ou moins allongés, quelques rares cristaux

de feldspath potassique complètent la paragenèse. Les contacts avec les schistes encaissants semblent de nature tectonique.

On remarquera que les phanites, les métatufs rhyolitiques et les métaspilites sont, sur cette feuille, beaucoup moins abondants que sur les feuilles couvrant la partie orientale du complexe de Saint-Georges-sur-Loire. De même, l'absence de calcaire est à noter. Deux interprétations sont possibles : ou bien leur importance volumétrique diminue d'Est en Ouest, ou bien, étant situés géométriquement à la base du complexe, celle-ci n'est plus visible, car tronquée par la faille de Nort-sur-Erdre (Dubreuil, 1986).

L'appartenance de certains niveaux schisteux à une éventuelle formation briovérienne a été discutée plus haut (unités lithostructurales) et n'a pas été retenue. L'âge du complexe, dans son ensemble, reste étendu de l'Ordovicien terminal au Dévonien inférieur, bien que la tendance actuelle soit de considérer sa partie méridionale comme d'âge dévonien inférieur à moyen (Dubreuil, 1986).

L'existence d'un chevauchement à vergence Nord de la partie basale du complexe sur une partie septentrionale moins "structurée", vient d'être proposée (Ledru *et al.*, 1986). Nos investigations, qui ont été restreintes au cadre de la feuille Savenay et à la partie méridionale de la feuille Redon, ne nous donnent pas la possibilité de nous prononcer sur cette hypothèse que, par ailleurs, aucun argument ne nous permet de réfuter.

FORMATIONS CÉNOZOÏQUES ET SUPERFICIELLES

La carte Savenay présente l'intérêt d'associer, à l'intérieur d'une tranche d'altitudes et d'un espace réduits, des domaines géomorphologiques nettement dissemblables : bordures de la Grande Brière, marges de l'estuaire de la Loire, buttes granitiques de Prinquiau-Besné, coteau du sillon de Bretagne, revers du plateau nantais, collines de Missillac, bassin de Campbon-Drefféac, coteau de Saint-Gildas-des-Bois, vallée de l'Isac, plateau du Gâvre. Chacun de ces reliefs, d'ordonnance générale NW-SE, se caractérise par des formations superficielles particulières (fig. 1, en pages centrales).

Eocène

e5. Calcaires, grès et argiles du bassin de Campbon-Drefféac (Lutétien et Bartonien inférieur). Le bassin de Campbon-Drefféac est occupé par des sédiments éocènes épais de plusieurs dizaines de mètres. Ces sédiments sont généralement recouverts par des remblaiements plio-quadernaires (p-IVG) et par des alluvions récentes (FzT).

Ils présentent des faciès variés : calcaires, calcaires gréseux, marneux ou dolomitiques, marnes, marnes sableuses, argiles. Ils affleurent surtout au Sud du bassin de Campbon : au Nord-Est du bourg de Campbon (anciens fours à chaux), à la Fouas (calcaire), au Breil (grès), autour de Riglanne et de Bessac (grès et calcaire). Plusieurs affleurements s'observent dans le bassin de Drefféac : à la base du coteau de Saint-Gildas (marnes et calcaires marneux du Léard), au centre du marais du Brivé

(marnes sableuses et graveleuses), au Nord du marais de la Renais (calcaire siliceux).

C'est à la faveur de ces affleurements que G. Vasseur (1881) avait établi une succession stratigraphique de six zones qu'il attribuait au Lutétien supérieur, du fait de la découverte d'une macrofaune abondante (ex. : calcaire à *Cerithium parisiense*). L'âge des dépôts terminaux du bassin fut partiellement remis en cause en 1957 par G. Denizot qui attribue aux "sables de la Close", à *Potamides depertitus*, un âge bartonien inférieur. Par la suite, à la faveur des nombreux sondages de 1951, destinés à l'exploitation des aquifères du bassin, S. Durand (1960) schématise la colonne stratigraphique en trois unités qu'elle attribue au Lutétien. La poursuite des campagnes de sondage (en particulier en 1971) et l'exploitation scientifique qui en a été faite, ainsi que les travaux de lever de la feuille Savenay, ont permis de préciser la structure du bassin, sa lithologie, son âge, sa paléogéographie et son évolution.

L'étude géomorphologique et structurale des bassins versants, les investigations géophysiques et les données de sondages sur l'épaisseur des dépôts éocènes, permettent de voir que le bassin de Campbon-Drefféac est un fossé d'effondrement, fortement dissymétrique, essentiellement contrôlé par deux directions dominantes de failles : l'une de direction N 110-130 parallèle au coteau de Saint-Gildas, l'autre sensiblement méridienne (N 160-170) selon laquelle s'ouvrent la grande majorité des bassins cénozoïques de l'Ouest de la France.

De façon schématique, le bassin de Campbon *stricto sensu* correspond à un bloc subsident vraisemblablement basculé vers le Nord-Ouest à la fin du Tertiaire. A l'Est de Campbon (à l'Audrenais) le calcaire repose, à l'affleurement, en discordance sur le socle métamorphique, tandis que sa limite ouest met en évidence une faille sub-méridienne qui présente un rejeu minimal d'une cinquantaine de mètres.

Le bassin de Drefféac, beaucoup moins profond (quelques mètres en moyenne), est également dissymétrique ; il est limité à l'Ouest par des failles de direction N 20 constituant vraisemblablement un réseau conjugué avec celles de direction sud-armoricaine (110-130) ; il s'approfondit (environ 10 m) vers le Nord-Ouest au lieu-dit le Bois-Chauvel et forme une gouttière d'une vingtaine de mètres de profondeur au pied du coteau de Saint-Gildas.

Le seuil du Bolhet, qui sépare les bassins de Campbon et de Drefféac, semble résulter d'un rejeu en "touches de piano" d'un faisceau d'accidents sub-méridiens (N 170) qui borde le bassin de Campbon à l'Ouest.

La nature du remplissage éocène du bassin de Campbon-Drefféac, est variée. L'analyse des sondages (même rapprochés) ne fournit pas des successions lithologiques identiques, ce qui conduit à supposer que les niveaux sont lenticulaires avec des passages latéraux fréquents et rapides, et que, de plus, les empilements sont fréquemment décalés par le rejeu vertical de failles masquées à l'affleurement par le recouvrement plio-quadernaire et quadernaire. A titre d'exemple, plusieurs "logs" détaillés sont fournis en annexe (annexe 2). Malgré cette complexité, et dans un

esprit de synthèse, il est néanmoins possible de proposer la succession schématique suivante (Alix, 1983) :

- un ensemble de "calcaires inférieurs" qui débute par un dépôt de puissance variable (en général quelques mètres, mais 23 m au seuil de Bolhet et inexistant dans le bassin de Drefféac), détritique, constitué de fragments quartzeux soudés par un liant de calcaire grossier. Ce "niveau détritique de base" est surmonté de calcaire ocre, vacuolaire, plus ou moins dolomitique, localement sableux ;
- un "ensemble supérieur" très peu représenté dans le bassin de Drefféac (érosion ?), constitué par une alternance de sables siliceux ou calcaires, indurés à certains niveaux (grès en plaquettes, rognons), de calcaires dolomitiques, de calcaires compacts, de débris coquilliers agglomérés, surmontés de formations argileuses à débris végétaux, parfois tourbeuses, alternant avec des dépôts dolomitiques. Certains de ces niveaux argileux, associés à du gypse, sont riches en attapulгите (argile fibreuse pouvant présenter un intérêt économique ; Le Berre, 1982).

Sur le plan stratigraphique, l'âge lutétien des dépôts du bassin de Campbon-Drefféac a été partiellement confirmé et complété par des études micropaléontologiques et palynologiques (Ollivier-Pierre, 1977 ; Margerel *et al.*, 1978). En effet, les associations de foraminifères (*Nummulites brongniarti*, *Halkyardia minima*) et d'ostracodes, étudiées dans des sondages du bassin de Campbon *stricto sensu* (cf. annexe 2), sont caractéristiques de la biozone biarritzienne (Lutétien supérieur), tandis que les études des spores et pollens trouvés dans les argiles à attapulгите qui surmontent les formations carbonatées, témoignent d'un âge au moins bartonien moyen (Marinésien).

L'ensemble de ces données, ainsi que les études sédimentologiques inédites (Bodeur, communication orale, 1988), permettent d'interpréter le bassin de Campbon-Drefféac comme une zone subsidente occupée successivement par trois types de milieu :

- un milieu infralittoral à eau chaude peu profonde possédant une végétation aquatique bien développée, au Lutétien supérieur ;
- un milieu marin médiolittoral chaud et humide, tendant à devenir marécageux lors de la régression correspondant à la limite "Biarritzien"-Bartonien ;
- un milieu plus continental, confiné, sous climat tropical avec développement d'une végétation de marécages, au Bartonien moyen.

Les périodes d'émersion post-lutésiennes ont favorisé l'établissement d'un premier réseau karstique dans les calcaires qui a été colmaté lors du dépôt des formations plio-quadernaires. Ces dernières ont également été affectées par un second réseau de type karstique scellé au Quaternaire par des colluvions de boues et de sédiments détritiques quartzeux. "Actuellement, l'action des pompages d'exploitation des aquifères a pour conséquence la remise en activité du système karstique lutésien, qui influence le système karstique plio-quadernaire en l'agrandissant, jusqu'à provoquer des effondrements de surface" (Alix, 1983).

e5. Sables de Savenay. Des sédiments hétérogènes et hétérométriques, épais de plusieurs mètres, existent entre la base du sillon de Bretagne et les affleurements de granite d'anatexie et de gneiss anatectiques de l'estuaire, depuis Saint-Roch jusqu'à Savenay, sur une longueur de 13 km

et sur une largeur de 0,3 à 3 km. Ces sédiments sont connus depuis le siècle dernier sous l'appellation de "sables de Savenay". Ils culminent à 20-25 m au Sud de Savenay (e5), sont superficiellement remaniés à l'Ouest de La Chapelle-Launay (Ce5) et sont en partie masqués par des dépôts de pente au pied du coteau (H5).

En raison de l'intérêt qu'ils présentent à propos de l'interprétation paléogéographique du sillon de Bretagne, les "sables de Savenay" ont fait l'objet de plusieurs analyses principales (Barrois, 1897, 1931 ; Chaput, 1917 ; Denizot, 1924 ; Durand, 1958, 1960). C. Barrois y a signalé des fossiles cénomaniens (*Gryphaea columba*) tandis que Durand les a attribués à l'Eocène inférieur sur critères palynologiques. La carrière du Brossay, anciennement ouverte au Sud-Est de Savenay et récemment comblée, a servi à établir les principales descriptions des dépôts. Quelques carrières abandonnées existent encore au Sud de Savenay (L'Auge, le Petit-Marais, le Danra, la Brousse). Plus à l'Ouest, entre Saint-Roch et La Chapelle-Launay, la carrière du Chêne-Moisan présente des coupes récentes sur 2 à 4 m de profondeur.

Les "sables de Savenay" ne présentent ni stratigraphie régulière, ni horizons-repères. Ils procèdent d'une sédimentation lenticulaire généralisée où les variations latérales de faciès et les stratifications entrecroisées sont remarquablement fréquentes. Des matériaux apparemment de même nature : argiles, sables ou graviers, présentent ainsi des successions verticales différentes selon les coupes. Néanmoins, les dépôts sont toujours de granulométrie et de couleurs nettement contrastées ; ils présentent des limites toujours franches, parfois soulignées par des alignements de galets mous d'argile blanche.

Les "sables de Savenay" se caractérisent également par une typologie et une diversité de faciès sans équivalent dans la région. Trois formations principales, parfois répétitives, peuvent être observées sur la plupart des coupes (Durand, 1960 ; Sellier, 1985) :

- des sables grossiers jaunes à graviers (médiane 2225 μm) forment des bancs épais de 0,5 à 1,5 m à stratifications obliques. Ils comprennent un matériel hétérométrique (1er quartile : 4 700 μm , 3ème quartile : 300 μm) et hétérogène (en moyenne, dans les graviers : 24 % E.L., 40 % S.A., 36 % N.U. ; dans les sables : 6 % E.L., 24 % S.A., 70 % N.U.), peu argileux (moins de 10 % de particules inférieures à 50 μm), mais souvent micacé. Ce type de sédiment contient des débris de coraux remaniés et usés dans les fractions graveleuses ;

- des sables fins, généralement blancs, parfois jaunes ou rouges, sont présents en strates ou en lentilles de moins d'un mètre d'épaisseur sur toutes les coupes. Ces formations sont les plus caractéristiques des "sables de Savenay". Elles correspondent à des sables remarquablement fins (médiane 118 μm) et bien classés (1er quartile : 135 μm , 3ème quartile : 102 μm), très pauvres en argiles (3 à 4 % de particules inférieures à 50 μm), essentiellement N.U. (84 à 100 % selon les fractions granulométriques) et riches en muscovite. L'analyse exoscopique de ces sables indique qu'ils proviennent pour partie de l'érosion des ultramytonites particulièrement abondantes à la base du coteau du sillon de Bretagne. Des sclérites ont été remaniés avec ces sables ;

- des argiles beiges, grises ou violacées, riches en quartz et en kaolinite (Estéoule-Choux, 1970), forment des bancs généralement minces (5 à

70 cm), qui s'intercalent avec les autres formations de façon discontinue. Elles ont été rapportées à l'Yprésien ou au début du Lutétien en raison de leur spectre pollinique (Durand, 1960).

Les sables de Savenay résultent du remaniement de matériaux d'origines diverses. Ils dérivent de sédiments marins, comme le montrent leurs fossiles et l'émoussé de certains de leurs constituants, et d'un apport continental proche (grains de quartz mylonitique, sables et graviers anguleux). Ils occupent les revers d'angles de failles inclinés obliquement vers la base du sillon de Bretagne. Leurs caractères sédimentologiques et stratigraphiques évoquent des accumulations de types lagunaires ou estuariens, produites à proximité d'un paléorelief périodiquement émergé au Crétacé et au Paléogène, au moins, et préfigurant le coteau du sillon de Bretagne actuel.

Ce5. Sables de Savenay remaniés. Sur la majeure partie de leur étendue, notamment dans les secteurs les plus déprimés (5 à 10 m), les "sables de Savenay" *in situ* sont masqués par un dépôt composite, argilo-sableux, jaune ou blanc, épais de 1 à 2,5 m. Ce dépôt n'est pas stratifié. Il se compose pour l'essentiel de "sables de Savenay" remaniés par différents processus au cours du Quaternaire. Il englobe des matériaux colluviaux argilo-caillouteux provenant du coteau du sillon de Bretagne et des vallons voisins, des arènes argilo-sableuses blanches issues des granites d'anatexie affleurant plus au Sud, des éléments alluviaux hétérogènes : argiles beiges, débris de silex et de grès ladères.

Pliocène

p5. Faciès sableux. Des sables affleurent sur 2 km² autour de Trelland, au Sud de Sainte-Anne-de-Campbon, où ils ont été exploités dans plusieurs carrières en raison de leur épaisseur supérieure à 2 m (les Sablés, le Bois-Robin). Il s'agit de sables beiges ou rouges, homométriques et homogènes, formés de grains de quartz grossiers (E.L.), occasionnellement associés à de fines lentilles de graviers émoussés. Les dépôts sont lités et marqués par des stratifications obliques, pendant par exemple de 30 à 40° vers le Nord-Est aux Sablés. Ils sont surmontés par des matériaux remaniés sableux et argilo-caillouteux à graviers anguleux et émoussés, sur 50 à 70 cm d'épaisseur.

Ces sables sont d'origine marine, probablement littorale ou pré-littorale, du fait de leurs caractères sédimentologiques et stratigraphiques. Ils peuvent être rapportés à des sédiments pliocènes à cause de leurs conditions de gisement, sur le revers du plateau nantais, et de leur analogie de faciès avec les "sables rouges" pliocènes connus plus à l'Est, sur les feuilles Nort-sur-Erdre et Nantes à 1/50 000.

pG. Faciès graveleux (type forêt du Gâvre). Des dépôts de graviers émoussés, épais de plusieurs mètres, affleurent au Nord-Est de la carte sur les plateaux situés de chaque côté de la vallée de l'Isac.

Au Nord-Est de la vallée, le plateau du Gâvre est recouvert en majeure partie par des graviers sur des épaisseurs de 1 à 4 mètres visibles. Les dépôts apparemment les plus épais se trouvent dans les secteurs les plus élevés (43-47 m) et ont été exploités dans plusieurs carrières situées au

Nord de Saint-Omer-de-Blain. Ils se composent de graviers et de galets de quartz compris dans une matrice sableuse rouge orangé généralement peu abondante. Leur granulométrie varie, selon les niveaux, entre 1 et 3 cm, excède rarement 5 cm, atteint parfois 10 cm. Dans toutes les classes granulométriques, les éléments sub-angulaires et émoussés dominent très largement; la plupart d'entre eux témoignent d'une usure marine perfectionnée. Quelques rares débris anguleux, quartzeux ou micaschisteux, issus du remaniement des altérites locales, s'observent vers le bas des coupes. Les bancs de graviers et de galets sont parcourus par quelques strates sableuses discontinues et minces (d'ordre centimétriques). Ces sables sont beiges ou rouges, sub-anguleux, fins et homométriques, parfaitement triés. A la carrière du Pel-de-la-Touche, leur médiane est de 185 μm , le fractile 10 % de 120 μm , le fractile 90 % de 264 μm . Vers le Nord-Ouest de l'affleurement, les dépôts s'amincissent (Sainte-Pauline) et disparaissent (Carheil). Vers le Nord-Est, à l'emplacement de la forêt du Gâvre, ils sont partiellement masqués par des limons caillouteux (p-IVL). Vers le Sud-Ouest, ils alimentent les colluvions de versants de la vallée de l'Isac.

Au Sud-Ouest de la vallée, les affleurements de graviers sont discontinus et d'épaisseurs irrégulières. Les plus remarquables s'étendent autour de Notre-Dame-de-Grâce (32 m d'altitude), Lévrillac (38 m), Quilly (30 m), le Bolhet (25 m). Les dépôts les plus épais ont été exploités en carrières : la Croix-Robin et Notre-Dame-de-Grâce (2 à 4 m), le Mesnil (3 m), Vivaive (2 à 5 m), le Bolhet (1,5 à 3 m). Leur composition est comparable à celle des sédiments situés sur le plateau du Gâvre : graviers et galets très émoussés, en formations compactes parfois marquées par un tri granulométrique, matrice argilo-sableuse orangée toujours peu abondante, bancs de sables minces à stratifications obliques. Autour de ces gisements, les dépôts s'amincissent et se mêlent progressivement à des altérites remaniées. Sur les versants méridionaux de la vallée de l'Isac, ils sont également soliflués. Il existe enfin quelques affleurements isolés sur les bordures orientales du bassin de Campbon, en contrebas des précédents : la Grisonnière (12 m d'altitude), la Crochardais (10 m), le Parc (14 m). Ces derniers dépôts ont une épaisseur visible de 1 à 2,5 m ; ils s'apparentent à ceux du Gâvre par leurs caractères sédimentologiques, mais sont plus hétérométriques et plus hétérogènes ; ils comprennent plus d'éléments anguleux, de sable et d'argile et représentent les termes de passage avec les sédiments plio-quaternaires qui occupent le fond du bassin de Campbon (p-IVG).

Tous ces sédiments s'opposent fondamentalement aux formations caillouteuses d'origine continentale observables plus au Sud (HC, HS). Ils résultent d'une sédimentation marine, comme l'indiquent leurs caractères stratigraphiques et morphoscopiques, notamment l'émoussé des graviers. Ils correspondent vraisemblablement aux dépôts corrélatifs de la dernière transgression marine survenue dans la région, ce qui n'exclut pas qu'ils remanient quelques matériaux en partie plus anciens. Ils représenteraient de ce fait les équivalents graveleux des "sables rouges" pliocènes.

Plio-Quaternaire

Le terme de Plio-Quaternaire employé dans cette rubrique n'a pas de signification stratigraphique comme ceux qui l'encadrent dans la légende

(Pléistocène ancien ou Pliocène). Il s'applique à des matériaux hétérogènes, composés d'un fond de sédiments graveleux pliocènes du type "forêt du Gâvre" (pG), remanié au cours du Quaternaire par des processus périglaciaires ou fluviatiles et associé dans des proportions variables à des altérites remobilisées (p-IV indifférencié), à des limons de gélivation et à des limons éoliens (p-IVL), à des alluvions (p-IVG) ou à des colluvions (p-IVS).

p-IV. Plio-Quaternaire indifférencié. Il existe, au Sud de Saint-Omer-de-Blain, en plusieurs points du rebord méridional de la vallée de l'Isac (20-27 m), des épandages caillouteux de faciès intermédiaire entre les graviers pliocènes qui recouvrent le plateau du Gâvre plus au Nord (pG) et les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien qui occupent les replats bordiers du bassin de Campbon plus au Sud (HC). Ces épandages sont minces. Ils recouvrent le socle micaschisteux altéré sur 0,5 à 1 m. Ils associent en parts équivalentes deux stocks de matériaux différents : des graviers et des galets parfaitement émoussés du type "forêt du Gâvre" et des cailloux de quartz et de micaschistes anguleux rubéfiés, compris dans une matrice argileuse compacte.

p-IVL. Limons et cailloux de la forêt du Gâvre. Les dépôts de graviers pliocènes du plateau du Gâvre sont en partie masqués par des limons caillouteux discontinus et minces (0,20 à 1 m), en particulier à l'emplacement de la forêt. Il s'agit d'une formation composite qui associe de façon variable des limons de gélivation, argileux, beiges, micacés, chargés de débris de quartz anguleux, issus des altérites sous-jacentes, des graviers et des galets émoussés, hérités des dépôts pliocènes et des limons éoliens beiges, fins et homométriques. L'ensemble a été remanié et mélangé par la géliturbation quaternaire.

p-IVG. Sables et graviers du bassin de Campbon-Drefféac. Le fond du bassin de Campbon-Drefféac comprend des glaciers périphériques contigus de 0,5 à 3 km de longueur et de 0,5 à 2 km de largeur. Ces glaciers sont formés de matériaux argilo-sablo-caillouteux jaune-orange. Ils se raccordent à un même plan insubmersible, découpé par les thalwegs des tributaires du Brivet, s'enracinent à la base des versants encadrants entre 8 et 15 m d'altitude et s'inclinent régulièrement vers le centre du bassin où ils dominent clairement la surface des alluvions récentes (Fz) de 3 à 5 m.

Ils se composent de sédiments hétérogènes apparemment épais de 2 à 3 m qui ont quatre origines différentes :

- des sables, graviers et galets qui s'apparentent par leur granulométrie et leur morphoscopie, en particulier par leur émoussé typiquement marin, aux matériaux pliocènes du type "forêt du Gâvre" (pG) ; cet apport est surtout remarquable au Sud de Saint-Gildas-des-Bois (la Provotais, les Mares-Neuves, le Brivé) et aux environs de Quilly (la Renais, la Rivière) ;
- des débris lithiques épars : calcaires, grès, calcaires gréseux, qui proviennent du démantèlement du substratum éocène et qui s'observent notamment au Nord-Est de Campbon (Bessac, la Richardais), ou au Sud-Est de Saint-Gildas-des-Bois (le Brivé) ;
- des cailloux de quartz et, occasionnellement, de micaschistes, parfois grossiers (5 à 10 cm), toujours anguleux ou sub-anguleux, issus des dépôts de pente (solifluxion des versants encadrants), mais peut-être aussi du remaniement d'altérites proches de l'affleurement ;

– des argiles et des limons beiges ou jaunes, d'origine éolienne et surtout alluviale.

Ces dépôts disparaissent par endroits sous des colluvions, comme au pied du coteau de Saint-Gildas (p-IVS), sous des limons d'origine indubitablement éolienne, comme au Nord du bassin de Drefféac (CE/p-IVG), ou sous des nappes alluviales résiduelles, comme au centre de ce bassin (Fy/p-IVG). Les "sables et graviers de Campbon" ne sont pas stratifiés, sont localement triés, avec prépondérance ponctuelle de limons, de sables ou de graviers. Les graviers et galets émoussés du type "forêt du Gâvre" en constituent toujours les composants dominants. Ils résultent du remaniement et de l'étalement par des processus essentiellement fluviaux de sédiments tertiaires (éocènes et surtout pliocènes) et quaternaires (colluvions, alluvions, limons éoliens). Leur épandage, de type alluvial, a pu se produire à une époque reculée du Quaternaire, en raison de leur recouvrement partiel par des dépôts wurmiens (colluvions, limons éoliens) et de leur étagement par rapport aux basses nappes alluviales (Fy) ou aux remblaiements d'alluvions récentes (Fz).

p-IVS. Sables et graviers du pied du coteau de Saint-Gildas-des-Bois. Le coteau de Saint-Gildas-des-Bois est partiellement recouvert de solifluxions argilo-caillouteuses produites par les altérites locales (SC) dans ses sections hautes et moyennes (67-20 m). Il domine un talus basal (20-12 m) nappé de colluvions hétérogènes (p-IVS), issues de l'étalement des solifluxions précitées, du remaniement des sables et graviers plio-quaternaires sous-jacents (p-IVG) et, pour partie, d'apports limoneux éoliens (CE/p-IVS). Ce matériel est plus beige, plus argileux et plus chargé de cailloux de quartz anguleux que les sables et graviers plio-quaternaires qui composent le glaciaire avec lequel le talus se raccorde vers sa base (10-12 m).

Pléistocène ancien

HC. Nappes caillouteuses du Pléistocène ancien. Des nappes caillouteuses, jaunes ou rouges, de 1 à 3 m d'épaisseur, affleurent en plusieurs endroits au Sud-Est de la carte :

- elles recouvrent le socle altéré sur 0,5 à 3 m d'épaisseur à l'emplacement d'une série de replats qui dominent la terminaison méridionale du bassin de Campbon entre 24 et 27 m d'altitude, à l'Est du bourg de Campbon (le Moulin-du-Breil, la Gagnerie-de-la-Prévôtis, Fousoc, la Lande-Baron) ;
- elles recouvrent, plus ponctuellement, mais sur des épaisseurs équivalentes, une seconde série de replats, situés immédiatement au Sud de la précédente, entre 41 et 48 m d'altitude (la Maillardais, la Gagnerie-des-Chénaux, la Paviotais) ;
- elles affleurent au Sud de Bouvron, vers 61-64 m, sur 2 m d'épaisseur (carrière de la Berthauderie). Elles se réduisent le plus souvent dans ce secteur à des formations limono-caillouteuses minces qui s'étendent en direction de Notre-Dame-des-Landes (feuille Nort-sur-Erdre à 1/50 000) ;
- elles affleurent enfin sur plusieurs replats de la cuvette de Malville, entre 74 et 79 m d'altitude, où elles atteignent encore 2 m d'épaisseur (carrières du Piou et du Brisé).

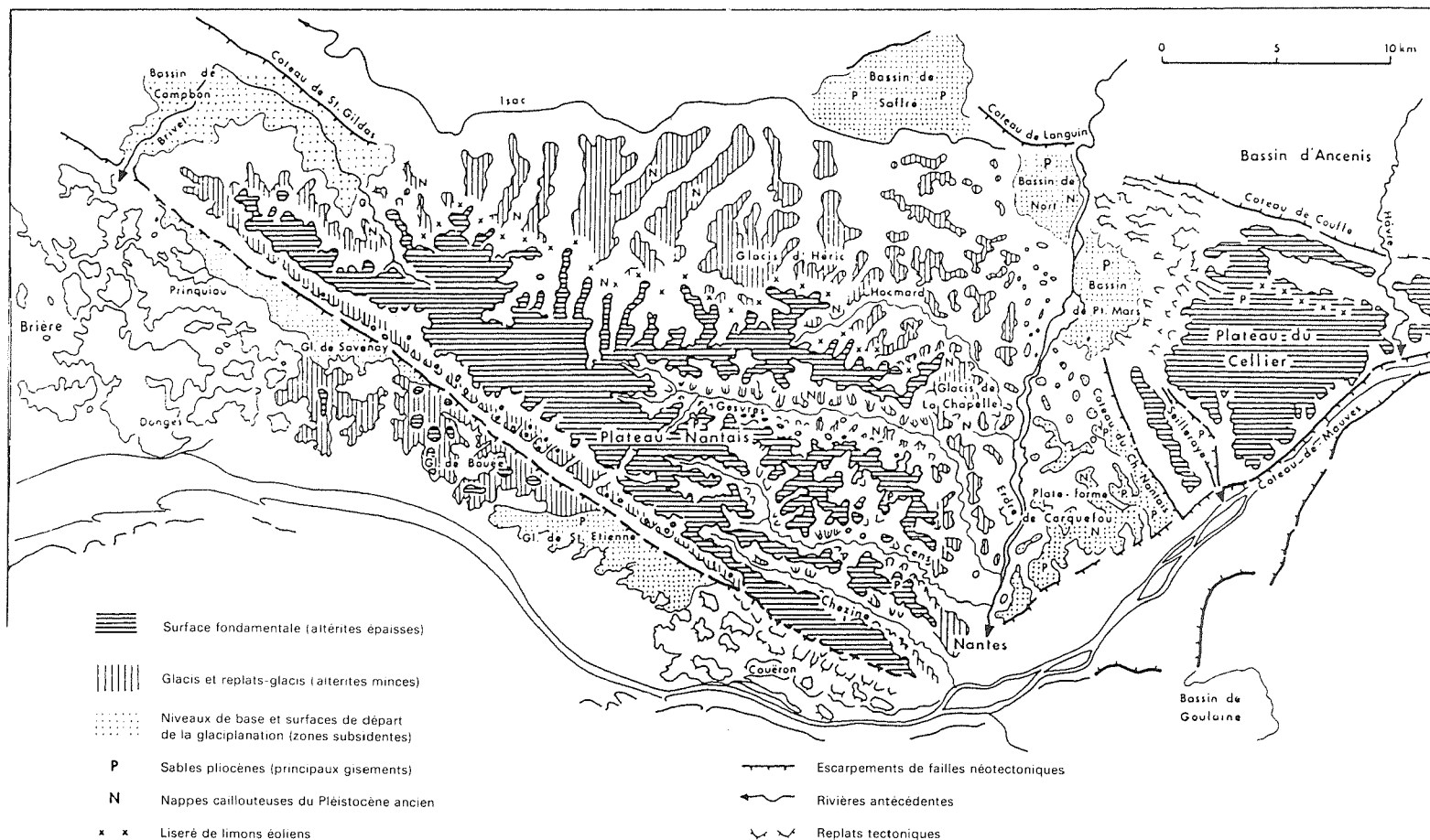


Fig. 1 - Schéma morphologique de synthèse des surfaces du Pays Nantais

Ces nappes se différencient à la fois des dépôts pliocènes du type "forêt du Gâvre" (pG) et des dépôts plio-quadernaires des pourtours du bassin de Campbon-Drefféac (p-IVG).

Elles sont plus grossières. La part des galets est de 40 à 75 %, celle des graviers de 11 à 30 %, celle des sables de 12 %, celle des argiles de moins de 10 %. Les galets dépassent rarement 5 cm, mais s'associent à des blocs supérieurs à 15 cm. La médiane est de 18 mm en moyenne.

Elles sont également plus hétérogènes. Elles se composent de deux stocks de matériaux distincts :

– le plus important provient du décapage du substratum inégalement altéré et du transport, sur des distances nécessairement courtes, des produits de ce décapage. Il comprend surtout des quartz anguleux ou sub-anguleux (60 à 80 % de la classe des galets, 40 à 80 % de celle des graviers, 88 à 98 % de celle des sables), associés à des débris anguleux et souvent très altérés de micaschistes ou de leptynites et à des argiles plus ou moins micacées ;

– le second provient du remaniement partiel de sédiments pliocènes résiduels. Il comprend des galets, graviers et sables, dont l'émoissé, typiquement marin, rappelle par sa perfection celui des graviers pliocènes du type "forêt du Gâvre" (pG) ou des "sables rouges" pliocènes (p5).

Ces dépôts ne sont ni fluviaux, ni marins, comme l'indiquent leur composition, leur granulométrie, leur morphoscopie, ainsi que leur absence de tri ou de stratification. Ils sont postérieurs à la dernière transgression tertiaire et remanient des éléments pliocènes épars. Ils sont très rubéfiés et très altérés, comme le montre l'état des fragments de roches métamorphiques qu'ils contiennent. Ils peuvent être rapportés au Pléistocène ancien. Ils représentent des produits d'épandages brefs et massifs et s'apparentent aux nappes corrélatives du façonnement d'un vaste niveau d'érosion emboîté d'une dizaine à une vingtaine de mètres en contrebas de la surface culminante du plateau nantais, entre les rives de l'Erdre et le bassin de Campbon-Drefféac (Sellier, 1985). Les replats recouverts de nappes caillouteuses signalées au Sud de ce bassin, situés entre 24-27 m et 41-48 m, et alignés sur des failles, résultent de la dislocation de ce niveau d'érosion par des rejeux néotectoniques, c'est-à-dire par des déformations accomplies au Plio-Quadernaire et au Pléistocène ancien.

HS. Epandages composites du Pléistocène ancien. Dépôts tertiaires remaniés et colluvions provenant du sillon de Bretagne. Entre Saint-Roch et La Chapelle-Launay, la base du sillon de Bretagne est occupée par des dépôts hétérogènes en forme de cônes de 400 à 900 m de rayon et de 2 à 3,3 % d'inclinaison, qui se juxtaposent sans interruption sur 8 km, s'alignent sur les courbes 20-25 m et se raccordent aux "sables de Savenay" remaniés (Ce5) vers 7-10 m d'altitude.

Une tranchée de gazoduc, ouverte sur 500 m de longueur et 2 à 3 m de profondeur près de la Chudais (Sud-Est de Saint-Roch), a livré de bas en haut :

– des sables blancs, jaunes ou rouges, très fins et très bien triés, identiques à ceux qui s'observent dans les carrières du Brossay et du Chêne-Moisan. Il s'agit de "sables de Savenay" typiques, en place, qui correspondent au substratum local (e5) ;

- des sables hétérogènes et hétérométriques rouges à graviers de quartz N.U. et E.L., débris de mylonites et de muscovite, plaquettes argileuses, passées de "sables de Savenay" remaniés. Ce premier ensemble, épais de 0,60 à 1 m représente la base du dépôt considéré (H5) ;
- des sédiments grossiers rouges, également hétérogènes et hétérométriques, d'un mètre d'épaisseur, associant une matrice sableuse et un stock de graviers, de galets et de blocs émoussés et surtout anguleux. Les éléments caillouteux se composent de quartz et de fragments de mylonites. Ils comprennent aussi des débris de calcaire siliceux, caverneux et fossilifère de toutes dimensions (2 mm à 30 cm), s'apparentant à des calcaires à milioles, vraisemblablement lutétiens. Cet horizon résulte du remaniement de formations locales disparates : "sables de Savenay" du substratum, sables marins tertiaires, arènes, mylonites et quartz filonien originaire du coteau, mais aussi calcaires éocènes, dont un gisement, inconnu en place, existe ou a existé dans ce secteur, à la base du sillon de Bretagne ;
- une formation limoneuse grise, chargée de cailloux de quartz anguleux et de fragments de mylonites recouvre l'ensemble sur 0,50 m. Elle provient du remaniement tardif et superficiel des horizons précédents sous l'effet de processus torrentiels.

Tous ces dépôts résultent d'épandages courts, brusques et massifs. En-dessous des formations limoneuses les plus superficielles, ils sont recoupés dans le sens de la pente par des chenaux torrentiels de 1 à 3 m de largeur pour 1 à 1,5 m de profondeur, remplis de matériaux argilo-caillouteux. Ils sont postérieurs à la sédimentation des "sables de Savenay" (eS), mais antérieurs au remaniement quaternaire de ces derniers (CeS). Ils peuvent se rapporter au Plio-Quaternaire ou au Pléistocène ancien et correspondre à des dépôts contemporains des nappes caillouteuses situées de l'autre côté du sillon de Bretagne, en contrebas de la surface culminante du plateau nantais (H5).

Formations quaternaires récentes

Fy. Alluvions des basses terrasses. Des nappes alluviales, formant des basses terrasses étagées de quelques mètres au-dessus des remblaiements alluviaux les plus récents, sont apparentes le long de l'Isac et dans le bassin de Drefféac. Leur composition dépend de leur environnement.

Les basses terrasses de l'Isac alternent de chaque côté de la rivière, notamment sur les lobes convexes des méandres encaissés entre Saint-Omer-de-Blain et Guenrouet. Elles forment des banquettes sub-horizontales d'une largeur de 100 à 300 m et d'une hauteur relative de 5 à 7 m. Elles se composent de matériaux argilo-caillouteux hétérogènes qui résultent d'apports alluviaux triés depuis l'amont et de matériaux colluviaux issus des versants encadrants : graviers de quartz anguleux ou émoussés et débris de schistes anguleux ou écornés compris dans une matrice argileuse beige. L'ensemble forme des couches et des lentilles de granulométries différentes.

Les basses terrasses du bassin de Drefféac sont plus étendues : 500 à 1 000 m de largeur, mais ne surmontent les alluvions récentes que de 1 à 2 m, ce qui suffit cependant à les placer hors d'atteinte des inondations saisonnières. Elles forment des banquettes presque parfaitement plates à

Sainte-Marie, les Saules, le Bourdin, Coisnongle. Elles associent un fond de graviers plio-quadernaires remaniés à des esquilles de quartz anguleux et à des argiles beiges d'origine alluviale.

Fz, FzT. Alluvions récentes et tourbes. Les alluvions récentes correspondent aux dépôts quadernaires les plus étendus et les plus épais de la région. Leurs faciès et leur stratigraphie varient selon les milieux de sédimentation : vallons (tributaires de l'Isac et du bassin de Campbon-Drefféac), vallées (Isac et Brivet), dépressions marécageuses (Grande Brière, marais de Besné et de Prinquiau, bassin de Campbon-Drefféac). Elles proviennent de la mobilisation et de la sédimentation, au cours de l'Holocène, de matériaux d'origines variées :

- altérites remaniées à partir des versants par le ruissellement et la solifluxion laminaire (argiles sableuses blanches et jaunes micacées) ;
- sédiments tertiaires (sables, graviers, marnes, débris gréseux) ;
- colluvions (argiles caillouteuses à débris lithiques hétérogènes) ;
- dépôts éoliens (limons beiges) ;
- matériaux préalablement marqués par les caractères alluviaux, à l'aval de confluences avec des tributaires déjà chargés.

Le long des vallons, ces matériaux s'associent dans des proportions variées selon les sites pour composer trois types de formations alluviales principales :

- des dépôts grossiers de base qui marquent le début de la sédimentation holocène et qui résultent principalement de la mobilisation des produits des crises froides quadernaires dans des conditions morpho-climatiques propres au Tardi-glaciaire et au Post-glaciaire ;
- des argiles sableuses ou plastiques, blanches, jaunes ou grises, qui proviennent du classement et du dépôt des venues alluviales d'amont ainsi que du tri des matériaux livrés par les versants encadrants et qui constituent le corps principal du remblaiement alluvial des vallons ;
- des limons superficiels beiges, fins, compacts, homogènes, qui recouvrent toutes les autres alluvions sur 0,25 à 2 m d'épaisseur, qui représentent peut-être les produits d'une intensification du ruissellement superficiel par les déboisements protohistoriques et les défrichements historiques, qui auraient commencé à se sédimenter, dans cette hypothèse, au Sub-boréal, mais qui ont continué à se former jusqu'à l'époque actuelle, comme l'attestent les voiles limoneux beiges ou gris déposés en surface des prairies inondables à la suite de chaque période de hautes eaux hivernales.

Les alluvions s'étendent sur plusieurs dizaines de mètres de largeur et plusieurs mètres d'épaisseur au fond des vallons. Dans les cours supérieurs, elles comprennent une zone d'accumulation essentiellement formée d'argile, parfois micacée, sableuse ou caillouteuse, d'origine colluviale, d'un ou deux mètres d'épaisseur, généralement voilée par des limons superficiels beiges. Dans les cours centraux, elles correspondent à une zone de remaniement et de classement où les argiles sableuses et caillouteuses, de plus en plus grossières vers la base, subissent un premier tri granulométrique de type alluvial. Dans les cours inférieurs, elles forment une zone de stratification caractérisée par la succession : limon superficiel beige, argile sableuse, sables et graviers de base, dont les propriétés sédimentologiques ont été exposées ci-dessus.

Les vallées sont colmatées par des alluvions du même type sur des largeurs et des épaisseurs supérieures. Le triage granulométrique des sédiments aboutit cependant à une stratification plus contrastée, assortie de lentilles. Dans la vallée de l'Isac, par exemple, en amont de Saint-Omer-de-Blain, des tranchées de gazoduc ont révélé un remblaiement alluvial associant sur plusieurs mètres : des graviers de base, anguleux ou émoussés, partiellement fournis par les éléments pliocènes colluvionnés des pentes environnantes, des strates d'argile grise ou beige chargée de sables ou de graviers épars, des lentilles de graviers indurées et colorées par des oxydes ferro-manganiques, des limons superficiels gris-beige de plus d'un mètre d'épaisseur qui déterminent localement des bourrelets de rives et qui témoignent de la pérennité de la sédimentation alluviale.

Le fond du bassin de Campbon-Drefféac est remarquablement plat (2 à 3 m), périodiquement et partiellement inondable. Il est largement recouvert par des alluvions holocènes peu épaisses (1 à 3 m), qui proviennent pour l'essentiel du remaniement fluvial des sédiments éocènes (calcaires marneux et grès) et plio-quatérnaires (argiles sableuses et graviers) sur lesquels elles reposent. Ces alluvions se composent principalement d'argiles sableuses claires chargées de graviers et de fragments lithiques fins (grès et calcaires), entrecoupés de lentilles de graviers anguleux ou émoussés, de passées argileuses à débris végétaux, de lits tourbeux superficiels et minces (quelques décimètres). L'ensemble est ponctuellement recouvert par des limons beiges ou gris.

Les marais de Besné-Prinquiau et la Grande Brière sont soumis à des inondations saisonnières et permanentes en raison de leur proximité du niveau de la mer (1 à 2 m d'altitude). Ils sont occupés par des herbages et des roselières, présentent des contours ramifiés et communiquent par des goulets alignés sur des failles et des contacts lithologiques. Ils surmontent des blocs effondrés et des paléovallées de profondeurs irrégulières. Ainsi, des sondages effectués aux environs du paléolith du Brivet ont atteint le socle rocheux à -26 m entre Revin et Ile-d'Errand, à -7 m dans le marais de l'Urin, entre Besné et le sillon de Bretagne (Biteau, 1978, 1979). Les dépôts alluviaux présentent par conséquent des épaisseurs très variables. Ils résultent de la transgression flandrienne dans l'estuaire de la Loire et comprennent trois formations principales. Des sables et argiles sableuses blancs occupent le fond et les bordures des marais ; ils sont formés d'arènes et de sables tertiaires remaniés et sont particulièrement abondants aux alentours des affleurements de granite d'anatexie altérés de Prinquiau. Des argiles bleues ou grises, plastiques ou sableuses, traversées par de minces lits sableux clairs composent l'essentiel des remblaiements. Des bancs de tourbes, discontinus, parfois épais de plusieurs mètres, occupent le sommet des coupes. Les tourbes contiennent des débris de troncs d'arbres ; elles sont localement masquées par des limons d'inondation beiges ou gris sur quelques décimètres d'épaisseur. Les colmatages se sont poursuivis jusqu'à l'époque historique, comme l'indique l'enfouissement partiel de plusieurs mégalithes : menhir des marais de l'Urin (Pontchâteau) et menhir de la Pierre-Blanche (Saint-Malo-de-Guersac), par exemple (Prigent, 1974, 1978 ; Sellier, 1977).

SC. Colmatage colluvial de fonds de vallons et/ou matériel soliflué de bas de versants. Les colluvions représentent les principaux héritages périglaciaires de la région. Elles comprennent des solifluxions laminaires,

des coulées de bas de versants, des colmatages de fonds de vallons, des nappes colluviales et des glacis de raccordement. Tous ces dépôts se rapportent au Würm et au Tardi-glaciaire. Ils sont présents sur la plupart des pentes, mais sous des formes généralement minces.

Les solifluxions laminaires sont couramment répandues sur les versants, mais ne sont pas systématiquement cartographiables en raison de leur discontinuité et de leur minceur : 0,20 à 0,70 m dans la majorité des cas. Elles se composent de matériaux désordonnés et hétérométriques : limons beiges et fragments pierreux fournis par les altérites locales. Elles recouvrent indistinctement le socle altéré, les sédiments tertiaires ou quaternaires, les coulées de solifluxion plus anciennes. Elles se réduisent souvent à une pellicule limoneuse de quelques décimètres d'épaisseur, produit combiné des reptations tardi ou post-glaciaires et du ruissellement.

Les coulées de solifluxion atteignent au moins 1 m d'épaisseur mais dépassent rarement 2,5 m. Elles sont moins répandues. Néanmoins, les marques de fauchage présentent sur les convexités sommitales de certains versants témoignent d'un décapage étendu des horizons d'altération par les processus de solifluxion périglaciaire. Ces coulées comprennent :

- une zone de départ, qui coïncide normalement avec la partie centrale des versants, qui comprend les matériaux à la fois les plus minces et les plus grossiers et qui résulte du remaniement direct des éléments autochtones ;
- une zone médiane qui correspond à la superposition puis au mélange du matériel autochtone mobilisé par les processus périglaciaires et des apports colluviaux déjà triés en provenance des sections de pentes situées à l'amont ;
- une zone d'accumulation terminale qui est naturellement la plus épaisse en même temps que la plus désordonnée et la plus hétérométrique par ses constituants.

Les coulées de solifluxion sont souvent triées mais ne présentent jamais de litage ni de stratigraphie typiques d'apports successifs et distincts dans le temps. Elles occupent les pentes d'inclinaison moyenne (5 à 25°), dont elles déterminent les concavités basales caractéristiques.

La répartition des coulées de solifluxion est irrégulière. Elle est conditionnée par la hauteur des pentes et la nature du substratum. Les coulées les plus nombreuses se concentrent au pied des principaux coteaux : sillon de Bretagne et coteau de Saint-Gildas, le long de la vallée de l'Isac et autour des collines de Missillac. Les altérites, très étendues dans la région, y compris sur les versants, ont évidemment fourni l'essentiel du matériel des colluvions. Les coulées sont argileuses ou argilo-sableuses sur substrat micaschisteux (vallons du plateau nantais, vallées et vallons affluents de l'Isac, collines de Missillac). Elles sont plus caillouteuses à la base du sillon de Bretagne (mylonites et granites orientés altérés). Elles se composent d'argile blanche sableuse autour des buttes de Prinquiau-Besnè (arènes du granite d'anatexie). Elles remanient localement des sables (base du sillon de Bretagne) ou des graviers (périphérie du plateau du Gâvre). Certaines coulées ont été enrichies par des apports éoliens, en quantité impossible à apprécier au niveau des limons, mais nettement décelables au niveau des sables (jusqu'à 12 % de grains R.M.).

Les fonds de vallons sont colmatés par des coulées de solifluxion convergentes. Ces colmatages sont très étendus, quoique leur épaisseur dépasse rarement 2,5 m, comme ont permis de le vérifier les tranchées du gazoduc de Montoir-Nozay, creusées jusqu'au socle. Ainsi une coupe transversale ouverte au centre du vallon de la Haie-Sèche, à 45 m d'altitude, le long du sillon de Bretagne (à l'Ouest de La Chapelle-Launay), a révélé un dépôt colluvial de 1,60 m d'épaisseur formé d'argile sableuse grise et jaune chargée de cailloux de granite altéré et de quartz de 1 à 15 cm, surmontant le socle et recouvert en surface par 0,70 m d'alluvions limoneuses beiges. Tous les vallons recoupés par la même tranchée à différentes sections de leurs tracés entre le sillon de Bretagne et la vallée de l'Isac, ont livré des colluvions argileuses ou argilo-caillouteuses sur 1 à 1,5 m d'épaisseur, masquées ou non par des alluvions récentes.

Le matériel colluvial des vallons s'apparente par son hétérogénéité et son hétérométrie à celui des solifluxions situées sur les versants. Il présente les marques ponctuelles d'un triage longitudinal, mais se distingue toujours clairement des alluvions limoneuses et beiges qui le recouvrent par endroits. Le colluvionnement des vallons varie d'épaisseur le long de leurs tracés. Il présente les plus fortes épaisseurs à l'amont, devient parfois discontinu et disparaît vers l'aval sous les remblaiements alluviaux récents. Il détermine donc plusieurs types de profils transversaux de vallons : profils en V à colmatage étroit le long des vallons les plus courts, profils en berceau à concavités basales convergentes, profils à fond plat lorsque les dépôts fluviaux les emportent progressivement sur les apports colluviaux latéraux.

Le long des vallons les plus longs, comme celui de la Farinelais, au Nord de Bouvron, les coulées de solifluxion passent à des nappes colluviales formant des banquettes de 50 à 100 m de largeur, faiblement inclinées vers le thalweg, perchées de 3 à 5 m au-dessus des alluvions récentes (la Sensive, la Désertais). Le matériel est composite : argiles sableuses, lentilles caillouteuses, passées argileuses, l'ensemble ayant subi un tri puis une incision par les cours d'eau. Il s'agit de formations intermédiaires entre les colluvions et les alluvions, à l'intérieur desquelles les apports latéraux (colluvions) l'emportent toujours sur les apports longitudinaux (alluvions).

A la base des principaux coteaux, les colluvions s'étalent quelquefois sous forme de glacis solifluidaux allongés (200 à 500 m) et peu inclinés (1 à 2°). Ces glacis raccordent des formes et des formations disparates. Ils remanient des matériaux sédimentaires comme les graviers plio-quaternaires de la base du coteau de Saint-Gildas (p-IVS), ou des arènes, comme celles qui proviennent à la fois du sillon de Bretagne et des buttes de granite d'anatexie, au Sud du Calvaire-de-Pontchâteau (SC). Il s'agit de pentes de transport associant les produits de la solifluxion laminaire périglaciaire des eaux de fusions nivales tardi-glaciaires, de la reptation et du ruissellement post-glaciaire.

Cônes d'épandage tardi et/ou post-glaciaire. Plusieurs cônes d'épandage existent le long de la vallée de l'Isac, du rebord méridional du bassin de Campbon et du coteau du sillon de Bretagne. Ces cônes se trouvent toujours au débouché de vallons courts (1 à 3 km), inclinés (5 à 10°) et encombrés de colluvions. Ils se caractérisent par une pente longitudinale

rectiligne (2 à 7°), une convexité transversale prononcée, une terminaison arquée, soulignée par les inondations hivernales des fonds de vallées. Leurs rayons varient de 100 à 250 m. Leur matériel est identique à celui des colluvions situées en amont : hétérogène, hétérométrique, mais trié et lité, avec alternance de couches minces de granulométries différentes.

Leur mise en place diffère à la fois d'un simple étalement torrentiel et d'un épandage exclusivement solifluidal. Elle résulte du dégorgeement des colmatages colluviaux des vallons sous forme de crues boueuses et caillouteuses, brèves, massives et intermittentes, précédées de périodes de dégel et d'humidification suffisamment longues pour provoquer la fluidité momentanée des remblaiements situés en amont. De telles décharges ont pu se réaliser au Tardif et Post-glaciaire, notamment sous l'action des eaux de fusion nivale.

CE. Limons éoliens. Les limons d'origine authentiquement éolienne sont peu étendus dans la région de Savenay. Il s'agit toujours de dépôts minces qui se différencient fondamentalement des limons d'altération par leur faciès et leurs conditions de gisement.

Les limons d'altération, inégalement remaniés par le gel, mais indubitablement en place, occupent les secteurs de plateaux les plus élevés sur de grandes superficies, notamment sur la surface culminante du plateau nantais dans les environs de Malville. Ils correspondent à des niveaux d'altération *in situ*, blancs ou jaunes, argileux sur schistes et micaschistes, argilo-sableux sur granites ou gneiss, souvent micacés, compacts, mais jonchés de débris lithiques grossiers, plastiques en saison humide, qui passent progressivement à des horizons profonds à l'intérieur desquels la texture des roches est de mieux en mieux conservée.

Les limons éoliens (CE) sont des sédiments de faibles épaisseurs (toujours inférieures à 1 m). Leurs principaux affleurements se trouvent à la périphérie et en contrebas de la surface culminante du plateau nantais, sur les interfluves tabulaires situés au Sud de Campbon et de Bouvron. Ils font suite aux dépôts reconnus plus à l'Est sur des sites identiques au Sud de Fay-de-Bretagne, de Notre-Dame-des-Landes et de Grandchamps-des-Fontaines (feuille Nort-sur-Erdre). Ils s'amincissent progressivement vers le Nord, où ils se mêlent aux altérites argilo-caillouteuses (à l'Ouest et au Nord-Est de Bouvron). Ils soulignent ainsi ces sites d'abris par rapport à des vents dominants de secteur Sud-Ouest. Ailleurs, les limons éoliens sont généralement minces et épars. Un affleurement remarquable par sa continuité et son épaisseur (0,60 à 0,80 m) existe au Nord de la carte sur le revers limité par le coteau de Saint-Gildas. Ces dépôts surmontent nettement les affleurements de graviers plio-quatérnaires du Nord-Ouest du bassin de Drefféac sur 20 à 60 cm, en particulier aux Mortiers, aux Fosses, à la Chênaie et à la Rivière (CE/p-IVG). Des placages dispersés existent enfin entre Campbon et Pontchâteau ou sur les rebords des collines de Missillac, où ils se mélangent aux horizons les plus superficiels des altérites locales.

Les limons éoliens se composent d'un matériel beige, fin, homogène, homométrique, meuble et délié. Leur médiane est toujours inférieure à 50 μm . Les particules fines (inférieures à 50 μm) y excèdent toujours 70 %. Elles se composent elles-même de poussières de quartz pour

l'essentiel (80 à 98 %). Les grains de sables portent généralement des traces d'éolisation (cupules, stries) et comprennent de 5 à 50 % de véritables Ronds-Mats. Ces limons éoliens sont en contact avec les altérites sous-jacentes par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité souvent remarquable, parfois soulignée par une ligne de cailloux partiellement éolisés. Les limons correspondent toujours aux horizons les plus superficiels des coupes et peuvent être rapportés de ce fait à la dernière crise froide quaternaire.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Plusieurs formations géologiques renferment des aquifères d'intérêt variable. De nombreux forages, notamment dans le Cénozoïque du bassin de Campbon, fournissent sur ces aquifères des informations, par ailleurs assez disparates en ce qui concerne le socle.

On distinguera de bas en haut :

- les formations anté-secondaires (socle) très largement représentées et composées soit de roches cristallophylliennes (micaschistes, gneiss) et plutoniques (granites), soit de terrains paléozoïques d'âge ordovicien à dévonien ;
- les formations tertiaires éocènes qui existent entre Saint-Gildas-des-Bois et Campbon ainsi qu'au Sud-Ouest de Savenay ; et pliocènes affleurant essentiellement dans l'angle nord-est (forêt du Gâvre) ;
- les formations superficielles et résiduelles présentant un intérêt hydrogéologique des plus réduits. On observera que ces formations sont développées et masquent par conséquent les terrains sous-jacents (cas notamment, des bassins de Campbon et de Saint-Gildas-des-Bois – Drefféac).

Formations anté-secondaires

Dans ces roches dures, sans porosité d'interstices, les eaux souterraines circulent à la faveur de cassures et de fractures. Pour permettre l'exploitation de l'eau souterraine, la fracturation doit être suffisamment importante et ne pas être le siège de développement intense d'altérites argileuses colmatant ces fractures. Par ailleurs, pour assurer la pérennité de la ressource exploitée, il faut qu'un réservoir existe, constitué soit par le développement de la petite fracturation, soit par des formations aréniques en contact avec le réseau de fractures alimentant le forage. De ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au marteau fond-de-trou lors de la foration (méthode pratiquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompages d'essai de longue durée (pouvant atteindre plusieurs jours, voire plusieurs semaines) sont nécessaires.

Dans ce milieu très étendu sur cette carte, l'implantation des forages nécessite le recours à diverses techniques pour s'assurer du maximum de chance de réussite :

- informations issues de la carte géologique en relation avec la morphologie locale ;
- photogéologie (à partir des photographies aériennes classiques et des missions photos satellite) ;

- géophysique (en général des méthodes aboutissant à des cartes de résistivité) ;
- dosage du gaz radon dans le sol ;
- sondages de reconnaissance et d'essai.

En règle générale les débits obtenus dans ces formations sont faibles, compris entre 1 et 5 m³/h (encore que des exceptions notables existent) pour des rabattements relativement élevés (supérieurs à 10 m, sinon 20 m). Sur cette feuille, les débits instantanés obtenus sont relativement élevés comme le lecteur pourra le constater ci-après.

Récemment, des méthodes de fracturation hydraulique dérivées des techniques pétrolières ont été expérimentées et ont permis, sinon d'augmenter le débit d'exploitation, du moins de diminuer le rabattement pour un même débit après fracturation. Des résultats sont connus dans différents types de roches (granites, schistes, micaschistes, basaltes, etc.) en Loire-Atlantique, Maine-et-Loire et Vendée.

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500 µs/cm), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée (supérieures à 1,0 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l ne sont pas rares).

Une quinzaine de forages au marteau fond-de-trou sont connus dans ces formations :

- complexe schisto-gréseux et volcanique de Saint-Georges-sur-Loire (Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur) : débits compris entre 0,3 et 50 m³/h (moyenne : 9,2 m³/h et 4,7 m³/h si l'on ne tient pas compte du débit exceptionnel de 50 m³/h) pour des profondeurs variant de 30 m à 71 m (moyenne : 47 m) ;
- gneiss et leptynites : débits compris entre 1,5 et 20 m³/h (moyenne : 11,6 m³/h) pour des profondeurs variant de 28 m à 34 m (moyenne : 31 m) ;

On constate donc que dans cette région les débits instantanés obtenus à l'avancement sont particulièrement élevés. Il faut toutefois remarquer que les forages examinés sont concentrés dans trois secteurs : Sud-Ouest de Saint-Gildas-des-Bois, Sud de Campbon et Sud-Ouest de Besné.

Formations tertiaires

Bassins de Campbon et de Saint-Gildas-des-Bois-Drefféac, regroupés sous l'appellation "bassin du Haut-Brivet".

● Le bassin lutétien de Campbon, dont la surface est de 23 km² possède des réserves en eau estimées à 90 millions de m³. C'est un excellent réservoir en raison de la constitution géologique de son remplissage sédimentaire et de sa position au sein d'un bassin versant de 114 km².

Le réseau hydrographique, constitué par treize ruisseaux qui convergent tous vers le bassin tertiaire et le traversent avant de former la rivière du Brivet, participe pour l'essentiel à la réalimentation du réservoir aquifère.

Les possibilités de pompage des eaux souterraines, destinées en majeure partie à la ville de Saint-Nazaire et à la presqu'île guérandaise, sont

réalisées à partir de cinq forages permettant une production moyenne journalière de 23 000 m³.

L'une des caractéristiques de ce bassin réside dans sa géologie karstique qui, indépendamment des effondrements et des affaissements de terrain observés, devrait être à l'origine de pollutions entre autres nitratées, dues aux pertes totales passagères des eaux de certains ruisseaux.

En réalité, les eaux brutes d'origine souterraine sont calco-magnésiennes sans excès, dans lesquelles on peut observer très peu de germes totaux et l'absence de germes pathogènes. Elles correspondent à la première classe de qualité et ne subissent qu'une simple filtration et une légère chloration.

Quant à la pollution nitratée, dont la présence est observée actuellement dans la plupart des eaux d'origine souterraine, elle est ici pratiquement absente puisqu'on ne l'observe qu'à l'état de traces. Une simple considération des rejets nitratés présents dans le bassin oblige donc à admettre que ce réservoir hydrogéologique possède les éléments nécessaires pour dénitrater les eaux qu'il reçoit.

Ressources de qualité et quantité sont les deux caractéristiques de ce réservoir adjacent au bassin dit de Saint-Gildas-des-Bois-Drefféac.

● *Le bassin de Saint-Gildas-des-Bois-Drefféac*, dont la superficie est de 27 km², est également situé au centre d'un bassin-versant de 129 km² parcouru par un réseau hydrographique dense qui constitue, après une zone de marais, la rivière du Brivet.

Ce réservoir, de profondeur variable dont la moyenne est d'une vingtaine de mètres, est exploité par trois captages dans la partie nord du bassin (lieu-dit Trigodet) ; la production moyenne journalière est de 2 700 m³.

Les assises géologiques aquifères exploitées sont identiques à celles du bassin de Campbon, mais l'absence du complexe supérieur rend cette nappe libre.

Sa réalimentation est également assurée en majeure partie par le réseau hydrographique. Les eaux extraites sont de qualité inférieure à celle du bassin de Campbon car nitratées, mais sans excès : de 20 à 30 mg/l ; elles sont calco-magnésiennes et microbiologiquement de qualité.

L'ensemble de ces deux bassins participe à plus de 10 % de la production en eau du département de Loire-Atlantique.

Un modèle mathématique est actuellement en cours d'élaboration par le BRGM, modèle destiné à mieux cerner les ressources du "bassin du Haut-Brivet" afin d'en permettre une exploitation optimale.

Fontaine de Boitouze

La ville de Savenay est partiellement alimentée au moyen d'un captage (galerie drainante, forage et puits ; 450-7-22) implanté dans les sables éocènes (Yprésien ?) développés au Sud et à l'Ouest de la localité. Cet ensemble qui fonctionne depuis plus de 30 ans fournit un débit régulier compris entre 180 et 220 m³/j.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Minéralisations

Indices de minerai de plomb

● *Indice de "la Mine à Plomb" de Crossac* (5-4001)

Un filon quartzeux à galène a été localisé au début du 19^e siècle entre les villages de la Guervais et de la Gautrais et a fait l'objet d'une concession, valide de 1824 à 1919.

Les recherches effectuées de 1824 à 1830 comprennent 1 puits principal de 27 m de profondeur, 5 petits puits de 3 à 10 m, une douzaine de sondages de 20 m et 6 tranchées de 1 à 3 m de profondeur. Au cours de ces travaux il a été extrait environ 7 tonnes de minerai dont on a produit 200 kg de galène, ayant une teneur en argent de 250 grammes à la tonne.

En 1872 d'autres travaux de recherche par tranchées ont été réalisés sur le prolongement sud du filon, non loin du village de la Gautrais. Les résultats ont été négatifs.

En 1979, dans le cadre de l'Inventaire des ressources minérales du territoire métropolitain, le BRGM a entrepris des recherches destinées d'une part à évaluer d'une manière précise le potentiel du filon de "la Mine à plomb", d'autre part à tenter de découvrir d'autres formations minéralisées cachées sous l'épais recouvrement alluvionnaire et tourbeux de cette région. Les recherches effectuées par des méthodes géochimiques et géophysiques (VLF) ont conduit à la réalisation d'une campagne de sondages percutant de 40 m de profondeur, confirmant la présence d'une seule formation filonienne peu minéralisée s'étendant jusqu'au village de la Butte-aux-Moines.

Le filon de "la Mine à plomb", connu sur une extension horizontale de plus d'un km, est orienté NW-SE. Vertical et puissant de 1,30 maximum en surface, il se divise à quelques mètres de profondeur en 2 minces filonets à épontes argileuses et très peu minéralisés en galène.

La paragenèse comprend principalement quartz galène et pyrite avec accessoirement blende, césusite anglésite et pyromorphite.

L'encaissant est constitué de granite à biotite très argilisé au contact du filon.

● *Indice de la Butte de Sem* (6-4002)

Au début de l'année 1965, les travaux d'élargissement et de rectification de la route Nantes-Saint-Nazaire ont mis à jour, au pied de la butte, un amas superficiel d'environ une tonne de galène massive associée à un peu de quartz, anglésite, césusite et pyromorphite.

Ce minerai ne présentait aucun enracinement malgré la présence, toujours visible sur le talus de la route, d'une fracture argileuse et limoniteuse affectant le gneiss encaissant.

En 1979, à la suite de l'étude du gîte de Crossac, le BRGM a réalisé une prospection géochimique suivie d'une campagne de sondages percutant à

40 m de profondeur, qui a démontré l'existence d'une faible minéralisation en plomb pouvant constituer la prolongation sud-est du filon de Crossac.

Indices de minerai de fer (1-4001 et 4002)

Des petites extractions de minerai de fer datant du siècle dernier sont connues aux lieux-dits : le Gué-aux-Biches (Saint-Gildas-des-Bois) et Perni (Missilac).

Situées dans les grès armoricains du synclinal de Teille, elles ont exploité des couches puissantes de 0,40 à 3 m composées de magnétite, hématite et limonite, totalisant une teneur en fer voisine de 33 %. Ce minerai servait à alimenter les forges de Rodoir.

Indices de kaolin et attapulgite

Quelques petits indices d'argile kaoliniques sont connus au Nord de la bande orthogneissique de Saint-Mars-du-Désert, dans le gneiss de Saint-Nazaire, les terrains paléozoïques au Nord de Missilac et le Plio-Quaternaire de Drefféac. Dans tous les cas il s'agit de dépôts superficiels de kaolin vraisemblablement formé par altération météorique des roches sous-jacentes. Leur étendue est de faible importance.

Par contre, entre les bourgs de Campbon et de Saint-Anne-sur-Brivet, un vaste dépôt superficiel d'argile expansible (attapulgite-smectite) a été localisé par forages sur une superficie de plus de 100 ha et sur une puissance moyenne de 2 m.

Les principaux gîtes et indices minéraux sont recensés dans le tableau 1.

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINERAUX

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Nom du gîte |
|---|-------------------------------|-----------|---------------------------------------|---------------|-----------------------------|--|
| Saint-Gildas-des-Bois Le-Glié-aux-Biches | 1-4001 | Fé | Magnétite Limonite Pyromorphite | Stratiforme | Schiste, grès quartzite | Exploité en minières des 1830 pour les hauts-fourneaux de Rodoir. En 1913-14 : tranchées, 1 puits de 10 m suivi d'un travers-banc de 18 m. 1958-59 : sondages et tranchées. 1963 : prospection électrique et sondages. |
| Perni | 1-4002 | Fé | Oligiste | Stratiforme | Quartzite | En 1913, une tranchée de 25 m de long a recoupée 7 bancs d'oligiste de 0,5 à 2,5 m de puissance. Dosage du minerai trié à la main : fer 28.53, silicé 50.40, phosphore 0.01 |
| La Jatte | 1.4003 | Kao | | " | Leucogranite Micaschiste | Prospection BRGM |
| La Croix-d'en-Haut | 1.4004 | " | | " | Micaschiste Schiste | Idem |
| La Rainaie | 2-4001 | " | | " | Leucogranite | Indice linéaire suivi sur 300 m dans la tranchée de l'oléoduc Donges-Vern-sur-Seiche. |
| Le Champ-Blanc | 2-4002 | " | | " | Micaschiste | Idem |
| Marais de Campbon | 3-4001 | Att. | Attapulgite Smectite | Stratiforme | Argile tertiaire | Bassin de forme ellipsoïdale dont l'axe Nord-Sud à environ 7 km et l'axe Est-Ouest environ 3 km. Reconnu par sondages, réserves estimées à 6.10 ⁶ m ³ . |

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

| Nom du gîte | Indice de classement national | Substance | Minéraux | Forme du gîte | Roche encaissante | Nom du gîte |
|----------------------------|-------------------------------|-----------|--|---------------|----------------------|---|
| Crossac La Mine à plomb | 5-4001 | Pb, Zn | Quartz Galène Cérusite Anglésite Pyromorphite | Filon | Gneiss, migmatite | De 1824 à 1830 les premiers travaux de recherche par tranchées, sondages et 6 puits, dont un de 27 m, produisent 7 t de galène à 250 g/t d'argent. Les travaux du BRGM, 1977/80, conduisent à admettre des fissures parallèles au lieu d'un filon unique. |
| Les Six-Croix | 5-4002 | Kao | | Stratiforme | Gneiss | Dans la tranchée de l'oléoduc, indice visible sur 400 mètres. |
| La Butte-aux-Moines | 5-4003 | Zn, Pb | ? | ? | Gneiss | Les travaux en cours du BRGM montrent une extension possible de 3 à 400 m. Les teneurs maximales observées sur les profils de sondages percutants sont de : 0,19 % Zn, 0,58 Pb, 1 g/t Ag. |
| Sem | 6.4001 | Asmi | Antigorite Chrysotile Trémolite Magnétite Oligiste Limonite | Amas | Serpentine | |
| Sem Le Brochet | 6-4002 | Zn, Pb | Quartz Galène Cérusite Anglésite Pyromorphite | Inconnu | Gneiss | Indice mis à jour au cours des travaux de voie-express Nantes - Saint-Nazaire. 1 tonne de galène aura été dégagée. Un profil de sondages percutant, implantés par le BRGM, montre des teneurs maximales : 1,37 % Zn, 0,58 % Pb, 47 g/t Ag. |

Matériaux de carrières

Exploitations actuelles

Sables et graviers

● Le *faciès graveleux du Pliocène* (PG) est exploité autour de la forêt du Gâvre, sur les communes de Guenrouet et Quilly dans la partie nord-est de la feuille. Le matériau exploité est un gravier sableux de granulométrie moyenne 0/20-0/30 mm avec, en plus ou moins grande proportion, des éléments de 50 à 150 mm. La fraction graveleuse est constituée essentiellement de quartz bien roulés, emballés dans une matrice sableuse plus ou moins argileuse. Des lentilles exclusivement sableuses de 0,50 à 1 mètre d'épaisseur s'individualisent parfois au sein du gisement, mais la présence locale de dalles de "roussards" de 0,20 à 0,30 m d'épaisseur peut constituer une gêne pour l'exploitation.

A l'affleurement, le matériau est coloré en rouge par des oxydes de fer, mais un bon lavage permet d'obtenir des graviers blancs. L'épaisseur de matériau exploitable est généralement comprise entre 2 et 4 m, exceptionnellement 5 à 6 m, sous une découverte de 0,5 à 1,0 m.

● Sur la commune de Sainte-Anne-sur-Brivet c'est le *faciès sableux du Pliocène* (pS) qui est exploité. Le matériau est un sable quartzueux roulé de granulométrie 0/5 mm, légèrement argileux avec quelques graviers de 15 à 20 mm.

● Les gisements de *sable de l'Eocène*, situés au pied du sillon de Bretagne sont également exploités à Savenay et à Prinoquiau. Il s'agit de sable fin, légèrement graveleux, le diamètre des plus gros éléments étant de l'ordre du centimètre.

● Enfin, quelques petites carrières exploitent des *nappes caillouteuses* (HC) sur Malville et Bouvron.

Granulats

Les carrières fabriquant des granulats de concassage exploitent essentiellement la formation des leptynites blastomylonitiques (λ du complexe orthodérivé du Cellier sur la commune de Campbon (le Padé, la Crelois, Bel-Air) et de Saint-Anne-sur-Brivet (la Livandais). Ce sont des roches ayant de très bonnes qualités géotechniques permettant une large gamme d'usage (coefficient Los Angeles compris entre 15 et 20. Micro-deval en eau compris entre 6 et 9). La grosse lentille d'amphibolite de Saint-Omer-de-Blain est également exploitée pour la fabrication de granulats à Barel, sur la commune de Guenrouet.

Chaux

Des calcaires dolomitiques du Lutétien du bassin de Campbon sont exploités pour la chaux sur la commune de Campbon (l'Audrenais).

Exploitations anciennes

Les leucogranites (γ^1) et mylonites du sillon de Bretagne ont été activement exploités, en particulier autour de Savenay.

D'autres formations ont également été largement sollicitées : ce sont les gneiss anatectiques de Saint-Nazaire (ζM) sur les communes de Donges et de Prinquiau et les leptynites (λ) du complexe du Cellier, en particulier autour de Ponchâteau, de Campbon et de Bouvron.

Enfin, on trouve quelques anciennes carrières isolées dans les orthogneiss de Saint-Mars-du-desert ($\zeta \gamma$) à Quilly et Saint-Anne-sur-Brivet, et dans les micaschistes albitiques de Mauves (ξ^2) à Malville. Signalons pour terminer que le gros filon de quartz du sillon de Bretagne, situé au Nord de Prinquiau, a également été exploité. La plupart de ces carrières fournissaient des moellons de construction et de la caillasse pour l'empierrement des routes. Elles sont souvent de très petite taille (à peine 100 m² pour certaines) et seules les plus importantes ont été figurées sur la carte.

DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

ITINÉRAIRES

Les conditions d'affleurement du socle étant en règle générale particulièrement défavorables sur cette feuille, il est conseillé au lecteur intéressé par le complexe de Champtoceaux de suivre *l'itinéraire 14* du **Guide géologique régional : Bretagne**, 2ème édition, par S. Durand et H. Lardeux, Masson éd., Paris 1985. Le parcours proposé est plus oriental mais les formations traversées sont les mêmes que sur cette feuille et affleurent beaucoup mieux.

On notera qu'une forme d'altération "en tors" parfois spectaculaires du granite d'anatexie de Prinquiau, au pied du sillon de Bretagne, est indiquée sur la carte et la visite en sera facilitée en consultant l'article de D. Sellier (1978).

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES

Elles font l'objet des annexes 2 et 3.

BIBLIOGRAPHIE

ALIX Y. (1983) - Etude hydrogéologique du Bassin de Campbon. Massif armoricain. Thèse 3ème cycle, univ. Nantes, 210 p. + 2 pl. h.t.

BARRET C. (1898) - Minéralogie de la Loire inférieure. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, t. 8.

BARROIS C. (1897) - Notice explicative de la feuille géologique de Saint-Nazaire. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, 7, p. 38-53.

BARROIS C. (1931) - Le sillon de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, LV, p. 147-156.

BAYER R., HIRN A. (1987) - Données géophysiques sur la structure profonde de la croûte hercynienne dans l'arc ibero-armoricain et le Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, III, p. 561-574.

BITEAU F. (1978) - Morphologie du substratum et remplissage alluvionnaire de la vallée de la Loire entre Nantes et Saint-Nazaire. D.E.A. univ. Nantes et BRGM Bretagne-Pays de la Loire, 38 p.

BITEAU F., LEROY M., LIMASSET O., OTTMANN F., PFEFFER D. (1979) - Mise en informatique de 2 000 sondages dans les alluvions de la Loire entre Nantes et Saint-Nazaire : un outil documentaire pour les aménagements urbains, industriels et portuaires. Doc. univ. Nantes et BRGM, rapport O.R.E.A.M., 17 p.

BRGM - Inventaire du Territoire métropolitain, rapports annuels 1979 et 1980.

CHAPUT E. (1917) - Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Thèse, univ. Lyon, 305 p. + 4 pl. h.t.

CLÉMENT J.P. - Substances utiles de la région Pays-de-Loire. Rap. BRGM 84-AGI-154 PAL.

DELFAU M., LE BERRE P. - Définition de zones favorables à la prospection du kaolin dans le Massif armoricain. Rap. BRGM 81 SGN 873 MTX.

DENIZOT G. (1924) - Les sables de la Basse-Loire. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, V, p. 158-196, pl. VIII.

DENIZOT G. (1957) - Lexique stratigraphique, 1, p. 24 et p. 113.

DEPAGNE J. - Les kaolins de la région des Pays-de-Loire. Rap. BRGM 80 SGN 704 PAL

DIOT H. (1980) - Recherches structurales et stratigraphiques dans la partie orientale du domaine ligérien (Massif Armoricain). Thèse 3ème cycle, univ. Nantes, 147 p.

DUBREUIL M. (1986) - Evolution géodynamique du Paléozoïque ligérien (Massif Armoricain). Thèse, univ. Nantes, 258 p. + 16 pl. h.t.

DURAND S. (1958) - L'analyse pollinique montre que le remaniement du Crétacé au pied du Sillon de Bretagne date de l'Eocène inférieur. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 247, p. 1753-1756

DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse, univ. Rennes ; *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, XII, 389 p.

ESTEOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse, univ. Rennes ; *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, XIV, 319 p.

GUINEBERTEAU B. (1980) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). *Géol. Géochim. Uranium*, Mém. Nancy, 11, 218 p.

GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.L., VIGNERESSE J.L. (1987) - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, 99, p. 763-770.

HORON O., BRUNEL L. (1961) - Note sur le minerai de fer de Béganne et de Saint-Gildas-des-Bois. Rap. BRGM A 1895.

HORON O., BRUNEL L. (1964) - Syndicat de recherche de fer en Bretagne, étude du secteur de Saint-Gildas-des-Bois, Rap. BRGM DS 64 B 22.

JEGOUZO P. (1980) - The south armorican shear zone. *J. Struc. Geol.*, 2, p. 39-47.

LASNIER B. (1968) - Le massif de péridotite serpentinisée à amas d'écolite de Sem en Donges et ses annexes (L. Atl.). *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest Fr.*, LXV, p. 3-17.

LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) - Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss œillés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, p. 131-144.

LE BERRE P. (1982) - Recherche de gisements d'attapulgite et de bentonite dans le Massif Armoricain. Rapport BRGM, 82 SGN 175 GMX, 90 p. + 1 tome annexes 110 p.

LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire: une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 303, n° 10, p. 963-968.

MAILLOT M. (1962) - Note préliminaire sur le gisement de fer de Saint-Gildas-des-Bois. Rap. BRGM DS 62 A 75.

MARCOU E. (1980) - Le district de Pontivy, sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain. Thèse 3e cycle, Clermont II.

MARCHAND J. (1981) - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 293, p. 223-228.

MARGEREL J.P., BLONDEAU-ALLARD M.A., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1976) - Contribution à l'étude micropaléontologique de l'Eocène du bassin de Campbon (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, VIII, p. 1-63 + 26 pl. h.t.

MÉLOUX J. - Carte des gîtes minéraux France, 1/50 000, feuille Nantes.

OLLIVIER-PIERRE M.F. (1977) - La palynologie confirme l'existence de Bartonien dans le bassin éocène de Campbon (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 284, p. 1267-1268.

PAQUETTE J.L., MARCHAND J., PEUCAT J.J. (1984) - Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale). Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, p. 907-912.

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.

PIVETTE B. (1978) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif Armoricaire) : sa place dans l'évolution géodynamique de Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3ème cycle, univ. Rennes, 108 p.

PRIGENT D. (1974) - Etude de quelques mégalithes, témoignages de la transgression flandrienne aux abords de l'estuaire de la Loire. D.E.A., univ. Nantes, 76 p. + 2 pl. h.t.

PRIGENT D. (1978) - Contribution à l'étude de la transgression flandrienne en Basse-Loire. Apport de l'archéologie. Thèse 3ème cycle, univ. Nantes ; *Ass. Et. préhist. et hist. des Pays de la Loire*, 5, 177 p.

PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. IV.

SELLIER D. (1977) - Mégalithes et reliefs granitiques entre la Loire et le Sillon de Bretagne. *Bull. Soc. nantaise Préhist.*, 1, p. 1-11.

SELLIER D. (1978) - Les tors et les micro-reliefs des granites de Prinquiau (base du Sillon de Bretagne). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest Fr.*, LXXVI, p. 135-146.

SELLIER D. (1985) - Les versants du Pays nantais. Etude géomorphologique. Thèse 3ème cycle, univ. Nantes, 506 p. + 2 cartes h.t.

VASSEUR G. (1881) - Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse, univ. Paris ; Masson, 432 p. + 6 cartes h.t.

VIGNERESSE J.L. (1983) - Enracinement des granites armoricains externes d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, p. 1-15.

VIGNERESSE J.L. (à paraître) - La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricaïn d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM.*

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Redon* : 1ère édition (1890) par C. Barrois et L. Bochet.
2ème édition (1938) par C. Barrois et P. Pruvost.
3ème édition (1964) par C. Barrois et P. Pruvost.
- Feuille *Saint-Nazaire* : 1ère édition (1897) par C. Barrois.
2ème édition (1949) par C. Barrois et G. Waterlot.

Carte géologique de la France à 1/50 000 - 1ères éditions

- Feuille *Nantes* (1969) par M. Ters, B. Barthélémy, J. Marchand, R. Richard, G. Weecksteen, F.H. Forestier, B. Lasnier.
- Feuille *Chalonnnes* (1970) par P. Cavet, M. Gruet, J. Blaise, H. Lardeux, A. Arnaud, H. Jourdaïne, L. Barbaroux, R. Brosse, L.M. Rivière, L. Chauris.
- Feuille *Saint-Nazaire* (1973) par B. Hassenforder, J. Cogné, L. Barbaroux, F. Ottmann.
- Feuille *La Roche-Bernard* (1975) par C. Audren, P. Jégouzo, L. Barbaroux, P. Bouysse.
- Feuille *Ancenis* (1978) par P. Cavet, M. Gruet, J. Marchand, H. Lardeux, L.M. Rivière, A. Arnaud
- Feuille *Paimbœuf* (1978) par M. Ters, J. Marchand, F.H. Forestier, F. ottmann.
- Feuille *Questembert* (1982) par J. Plaine, B. Pivette, P. Jégouzo, D. Guérin, B. Hallégouët.
- Feuille *Nort-sur-Erdre* (1983) par L. Barbaroux, B. Bousquet, D. Sellier, J.P. Margerel, P. Cavet, J. Marchand, G. Godard.
- Feuille *Redon* (1984) par J. Delfour, F. Trautmann, J. Fourniguet, B. Pivette, J.P. Prian, C. Militon, B. Manigault.

COLLECTIONS CONSULTABLES

Le dossier cartographique, les échantillons de référence et la collection de lames minces sont déposées au laboratoire de Pétrologie et Minéralogie de l'université de Nantes.

La banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille. Les documents peuvent être consultés :

- au Service géologique régional Pays de Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes ;
- ou au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Le muséum d'Histoires naturelles de Nantes, 12 rue Voltaire, possède de très belles collections générales et régionales de minéraux, de roches et de fossiles dont certains proviennent du périmètre de la feuille.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- Introduction, unités lithologiques et structurales (sauf complexe de Saint-Georges-sur-Loire), histoire géologique, formations cristallophyl- liennes, plutoniques, sédimentaires paléozoïques et Éocène du bassin de Campbon par J. MARCHAND*
- Complexe de Saint-Georges-sur-Loire par G. BOSSIÈRE *
- Formations cénozoïques et superficielles par D. SELIER **
- Hydrogéologie par Y. ALIX et H. ETIENNE ***
- Ressources minérales par Y. LULZAC ***
- Matériaux de carrières par J.P. CLÉMENT ***

* Laboratoire de Pétrologie et Minéralogie, université de Nantes.

** Institut de Géographie et d'Aménagement régional, et UA 141 du CNRS., université de Nantes

*** BRGM.

**ANNEXE I - ANALYSES CHIMIQUES DU
GRANITE D'ANATEXIE DE PRINQIAU**

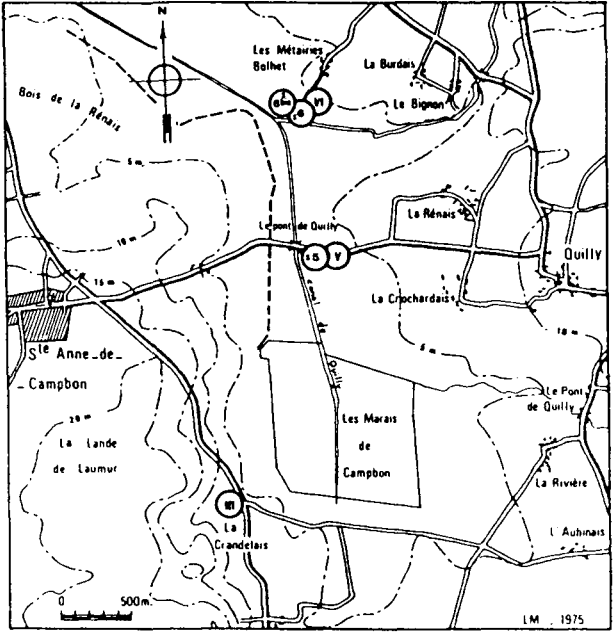
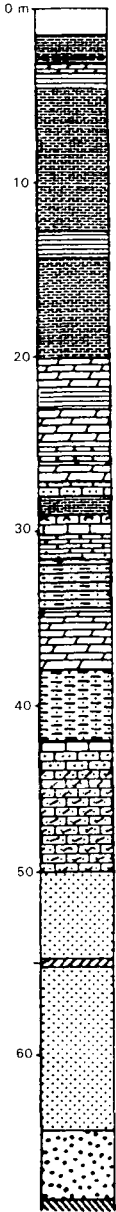
| Références | SAV1 | SAV2 | SAV3 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 74,80 | 69,50 | 68,50 |
| Al ₂ O ₃ | 14,40 | 16,10 | 16,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,05 | 2,90 | 3,00 |
| MgO | 0,38 | 0,96 | 1,03 |
| CaO | 1,20 | 2,00 | 2,25 |
| Na ₂ O | 3,90 | 4,30 | 4,10 |
| K ₂ O | 4,50 | 3,00 | 3,00 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,45 | 0,55 |
| MnO | | 0,03 | 0,02 |
| H ₂ O ⁺ | 0,37 | 0,51 | 0,43 |
| H ₂ O ⁻ | 0,08 | 0,23 | 0,22 |
| Total | 100,78 | 99,98 | 99,40 |

Localisation des échantillons : lieu-dits et coordonnées Lambert II

- SAV1 : la Pierre-Elan ; 268,37 × 274,35
- SAV2 : la Monderais ; 262,70 × 277,60
- SAV3 : Rion ; 262,85 × 278,07.

(Les analyses ont été effectuées par l'Institut de Géologie de l'université de Clermont-Ferrand).

Sondage 5



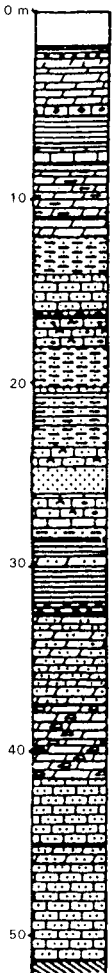
Localisation des sondages

Sondage S 5 (x : 274,9 - y : 282,7 - z : 5 m) Savenay, 1/25 000, 3-4

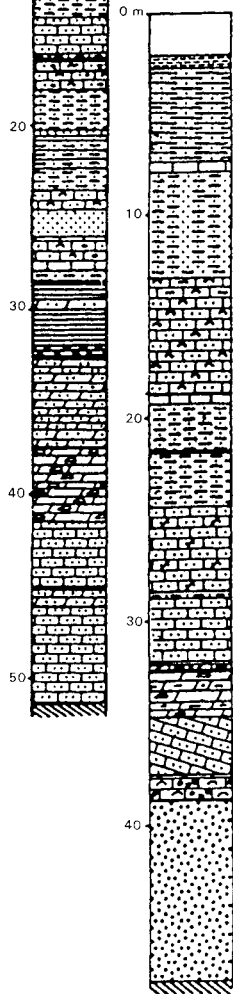
- 0,00 à 1,50 m - Terre végétale brunâtre
- 1,50 à 20,10 m - Argile verte et marne blanche plus ou moins dolomitique alternant. Quelques passées à débris charbonneux et galets de quartz
- 20,10 à 23,40 m - Dolomie blanche avec une passée d'argile grise plus ou moins ligniteuse
- 23,40 à 26,00 m - Alternance calcaire blanc plus ou moins dolomitique et marne blanche, avec terriers
- 26,00 à 27,20 m - Dolomie grise à bioturbations
- 27,20 à 35,80 m - Alternance calcaire sableux gris très fossilifère et marne grise plus ou moins sableuse, avec débris charbonneux. Vers la base, quelques minces passées de dolomie grise
- 35,80 à 38,00 m - Dolomie grise avec passées de marnes à débris ligniteux vers le haut
- 38,00 à 42,00 m - Marne sableuse blanchâtre à *Lituonella* et terriers
- 42,00 à 49,50 m - Calcaire sableux blanc à Miliolles, avec bioturbations et Lamellibranches ; à la base, lits charbonneux et dolomitiques
- 49,50 à 64,60 m - Sable, localement induré, avec des niveaux dolomitiques
- 64,60 à 68,30 m - Conglomérat rougeâtre à ciment dolomitique très vacuolaire
- 68,30 à 73,00 m - Micaschistes sériciteux altérés

Annexe 2 - Sondages du bassin de Campbon

Sondage 6



Sondage 6 bis



Sondage S 6 (x : 283,7 - y : 274,9 - z : 3 m) Savenay, 1/25 000, 3-4

- 0,00 à 1,80 m - Terre végétale brunâtre
- 1,80 à 3,00 m - Argile verte à petits galets de calcaire blanc ou de quartz passant vers le bas à une marne dolomitique blanche
- 3,00 à 12,00 m - Alternance de calcaire blanc à grain fin, de marne blanche et de dolomie blanc à jaunâtre
- 12,00 à 28,40 m - Alternance très fine de marnes sableuses grises et d'argile brune avec terriers et débris carbonneux et de calcaire sableux gris clair coquillier
- 28,40 à 37,45 m - Alternance argile grise - dolomie sableuse brune avec passées de calcaire sableux ou à grain fin. Dolomie sableuse brune à la base
- 37,45 à 44,20 m - Calcaire gris, vacuolaire, coquillier, à Mélobésiées et Polypiers, devenant dolomitique et noirâtre au sommet
- 44,20 à 51,30 m - Calcaire sableux, parfois dolomitique, très coquillier, gris clair, à *Alveolina*, *Orbitolites* et Bryozoaires
- 51,30 à 55,00 m - Micaschistes sériciteux peu altérés

Sondage S 6 bis (x : 274,6 - y : 283,8 - z : 2 m) Savenay, 1/25 000, 3-4

- 0,00 à 2,10 m - Terre végétale brunâtre
- 2,10 à 7,95 m - Ensemble argile verdâtre au sommet, marne gris foncé à Miliolles, calcaire dolomitique gris clair et calcaire coquillier gris clair à débris ligniteux à la base
- 7,95 à 24,40 m - Alternance marne sableuse grise - sable coquillier gris - calcaire sableux coquillier gris, avec laminations et bioturbations
- 24,40 à 32,00 m - Calcaire sableux gris à *Alveolina* et *Orbitolites*, coupé par une passée de marne sableuse grise
- 32,00 à 34,70 m - Calcaire gris clair à Mélobésiées entrecoupé de dolomie brunâtre. Pendage : 45°
- 34,70 à 38,80 m - Calcaire gris clair, sableux, à Bryozoaires. Pendage : 20 à 35°
- 38,80 à 47,60 m - Sable gris à gros graviers siliceux avec des passées fossilifères
- 47,60 à 63,00 m - Micaschistes sériciteux altérés

ANNEXE 3 : COUPES RESUMEES DE QUELQUES SONDAGES

| N° BRGM | Commune Désignation | X | Y | Z cote sd arrondie au m | Profondeur en m | Coupe géologique sommaire | | Stratigraphie | Cote toit NGF arrondie au m |
|-----------|--|--------|--------|----------------------------------|--------------------|---|--|---|--------------------------------------|
| | | | | | | Profondeurs | Lithologie | | |
| 450-1X-22 | Pontchâteau Pont sur le Brivet SC1 | 266,50 | 280,50 | + 3 | 12,8 | 0-2 2-8 8-9,9 9,9-12,8 | Remblai Argile-Vase Sable-Galets Granite | Quat. (alluvions) Quat. (alluvions) Socle | + 3 + 1 - 5 - 7 |
| 450-2X-33 | Guenrouet Trigodet Captage pour AEP (1952) | 272,36 | 287,24 | | 30,0 | Coupe du sondage de reconnaissance (450 - 2X - 26) 0-6 6-28,70 28,70-30 | Sable et argile sableuse Sable coquillier -Calcaire Galets | Pliocène ? Eocène " | |
| 450-2X-39 | Saint-Gildas-des-Bois Les Fosses-Tessier Trigodet Captages AEP (1978) | | | | 30,0 | 0-9 9-26 26-30 | Argile Calcaire Schiste | ? Eocène Socle | |
| 450-3X-9 | Campbon Grandebis-la Tête de Vache Captages AEP (1951) | | | | 65,70 | 0-56,70 56,70-65,70 | Marnes - Calcaires Schiste | Eocène Socle | |
| 450-3X-13 | Campbon Les Gâtes Captages AEP (1951) | | | | 58,0 | 0-57,80 57,80-58 | Marnes - Calcaires Schistes | Eocène Socle | |

ANNEXE 3 : COUPES RESUMEES DE QUELQUES SONDAGES (suite 1)

| N° BRGM | Commune Désignation | X | Y | Z cote sd arrondie au m | Profondeur en m | Coupe géologique sommaire | | Stratigraphie | Cote toit NGF arrondie au m |
|-----------|--|--------|--------|----------------------------------|--------------------|-------------------------------------|---|--------------------------|--------------------------------------|
| | | | | | | Profondeurs | Lithologie | | |
| 450-3X-47 | Quilly Pont de Quilly Captage pour AEP (1968) | | | | 69,10 | | | | |
| 450-3X-48 | Guenrouet Métairies de Bolhet Captage pour AEP | | | | | 52,20 | | | |
| 450-5X-1 | Donges Revin Sondage DDE 1949 | 262,2 | 272,8 | + 2 | 26,70 | 0-3,5 3,5-25,5 25,5-26,5 | Tourbe Argile grise à dé bris coquilliers Sables et graviers | Quaternaire | + 2 - 23 |
| 450-5X-6 | Besné Pont-Neuf Sondage DDE (1967) SC1 | 265,83 | 175,41 | + 3,64 | 11,70 | 0-2 2-4,9 4,9-8,2 8,2-11,7 | Remblai Tourbe Argile Granite | Quaternaire Socle | + 3,6 - 4,6 |
| 450-5X-14 | Besné Pont de la Harois DDE (1967) SC1 | 266,10 | 277,25 | + 3,11 | 15 | 0-2 2-4,7 4,7-8,3 8,3-15 | Remblai Tourbe Argile Granite | Quaternaire Socle | - 5,2 |

ANNEXE 3 : COUPES RESUMEES DE QUELQUES SONDAGES (suite 2)

| N° BRGM | Commune Désignation | X | Y | Z cote sd arrondie au m | Profondeur en m | Coupe géologique sommaire | | Stratigraphie | Cote toit NGF arrondie au m |
|-----------|--|--------|--------|----------------------------------|--------------------|---------------------------|---|---------------|--------------------------------------|
| | | | | | | Profondeurs | Lithologie | | |
| 450-6X-2 | Besné Marais de Blanche Couronne | 273,3 | 269,9 | + 2 | 7,5 | 0-6 | Argile avec rares niveaux sableux Sable et graviers Rocher | Quaternaire | |
| | | | | | | 6-7,2 7,2-7,5 | | | |
| 450-6S-15 | Donges Marais de Sem Voie rapide Nantes- Saint-Nazaire DDE (1964) SC1 | 268,54 | 271,04 | + 0,80 | 12,5 | 0-2 2-1 | Tourbe | | |

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 3e trimestre 1989