

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## PIPRIAC

par

P. DADET, Y. HERROUIN, P. BARDY,  
P. LEBRET, F. TRAUTMANN, A. CARN

## PIPRIAC

La carte géologique à 1/50 000  
PIPRIAC est recouverte  
par la coupure REDON (N° 90)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Ploërmel	Guer	Janzé
Malestroit	PIPRIAC	Bain-de-Bretagne
Questembert	Redon	Nozay



**BRGM**

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**P. DADET, Y. HERROUIN, P. BARDY, P. LEBRET,  
F. TRAUTMANN, A. CARN**

**1995**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : DADET P., HERROUIN Y., BLANCHET C., BARDY P., COLLEAU A. (1995). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Pipriac** (387). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Dadet, Y. Herrouin, P. Bardy, P. Lebre, F. Trautmann, A. Carn (1995), 75 p.

— *pour la notice* : DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Pipriac** (387). Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, C. Blanchet, P. Bardy, A. Colleau (1995).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1387-7

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>6</b>
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	6
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	7
Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal	7
Paléozoïque	12
Roches plutoniques et filoniennes	31
Cénozoïque	33
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE HERCYNIENNE</b>	<b>45</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>51</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>55</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	55
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	60
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	61
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>66</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	66
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	67
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	67
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	75
<b>AUTEURS</b>	<b>75</b>

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire couvert par la feuille Pipriac se situe en Bretagne centrale, pour l'essentiel dans le département de l'Ille-et-Vilaine et pour une partie dans le Morbihan à l'Ouest de l'Aff; un petit secteur dans l'angle sud-est de la carte concerne la Loire-Atlantique.

Cette région présente l'aspect d'une large cuvette (bassin de Messac) encadrée par les crêtes boisées qui forment un relief de type appalachien, en particulier dans la partie sud de la feuille, entre La Gacilly et Langon. Ce relief est tronqué par une surface d'érosion culminant à 123 m au Nord de Carentoir.

La Vilaine à l'Est, l'Aff et l'Oust à l'Ouest, le Canut au centre, entaillent les reliefs à la faveur de cluses subméridiennes, drainant un interfluve E-W.

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

Cette feuille s'inscrit dans le domaine centre-armoricain, ensemble de synclinaux paléozoïques grésoschisteux (synclinaux du Sud de Rennes) enchâssés dans les formations du Briovérien (Protérozoïque terminal à Paléozoïque inférieur), et structurés pendant l'orogénèse hercynienne (Le Corre *et al.*, 1991). Ce domaine est limité au Sud par l'axe granitique de Lanvaux.

Les principales structures recoupées sont, du Nord vers le Sud :

- la bordure sud du synclinorium de Martigné-Ferchaud;
- le prolongement ouest de l'anticlinal d'Araize;
- le synclinal de Réminiac;
- l'anticlinal du Grand-Fougeray—Sainte-Anne-sur-Vilaine;
- le synclinal de Renac—Saint-Julien-de-Vouvantes et la branche nord du cisaillement sud-armoricain (CSA);
- la bordure nord de l'anticlinal de Lanvaux.

L'orientation varisque WNW-ESE de ces structures est localement interrompue et décalée par la fracturation tardi-hercynienne localement réactivée au Tertiaire. Le magmatisme est exprimé par de rares corps filoniens basiques et surtout par le volcanisme acide de Réminiac, d'âge arénigien.

Le plutonisme n'est représenté à l'affleurement que par l'extrémité orientale du granite orthogneissique de Lanvaux, d'âge silurien inférieur dans ce secteur. En profondeur, l'anomalie gravimétrique et thermique dite de La Gacilly souligne la présence d'une masse grani-

tique cachée, d'âge carbonifère par référence au granite de Lizio situé plus à l'Est (feuille Malestroit : Plaine *et al.*, 1981).

Des déformations cassantes tardives ont piégé des sédiments continentaux, marins et lacustres cénozoïques (Éocène à Plio-Quaternaire) dans une série de petits bassins (Saint-Séglin, Pipriac—le Bouëssic et la Cohiais, Langon, Carentoir, Lohéac, Saint-Just) alignés suivant l'axe de fragilité crustale Saint-Brieuc—Nort-sur-Erdre. Les placages de sables pliocènes matérialisent la dernière incursion marine importante concernant la région.

La Vilaine et ses affluents ont développé un système de terrasses alluviales étagées correspondant à l'enfoncement des rivières pendant le Pléistocène. À l'Holocène, la transgression flandrienne n'a pas atteint Langon; le cours de la Vilaine est colmaté par des alluvions de comblement un peu plus récentes, datant de la période Atlantique.

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette première édition à 1/50 000 de la feuille Pipriac a été réalisée par une équipe de géologues du BRGM: P. Dadet pour le Protérozoïque, Y. Herrouin pour la moitié orientale du Paléozoïque, avec la collaboration de A. Colleau pour les formations superficielles. Les levés de la moitié occidentale du Paléozoïque et du granite de Lanvaux sont dus à C. Blanchet et P. Bardy (institut de géologie de Rennes-Beaulieu).

Ont été consultés également les levés de stage de Y. Cassard et T. Manivit dans les zones sud de La Gacilly, ainsi que les travaux de O. Horon et L. Brunel (BRGM) au Haut-Sourdéac.

Des compléments de levés ont été réalisés dans les formations paléozoïques du Sud de la carte par F. Trautmann (BRGM) et, pour les formations superficielles, par P. Lebret (BRGM).

### DESCRIPTION DES TERRAINS

#### TERRAINS NON AFFLEURANTS

La corrélation des données géophysiques (fig. 1, en pages centrales) existantes (gravimétrie, aéromagnétisme : Jaeger, 1961, 1967; Vigneresse, 1978, 1983; Weber, 1967) avec des éléments géologiques de surface, permet d'analyser la structure profonde de la région.

Plusieurs types d'anomalies géophysiques se superposent.

En **gravimétrie**, l'alignement, orienté N150°-160°, de plusieurs petites anomalies négatives (-15 à -5 mgal) de Langon à Saint-Séglin et au-delà jusqu'en baie de Saint-Brieuc, est connu depuis longtemps

(Jaeger, 1967). Il correspond à une suite d'accidents à composante verticale contrôlant des petits grabens à remplissage sédimentaire cénozoïque.

L'anomalie négative principale ( $< -20$  mgal), d'orientation N105°, située dans l'angle sud-ouest de la carte vers Bains-sur-Oust, correspond au massif granitique de Lanvaux ; l'isomale  $-20$  mgal matérialise la bordure de l'axe de Lanvaux et de sa couverture sédimentaire. Le gradient élevé du flanc nord de l'anomalie indique la présence d'un accident important (CSA, branche nord).

Des petites anomalies magnétiques négatives ( $-50\gamma$ ) calées sur cet axe, au Nord et à l'Est de Bains-sur-Oust, correspondent à des minéralisations sulfurées et aurifères (la Chapelle-Sainte-Mélaine, Bains-sur-Oust).

Centrée sur La Gacilly, une indentation gravimétrique de grande taille, de forme lobée ouverte sur le Sud-Ouest (anomalie négative de  $-12$  mgal), marque la présence d'une masse granitique en profondeur. Ce granite, analogue aux granites carbonifères en lobes affleurants de Lizio, Guéhenno et Pontivy, est attesté par une anomalie thermique dans la couverture (cristallinité, minéraux de métamorphisme), se prolongeant jusqu'à Craon en Mayenne.

Le lobe de La Gacilly semble interrompu par une faille à l'Ouest de Pipriac, puis par l'accident de Saint-Séglin—Langon ;

En **aéromagnétisme**, on note la présence d'anomalies positives ( $> 200 \gamma$ ) et négatives ( $< 200 \gamma$ ) subparallèles, situées entre le lobe granitique de La Gacilly et le CSA, se prolongeant jusqu'à Langon. Les anomalies positives correspondent aux niveaux ferrifères du membre inférieur de la Formation du Grès armoricain. Les anomalies négatives, légèrement sécantes sur les structures régionales, se superposent, en particulier entre Renac et Glénac, aux structures ferrifères siluro-dévonienne associées à des indices sulfurés.

## TERRAINS AFFLEURANTS

### Protérozoïque terminal à Paléozoïque basal

Les terrains antérieurs à la transgression ordovicienne, connus sous le nom de Briovérien, occupent à l'affleurement un peu moins des deux tiers de la feuille, au Nord d'une ligne La Gacilly—Saint-Just—Boulifard. Il faut y ajouter au Sud-Est une étroite bande correspondant à l'anticlinal Saint-Just—Saint-Ganton—Sainte-Anne.

Constituées de roches détritiques terrigènes dont l'aspect sédimentaire originel n'a été que peu modifié par les événements tectono-métamorphiques ultérieurs, qui ont tout au plus schistifié les faciès les plus fins et donné une faible recristallisation du quartz et des phyllites, ces roches appartiennent à trois faciès lithologiques principaux, généralement alternants. Ceux-ci diffèrent par les dimensions des grains détritiques et le degré de maturité du sédiment. Des roches d'origine

volcanique ou volcano-sédimentaire se trouvent dans le Briovérien ; elles seront étudiées plus loin.

### **Briovérien**

#### **bC. Argilo-siltites et wackes quartzzeuses**

● **Argilo-siltites.** C'est le faciès globalement le plus fréquent, qui donne des roches gris clair à foncé ou verdâtres, à grain fin ou très fin, plus ou moins tendres et massives ou dures et schistifiées, parfois à débit subardoisier. Elles s'altèrent facilement avec débit en plaquettes ou feuilleté, de couleur beige. Les éléments sont toujours quartz et phyllites (muscovite-phengite, chlorite), la proportion de quartz augmentant avec le grain (50  $\mu\text{m}$ ).

Les faciès sombres (gréseux et phylliteux) et clairs (plus grossiers, riches en quartz) n'apparaissent que rarement homolithiques sur plus de quelques mètres ; le plus souvent, ils alternent en fins lits millimétriques et/ou rubanements centimétriques avec parfois granoclasement, en lits devenant lenticulaires ou obliques et présentant diverses microfigures de sédimentation. Pour les faciès isogranulaires fins, litage et rubanement sont surtout dus à la répartition des phyllites ; pour les faciès hétérogranulaires, le litage est un produit de la répartition différentielle des phyllites et des grains de quartz.

● **Wackes quartzzeuses.** Lorsque les grains les plus gros dépassent 50  $\mu\text{m}$ , la roche tend à prendre une texture bimodale où se distinguent une matrice de siltite (30 à 80 %) et des éléments détritiques nettement plus grossiers (de 50 à 500  $\mu\text{m}$ ) : quartz surtout, microquartzites, muscovites et quelques biotites, ainsi que tourmaline, zircon, ilménite. Dans certains échantillons, des plagioclases ont été observés ; ils n'excèdent pas 5 % des détritiques et la roche est toujours une wacke quartzzeuse. Les éléments sont très peu usés et mal classés.

Le faciès est subordonné aux siltites, auxquelles il passe sans transition en petits bancs déci- à pluridécimétriques, souvent lenticulaires, de roche gris verdâtre au toucher rugueux. Sauf là où la schistosité est bien marquée, siltites et petits bancs de wackes sont tendres et très altérables, donnant des zones basses à relief mou.

Ces faciès sont observables en de très nombreux points, mais les affleurements sont généralement médiocres. On peut toutefois citer quelques affleurements permanents : au Nord-Est, les rochers au Nord de la Bouère ; d'anciennes carrières derrière les maisons du Port-de-Messac ; la tranchée du chemin de fer au Breil-de-Tréguily ; les anciennes carrières du Moulin-Alain (Pipriac).

**bG. Grès-quartzites.** Ce sont encore des wackes quartzzeuses, mais où la proportion de grains détritiques supérieurs à 50  $\mu\text{m}$  est nettement plus élevée par rapport à la matrice silteuse. Les fréquentes recristallisations en silice microcristalline de la matrice et l'accroissement des

grains grossiers, peuvent donner finalement un faciès de grès-quartzite à ces roches gréseuses gris clair. Les éléments sont les mêmes que pour les wackes quartzzeuses, avec grains de phtanite plus évidents (« grès poivre et sel ») et moins de micas (muscovite encore présente, mais biotite très rare). L'oxydation de pyrite secondaire donne souvent à ces grès une bordure d'altération rouge. Si la plupart des éléments sont anguleux, il apparaît dans ces faciès des grains plus gros, arrondis; le tout n'est pas classé.

Les grès-quartzites se présentent en séquences de plusieurs bancs décimétriques à métriques, pouvant être lenticulaires, en « miches », passant brutalement aux siltites encaissantes et souvent associés aux poudingues de type Gourin. Leurs relative dureté et résistance à l'érosion font de ces roches l'ossature de collines, où leurs débris couvrent de larges surfaces en pierres volantes.

Les meilleurs affleurements sont ceux où les grès-quartzites coexistent avec les conglomérats type Gourin : carrières au Sud du Bois-Gory (Pipriac) par exemple.

**bP. Conglomérats type Gourin.** Des niveaux lenticulaires conglomératiques apparaissent de manière récurrente dans la région. Les galets sont essentiellement de quartz blanc, avec quelques microquartzites noirs dont des phtanites, et de très rares grès ou quartzites; ils sont bien roulés, en général bien classés au sein d'un même banc; on observe parfois des galets « mous » de siltites sous-jacentes dans le conglomérat près de la base des bancs. Ces galets ne présentent pas d'orientation préférentielle d'origine sédimentaire. La matrice est de nature et de proportion variables, la roche pouvant se présenter comme (1) une siltite grossière à graviers; (2) un grès-quartzite à galets; et (3) un conglomérat à petits galets (5 mm de diamètre) presque jointifs ou à matrice silto-gréseuse subordonnée, le plus typique de ce qui est connu dans tout le Massif armoricain sous le nom de « Poudingue de Gourin ».

Dans le type (1), des graviers roulés dispersés, au plus centimétriques, constituent des accidents décimétriques à métriques plus ou moins diffus au sein des ensembles silto-wackeux. On peut voir ce type dans la berge du ruisseau au Sud-Est de Brain (Guipry) ou bien sur la colline de Brambé (Carentoir).

Dans le type (2), des galets pluricentimétriques apparaissent dans des bancs de grès-quartzite, dont ils constituent un faciès subordonné sous forme de bouffées, lentilles et petits bancs de puissance métrique et d'extension parfois décamétrique, à contact franc avec le contexte silto-wackeux. Citons pour illustrer ce type : le fossé de la D 773, 400 m au Nord de la Guichardaie (Carentoir), ou bien le fossé d'un chemin à 1 km au Nord-Est de Chantemelle (Lieuron).

Le type (3) forme des bancs, toujours lenticulaires à une certaine échelle, dont la puissance peut atteindre 15 m, et l'extension plusieurs

hectomètres. Ces bancs de poudingue grossier apparaissent brutalement, avec surfaces de contact nettes surtout à leur base, et parfois ondulées, dans différents niveaux de la formation silto-wackeuse. Ils alternent ou non avec des grès-quartzites, et contiennent souvent eux-mêmes des lentilles de faciès fins silto-gréseux. De bons points d'observation de ce type sont des anciennes carrières : entre Linel et Noyal (Sixt); au Bois-Gory (Pipriac); au Nord-Ouest de la Bimais (Guipry); 700 m au NNW de Balac (Langon).

Dans un niveau donné de la formation, le poudingue se présente en plusieurs corps lenticulaires récurrents et qui se relaient aussi en extension horizontale. Bon affleurement à voir : D 773 au carrefour du Tertre-de-Haut (Carentoir).

Plus durs et résistants que les grès-quartzites, les poudingues boursouflent la plaine briovérienne de petits reliefs allongés et de crêtes rocheuses entourées d'épandages de galets, servant souvent de socle à des symboles religieux (calvaires, statues de la Vierge ou de saints).

**Conditions de dépôt des formations briovériennes.** Ces sédiments sont caractérisés par :

- une nette immaturité de texture, accompagnée par une très faible usure des éléments détritiques dans les faciès de siltites, wackes et les grains des grès-quartzites ;
- une certaine immaturité de composition : aux grains de quartz, roches microquartzitiques et muscovites, s'ajoutent ici quelques rares plagioclases et biotites ;
- des alternances fréquentes à caractère rythmique de faciès plus ou moins fins, siltites et wackes, ceci à toutes les échelles ;
- l'apparition, dans cet ensemble, de niveaux et corps lenticulaires peu épais et plus ou moins étendus, à graviers ou galets roulés, le contact étant tranché, au moins vers le bas, avec le contexte silto-wackeux où ces galets ont été redéposés après avoir subi un épisode alluvial.

La puissance des formations briovériennes est inconnue.

L'observation de ce Briovérien dans un cadre plus large en Bretagne centrale a conduit C. Le Corre (1978) à imaginer « ...une sédimentation épicontinentale rapide et instable, résultat de la démolition d'une chaîne peu éloignée, soumise à une érosion très intense. Des fleuves côtiers à régime variable étalent des cailloutis dans des zones estuariennes pouvant être temporairement émergées. » Cet auteur n'exclut cependant pas que la sédimentation rythmique puisse être l'indice de courants de turbidité. Sur la feuille Pipriac, les grès n'ont pas la maturité de texture qu'on pourrait attendre de roches formées de sables de mer peu profonde où le transport se fait avec vannage des fines. En revanche, la relative maturité de composition indique un certain éloignement des sources, moindre que sur la feuille Bain-de-Bretagne plus à l'Est. Il n'a pas été observé de figures d'émersion sur

cette feuille, et les vrais poundings de Gourin (type 3) n'y coexistent pas avec des figures de sédimentation contournées dans les siltites.

Il semble que l'hypothèse du comblement d'un bassin par des turbidites soit à prendre en considération. On se trouverait ici dans un domaine de turbidites distales à remplissage longitudinal, avec corps très allongés grés-conglomératiques, rechargés de place en place (à l'échelle du bassin) par des sables et galets d'origine alluviale déposés dans les chenaux qui parcourent les cônes de turbidites alimentant le bassin. En Normandie et Bretagne du Nord, des sédiments de cette nature ont été identifiés.

### ***Briovérien à Arénig (?)***

**b-02. Groupe de Bains-sur-Oust : microconglomérats, grès feldspathiques, siltites.** L'ensemble des « Schistes et arkoses » de Bains-sur-Oust occupe, d'Est en Ouest, une vaste région à faible relief comprise entre le massif granitique de Lanvaux et la bande sud de la Formation d'Angers—Traveusot.

Le contact entre le Groupe de Bains et les schistes de la Formation d'Angers—Traveusot est bien visible au confluent de l'Oust et du ruisseau du Mothay au Nord-Est de Port-Corbin, le long d'un chemin de terre. Des grès séricitiques blancs sont surmontés par des schistes grisâtres à schistosité de flux masquant complètement la stratification. La présence de niveaux d'arkose à proximité du contact avec les formations supérieures (« Schistes d'Angers » dans la région) semble être une règle générale (Plaine *et al.*, 1981 ; Rouillé, 1984).

Par contre, le contact sud avec le granite semble beaucoup plus controversé : le granite a-t-il développé un métamorphisme de contact dans les schistes encaissants ? J.J. Chauvel met en évidence, à la Rouardais (Ouest de Bains-sur-Oust), un fort métamorphisme thermique, par la présence, dans des schistes en contact avec le granite, de nombreux cristaux de cordiérite et d'andésine (Chauvel, 1960). P. Rouillé (1984) trouve de l'andalousite à Saint-Julien-en-Renac. Cependant, une lame mince taillée dans des schistes au contact avec le granite, à 200 m environ à l'Ouest du pont de la Rouardais (Chauvel, *ibid.*), ne montre aucune évidence de métamorphisme. Ce schiste, déformé à l'affleurement, est en contact par faille avec le faciès mylonitique du granite.

Aucune succession n'a pu être définie et aucune faune n'a été trouvée dans la bande d'affleurements des « Schistes et arkoses ». Au Port-Corbin en Bains-sur-Oust, une falaise bordant l'Aff montre des alternances métriques de grès grossiers feldspathiques et de siltites grisâtres typiques de cette formation. Au moulin de Saint-Julien en Renac, en bordure de la D 177, affleurent des schistes et grès feldspathiques rubanés, d'un faciès assez voisin des siltites et wackes du Briovérien

de Bretagne centrale. Localement, en pierres volantes, on observe des faciès de microconglomérats silicifiés.

**br. Brèche silicifiée polygénique de la Boulais et de Timouy.** Le « filon de microgranulite » dit de Timouy, figuré sur les anciennes éditions de la carte Redon à 1/80 000, visible au bord du marais à 500 m à l'Est de la Boulais en Sainte-Marie, est en fait une brèche de faille silicifiée polygénique. À la Boulais, c'est un mélange de quartz bréchique et de grès géodique hématisé, soulignant un contact anormal entre un microconglomérat feldspathique au Sud et un ensemble gréso-schisteux au Nord ; la faille a une direction N145°E et un pendage de 75° vers le Nord-Est.

Cette brèche de faille se retrouve à 1 km plus au Nord, au bord du marais près de Timouy, où elle est formée d'une roche sédimentaire à grain fin constituée de quartz et de phyllites (muscovite et chlorite). La silicification est aussi importante et les géodes quartzzeuses sont remplies d'oxydes de fer (hématite). À Timouy, la brèche a une direction N15°E et un pendage de 70° vers le Sud-Est. La liaison entre les deux affleurements n'a pu être établie.

Une source pérenne coule au pied de la brèche de la Boulais. Le caractère de brèche de faille avait déjà été confirmé par A. Faure-Muret en 1944, qui la mettait en relation avec l'affaissement des marais de Gannedel.

## Paléozoïque

### Ordovicien

**Arénig. Formation de Pont-Réan** (puissance : 20 à 200 m)

La Formation de Pont-Réan, définie par M. Delage (1877), comprend les sédiments de base du Paléozoïque discordants sur le Briovérien et situés sous la Formation du Grès armoricain. Les dépôts composant cette formation s'organisent en prismes sédimentaires se développant en domaine continental ou à l'interface avec le domaine marin (Bonjour, 1988). L'évolution de la sédimentation s'inscrit dans une séquence transgressive comprenant à la base des faciès conglomératiques et des grès, auxquels succèdent des siltites rouges dans lesquelles sont interstratifiés de nombreux niveaux volcanoclastiques (Quété *et al.*, 1972 ; Quété et Chauvel, 1974 ; Quété, 1976).

o2P. **Conglomérats type Montfort** (0 à 30 m ?). C'est un faciès grossier de la base de la Formation de Pont-Réan. Il jalonne la discordance entre le Briovérien et le Paléozoïque. C. Klein (1959, 1960) identifie un poudingue particulier dans la région de La Gacilly : le poudingue de « Haute-Bardaie ». Ce poudingue a un faciès mixte : association de galets de grès type Montfort et de galets de quartz type Gourin dans un ciment schisto-gréseux à schisteux, permettant de le différencier

des poudingues de type Gourin vrais (Briovérien). Le poudingue « Haute-Bardaie » occupe la même position stratigraphique que les conglomérats de type Montfort auxquels on le voit passer latéralement entre La Gacilly et le Bois-Baron.

Ces conglomérats polygéniques peuvent se présenter surtout dans les niveaux de base de la formation, mais aussi plus haut en dépôts récurrents.

La matrice représente de 20 à 50 % du volume de la roche. Composée de quartz anguleux plus ou moins silicifié secondairement, séricite, chlorite, elle peut varier d'un pôle gréseux à un pôle silto-pélitique. Les gros éléments proviennent des terrains briovériens sous-jacents : siltites, wackes gréseuses, grès-quartzites, poudingues de type Gourin en galets ou quartz et microquartzites en provenant. Le conglomérat est souvent rougeâtre, pigmenté par des granules d'oxydes de fer.

Ces faciès sont diversement répartis géographiquement et verticalement selon trois unités ou zones d'affleurement ; leur épaisseur, composition et caractères particuliers méritent une description détaillée.

● **Nord-Est de Lohéac.** Un niveau conglomératique, presque continu, existe à la base de la formation, depuis le Nord de la Bouère jusqu'à l'Est de la Perdrilais et près de la limite avec la feuille Guer (Nord de la Nichonnaie et D 177). Les galets de quelques centimètres, surtout de quartz et microquartzite mais aussi de fragments silto-wackeux, sont cimentés par une matrice dont la nature gréseuse ou silteuse est identique aux couches faisant suite, avec disparition progressive des galets. Son épaisseur est au plus de 2 à 3 m.

● **Synclinal de Réminiac.** On n'y observe pas de niveaux conglomératiques bien développés, mais seulement des passées à galets pluricentimétriques de quartz et roches briovériennes dans les faciès gréseux ou silteux. Ces occurrences sont rares, à des niveaux quelconques, et de très faible extension (bois au Nord de Quelneuc, par exemple, près de la cote 84).

● **Synclinal de Malestroit.** De l'Ouest jusqu'à la hauteur de Sixt-sur-Aff, le conglomérat est discontinu à la base des schistes pourprés (O2B), puissant de quelques mètres, à galets au plus pisaires de quartz et roches briovériennes. Les principaux affleurements sont à La Gacilly et au Sud de Trégaret. De Sixt jusqu'à la D 67, on rencontre quelques galets, surtout de quartz, centimétriques, localement dispersés dans les siltites. Plus à l'Est, le plissement d'axe N105°, à faible plongement E, laisse affleurer largement cette formation. Faiblement ondulée en synclinorium au Sud de la ride anticlinale briovérienne de Saint-Just, elle se retrouve au Nord de celle-ci en fond de synclinaux fermés vers l'Ouest, dont il ne reste localement que de minces buttes-témoins.

Le faciès conglomératique y est fréquent à la base de la Formation de Pont-Réan, le plus souvent sous les siltites type le Boël (02B), mais il se retrouve aussi en récurrences plus haut dans ces siltites. À la base, il peut atteindre 30 m d'épaisseur (Nord de l'étang du Val, D 177 au Nord du carrefour avec la D 54) mais se présente le plus souvent en gros bancs totalisant de quelques mètres à une dizaine de mètres. On peut le rencontrer pratiquement en continu, au même niveau, sur plus d'un kilomètre (Bocadève—Cojoux, Nord-Est de Saint-Just, Sud de la Porte). C'est un faciès à matrice silteuse. Les galets de poudingue de type Gourin, ou de ses éléments isolés, plutôt trapus et bien roulés, sont plus petits. Les galets de grès-quartzite et wacke quartzeuse, souvent sombres, dominant. Ils sont anguleux à coins émoussés et peuvent mesurer jusqu'à 50 cm au Sud de la Porte. Aplatis et étirés dans la schistosité, leur grand axe plonge en moyenne de 10° à l'Est. Le passage aux siltites type le Boël est progressif vers le haut, avec des siltites à galets dispersés. Dans les niveaux récurrents, les galets mieux roulés, plus petits, sont surtout de quartz et micro-quartzite en provenance des conglomérats de type Gourin ; ils apparaissent progressivement dans les siltites et forment des bancs au plus métriques (Ouest de Parsac, Sud de Saint-Just).

02C. **Grès grossiers type Courouët** (0 m à pluridécamétrique?). Ce faciès se présente en continuité apparente avec les poudingues de type Montfort mais on le trouve en récurrences dans le faciès type le Boël. C'est un grès souvent violacé, gris, beige ou vert, assez grossier (wacke sublithique), hétérogranulaire (quartz : 60 à 90 % ; éléments lithiques sombres : 5 à 15 %). Le ciment est microquartzitique à cherteux, peu micacé (micas blancs). Les minéraux accessoires sont le zircon, le rutile, la tourmaline, l'ilménite, la magnétite ou la limonite.

La maturité de composition de ces grès est héritée des caractéristiques pétrographiques du Briovérien sédimentaire sous-jacent, et donne l'image d'une région-source très restreinte géographiquement.

Conformément à sa répartition régionale, on ne trouve ce faciès dans la Formation de Pont-Réan qu'au Nord de la carte, plus près de sa localité-type :

— au Nord-Est, il est fréquent, associé aux conglomérats et aux siltites rouges, sans position stratigraphique particulière par rapport à ces faciès ;

— au Nord-Ouest, il apparaît plutôt vers la base de la formation et se présente en bancs pluridécamétriques interstratifiés avec les siltites : ancienne carrière 700 m au Nord-Ouest de Quelneuc, où les grès reposent sur une surface ondulée de siltites ; ou ancienne carrière, 300 m à l'Ouest de la Huais-de-Haut, où ils sont surmontés de siltites auxquelles ils passent progressivement par un faciès lité alternant. Ailleurs, il est peu fréquent, en variation locale des siltites, à un niveau quelconque. Toutefois, au coin nord-ouest de la feuille et au Sud-Ouest de Trignac, le grès paraît mieux développé à la base de la formation.

La puissance maximale de ce faciès est mal connue ici, évaluée à quelques dizaines de mètres sur les feuilles voisines. C'est un grès dur, assez grossier, mal classé, gris-vert, blanchâtre ou rougeâtre, composé d'une matrice cristallisée quartzo-cherteuse, peu sériciteuse, d'importance variable par rapport aux éléments détritiques plus grossiers (millimétriques ou plus) de quartz anguleux ou arrondis ou d'origine volcanique (corrodés, esquilleux), avec débris de micro-quartzite, phtanite, siltite, volcanite aphanitique et minéraux (muscovite, biotite, tourmaline, zircon, rutile, ilménite, oxydes de fer). On peut le ranger parmi les wackes quartzéuses.

**02B. Siltites grossières violacées ou grises, type le Boël (0 à 150 m ?)**  
Ce sont des sédiments très riches en quartz et micas blancs. Ce terme constitue l'essentiel, soit 80 à 90 %, de la Formation de Pont-Réan dans les trois secteurs d'affleurement, et peut atteindre 150 m d'épaisseur.

Ce sont généralement des bancs massifs, pluridécimétriques à métriques, d'une roche siliceuse dure, grossièrement schistosée, en dalles à surfaces bioturbées caractéristiques, de couleur généralement rougeâtre, lie-de-vin, pourpre, violacée, d'où les appellations courantes de « schistes pourprés » ou de « dalles pourprés ». Cette coloration est due à des pigments d'hématite abondants; elle peut être assez couramment panachée par une couleur verte en taches ou à tendance dominante, due à une réduction du fer. Ils perdent leur couleur caractéristique à cause du métamorphisme thermique lié à la mise en place de granites dans la région de La Gacilly, et deviennent violet sombre gris à noir. Il s'y développe localement des taches millimétriques chloriteuses visibles dans la carrière de Trégaret (cf. « Métamorphisme »).

Le faciès banal typique est une siltite grossière assez bien classée, à matrice recristallisée de quartz-« séricite »-chlorite (40 à 80 % de la roche). Les éléments figurés sont surtout des grains de quartz (50  $\mu$ m), pouvant être d'origine volcanique, anguleux ou arrondis, étirés, de rares fragments de microquartzite et de phtanite micacé, des micas, zircons, tourmalines, minéraux opaques. La distribution inhomogène des grains de quartz crée des microlentilles à contour plus ou moins net, amygdales ou bouffées millimétriques à centimétriques, et donne la texture œillée la plus souvent observée. Ce faciès peut varier à toutes échelles vers un pôle plus gréseux (Courouët) ou plus fin (moins fréquent).

Dans le coin nord-est, à 175 m de la Bouère, dans la vallée, de petits fragments de brachiopodes ont été observés à l'œil nu dans un faciès fin de siltite, de même que des fragments microscopiques de possibles tests dans un faciès typique œillé à 800 m au Nord-Ouest de Quelneuc (unité de Réminiac), sur le chemin de la Poupinaie. Bien que non identifiés, ces fossiles témoignent d'une activité organique, au même titre que les structures tubulaires plus ou moins jointives, perpendiculaires à la stratification, traces de vers marins (*Tigillites*

ou *Skolithes*). Ces dernières sont assez répandues dans un faciès silto-gréseux de la formation, au Nord et Nord-Ouest de la Bouère, sur les hauteurs (faciès Pomméniaç).

**Σ. Volcanoclastites acides, type Tréal.** Dans l'unité du Boël, des niveaux de volcanites ont été signalés, entre autres :

- cinérites associées à des grès grossiers à la Vallée en Saint-Just (affleurement dans le hameau et volantes dans les champs à l'Ouest);
- affleurement de cinérite au Nord-Ouest de Parsac en Saint-Just;
- matériel volcanique (albitite) dans un chemin au Nord de Trohinat-du-Bas en Sixt-sur-Aff.

**KM. Formation de Marsac : laves, volcanoclastites, volcanites.** La feuille Pipriac est riche en manifestations volcaniques acides, dans le Briovérien et à la base du Paléozoïque. La plupart sont localisées dans le quart nord-ouest de la carte, surtout dans le synclinal de Réminiac où elles constituent la Formation de Marsac : laves, volcanoclastites et roches filoniennes associées. En dehors de cette zone, des volcanoclastites se trouvent associées aux sédiments de la Formation de Pont-Réan : dans le coin nord-est et dans la bande sud.

La Formation de Marsac constitue une zone à relief mou au pied du Grès armoricain, topographiquement dominée au Nord-Est par les schistes pourprés ou passant doucement au Briovérien ou aux schistes de la Formation d'Angers—Traveusot ailleurs.

C'est un complexe volcanique, composé de coulées de laves mêlées à des volcanoclastites subordonnées, dont on ne connaît pas l'architecture avec précision. Le sondage minier LTH 16 (BRGM, 1984), au Nord-Est de la borne géodésique 106, a été arrêté à 252,50 m toujours dans les volcanites.

Les rares bons affleurements, localisés surtout au Sud du Mur et le long de la D 773, montrent une roche massive ou à débit décimétrique à pluridécimétrique selon deux familles de diaclases orthogonales, orientées comme le synclinal (NW-SE) ou perpendiculaires (NE-SW). Ailleurs, la roche est identifiée par des pierres volantes, des pointements plus ou moins altérés, et par des sondages qui prouvent la présence des laves et clastites de la Formation de Marsac sur le flanc sud du synclinal de Réminiac.

La roche est généralement gris verdâtre ou bleuâtre, plus claire à l'altération. Les laves présentent un fond aphanitique plus ou moins riche en phénocristaux de feldspath blanc rosé, microtaches sombres de chlorite et petits quartz. Les clastites, d'un aspect plus hétérogène, restent fines et difficiles à distinguer des laves, dont certains faciès présentent des caractères ambigus.

Les échantillons de laves étudiés en lame mince sont tous à classer dans le type « A » (Quété, 1975) :

- mésostase quartzo-feldspathique et chloriteuse, microcristalline à felsitique, résultat de dévitrification d'un verre;
  - microlites d'albite non orientés;
  - 2 à 40 % de phénocristaux : surtout albite plus ou moins séricitisée et allongée, toujours présente, parfois en groupement de cristaux, avec ou sans quartz globulaire et/ou biotite chloritisée;
  - minéraux opaques : hématite-limonite, ilménite-leucoxène, rutile;
  - minéraux accessoires : apatite, zircon.
- On peut parfois observer des textures bréchiques ou fluidales.

Les volcanoclastites les plus typiques (le Mur, les Vignes) sont formées d'une mésostase felsitique contenant des fragments (5 mm) des laves précédentes et des phénocristaux cassés d'albite, de quartz automorphe corrodé, de biotite chloritisée; elles présentent quelques textures fluidales.

La composition chimique moyenne des laves (Quété, 1975) montre une forte teneur en silice (> 67 %), en alumine (près de 16 %), un rapport soude/potasse supérieur à 4, très peu de chaux, peu de ferromagnésiens (tabl. 1). Ces laves sont des kératophyres sodiques et forment une série continue dont la composition va jusqu'à un pôle dacitique, plus connu sur la feuille Malestroit, dans la partie occidentale de la formation volcanique du synclinal de Réminiac.

SiO <sub>2</sub>	67,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74
Fer total	5,12
MnO	0,04
MgO	1,49
CaO	0,35
Na <sub>2</sub> O	5,23
K <sub>2</sub> O	1,09
TiO <sub>2</sub>	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—
Perte au feu	3,36

**Tableau 1 - Analyses chimiques des albitophyres de la Formation de Marsac (moyenne des laves à composition chimique de kératophyre, type « A »).** Analystes : F. Vidal et J. Cornichet (institut de géologie de Rennes)

De précieux renseignements ont été fournis par les sondages miniers BRGM quant à la position stratigraphique des volcanites de Marsac :

- LTH 16, déjà cité, montre près de 100 m de laves recouvertes par 86 m de Grès armoricain. Contact non précisé;
- LTH 12 (à mi-chemin entre la Telhaie et la Ville-Louis) traverse 127 m de laves limitées à la base par une surface ondulée, sur des schistes fins couleur mastic à lentilles gréseuses et taches de chlorite, qui passent progressivement aux schistes pourprés caractéristiques reconnus jusqu'à la fin du sondage à 305 m;
- LTH 17 (en limite nord-ouest du village de la Telhaie) reste dans les volcanites pendant 50 m, puis dans des schistes plus ou moins

gréseux (Formation de Pont-Réan et/ou Briovérien) jusqu'à son arrêt à 150 m de profondeur.

Si le passage des volcanites aux formations sédimentaires encasantes n'a pu être approché dans de bonnes conditions en surface, les observations faites permettent toutefois, avec l'appui des sondages, de préciser que :

— la Formation de Marsac est surmontée par le Grès armoricain ; au Sud-Ouest, elle est en contact par faille avec la Formation d'Angers—Traveusot ;

— elle repose soit sur le Briovérien, soit sur la Formation de Pont-Réan lorsqu'elle existe, comme au Nord-Est du synclinal, et affleure de manière continue du Mur à la Telhaie, puis discontinue plus au Nord-Ouest. Dans ce dernier secteur, le découpage de la Formation de Pont-Réan peut s'expliquer, selon les cas, par des lacunes de sédimentation, ou par la combinaison du plissement avec la fracturation tardive et l'érosion différentielle.

Une datation U/Pb sur zircons des laves de Marsac a donné un âge imprécis du fait du faible nombre de rapports mesurés, soit  $486 \pm 28$  Ma (Guerrot *et al.*, 1992). La fourchette encadre l'âge de  $465 \pm 1$  Ma mesuré dans des volcanites interstratifiées dans les schistes rouges de la Formation du cap de la Chèvre (Finistère), équivalente de celle de Pont-Réan (Bonjour *et al.*, 1988), donc d'âge arénigien.

La Formation de Marsac paraît donc être un édifice volcanique globalement contemporain de la fin du dépôt de la Formation de Pont-Réan, qu'il recouvre localement et remplace ailleurs.

**Kbr. Brèche kératophyrique de la Grée-Mareuc.** Dans le Briovérien autour du synclinal de Réminiac, on trouve de nombreux affleurements de roches volcanoclastiques et intrusives acides à la Grée-Mareuc et à Télian. Près de ces deux hameaux du coin nord-ouest, affleure une brèche en concordance apparente avec les siltites briovériennes, formant un banc lenticulaire plurimétrique allongé sur 150 m (Télian) et plus de 600 m à la Grée-Mareuc, où il est tout proche des grès de Courouët (Formation de Pont-Réan).

À la Grée, c'est un conglomérat à éléments plutôt anguleux, en vagues bancs plus ou moins grossiers, d'origine surtout volcanique : matrice de wacke quartzeuse à quartz, albite, séricite, chlorite ; éléments non classés de toutes les dimensions : lave felsitique chloriteuse à microlites d'albite, biotite chloritisée, quartz automorphe, apatite, lave vitreuse plus ou moins recristallisée riche en quartz arrondi, tuf cristallisé à clastes d'albite et quartz, roches sédimentaires briovériennes (siltites, wackes quartzieuses à plagioclase, grès-quartzites), quelques muscovites, quartz, plagioclases isolés.

À Télian, un conglomérat semblable contient des passées d'une roche claire très dure, à grain fin, voisine de la matrice de la brèche, à rares débris de quartz, quartzite, plagioclase et muscovite plurimil-

limétrique, avec une texture en fuseaux de grain plus ou moins grossier, évoquant une fluidalité. Selon Y. Quété (1975), il s'agirait d'une brèche volcanique épicyclastique : remaniement d'une brèche d'explosion (coulées boueuses?).

**Volcanoclastites diverses.** D'autres sortes de roches, probablement de cette même origine, ont été rencontrées :

— *tufs felsitiques*. Sur la butte à l'Ouest du Moulin-de-Marsac, sur celle au Nord de la Bigotaie, et près du moulin du Pont-de-la-Fosse, on trouve une roche à aspect de grès-quartzite clair, composée d'une matrice felsitique sériciteuse emballant surtout des grains de quartz ou des amygdales de quartz en mosaïque engrenée, des plages allongées sériciteuses (ex-plagioclases?) et localement des biotites chloritisées, débris lithiques (siltites briovériennes) et zircons détritiques. De grosses apatites et chlorites secondaires (?) s'y ajoutent au Pont-de-la-Fosse. Des roches de même nature, mais plus schistosées et à faciès volcanique plus marqué, forment un alignement SW-NE entre la Guichardaie et la Chauvelais ;

— *felsites*. Au Sud-Est de Poteau, au Sud-Ouest de Paingrain et au Nord-Ouest de Grée-Brunel, on rencontre sur quelques dizaines de mètres, parmi les siltites briovériennes, des pierres volantes de roches fines, dures, grises à vert pâle ou beiges, schistifiées comme les siltites. Ce sont des felsites à quartz et séricite, à texture réticulée orientée par des traînées de séricite-chlorite et de très nombreuses microlentilles plus riches en quartz. Il pourrait s'agir de cinérites recristallisées, toujours du même épisode que la Grée-Mareuc ;

— *roches filoniennes*. Une quarantaine de pointements recensés, de quelques mètres carrés à plus de 120 m de long et 5 m de large (la Rabinais), montrent une roche en moyenne plutôt claire, microgrenue porphyrique. On les trouve au Nord-Ouest de Coëtbo, en chapelet entre la Barbotais et la Barriais, et surtout dans une bande qui semble prolonger vers l'Est, puis le Nord-Est jusqu' autour de Saint-Séglin, la zone du volcanisme de Marsac.

La plupart de ces roches ont la même composition globale et les mêmes variations minéralogiques que les laves « A » de Marsac, mais une texture moins lavique :

— mésostase felsitique à microgrenue avec quartz, plagioclase, chlorite et/ou séricite ;

— phénocristaux (millimétriques à centimétriques) plus ou moins abondants (3 à 30 %) : présence constante d'albite, souvent en agrégats de cristaux et plus ou moins séricitisée ; avec ou sans quartz automorphe, globulaire, plus ou moins corrodé ; avec ou sans biotite plus ou moins chloritisée contenant rutile et/ou zircon ; apatite, ilménite-leucoxène accessoires.

Analyses chimiques à l'appui, Y. Quété en fait des kéraatophyres sodiques. Il signale deux exceptions :

— dans le secteur sud-est de la Roussellais affleure une roche qui diffère des pointements de roche « A » situés au Sud et Sud-Ouest du

village. Gris-vert foncé, composée d'une mésostase quartzo-feldspathique microgrenue riche en chlorite et opaques, elle présente surtout des phénocristaux d'oligoclase souvent zonés, de biotite chloritisée, très rarement de quartz. Sa composition chimique est voisine d'une lave de type « B », dacitique ;

— la roche de la Rabinais, d'aspect voisin des kéraatophyres « A », est au contraire très riche en quartz porphyroblastiques, avec une teneur en silice supérieure à 70 % et de très faibles teneurs en Ca, Fe, Mg, Ti.

De nombreuses observations montrent que ces roches sont intrusives en dykes ou plus souvent subconcordantes, en sills, dans le Briovérien, avec faciès de bordure aphanitique à microenclaves de siltite et épontes légèrement cornéifiées ou rubéfiées. Autour de la Roussellais, il semble que l'on ait affaire à un appareil plus important, de forme et composition plus complexes que les autres simples filons. La parenté chimique et minéralogique avec les laves de l'unité de Réminiac, et l'apparente continuité géographique, suggèrent que ce système filonien pourrait être celui, ou partie de celui, qui a alimenté le volcanisme de Marsac (hypothèse Barrois et Pruvost, 1933). Des faciès analogues ont été notés à plus longue distance de l'unité de Réminiac, en place dans la Formation de Pont-Réan :

- dans l'angle nord-est de la feuille, au Nord de la Bouère ;
- dans le village de Beaucel en Saint-Ganton, où la Formation de Pont-Réan présente un ou plusieurs niveaux de roches tufacées vert clair ;
- à l'Est de Bocadève (Ouest de Saint-Just), dans la carrière de Parsac ; et en de nombreux autres points.

Felsites, cinérites, tufs et brèches fines correspondent aux volcanoclastites de la « bande de Tréal » décrites par Y. Quéty dans l'unité de Réminiac (feuille Malestroit). Il s'agirait donc des produits d'un volcanisme explosif contemporain de la sédimentation de la Formation de Pont-Réan, peut-être une phase du volcanisme acide de Marsac.

Par ailleurs, sous l'inscription « moulin » du Moulin-de-Bas (Ouest du Vieux-Bourg) sur la carte à 1/50 000, on trouve, sur un chemin, une roche microgrenue isogranulaire à quartz-albite-chlorite-zircon, qui pourrait être un albitophyre. On ne connaît pas ses relations avec le contexte, mais on retrouve des roches semblables en variations lenticulaires dans certaines laves de Marsac carottées près de la Telhaie.

**Discordance Briovérien—Formation de Pont-Réan.** À l'Est de la route Lannée—Bocadère, un peu au Nord-Est du château de Bézylles-Bois, une ancienne carrière permet d'observer un ensemble subvertical constitué de schistes verts (argileux), dans lequel s'intercalent des bancs de grès et un banc de poudingue type Gourin à galets de quartz caractérisant le Briovérien. Cet ensemble est coiffé par un autre banc de poudingue type Montfort à galets de grès et galets de

poudingue de Gourin auxquels font suite, vers le Sud, des schistes et des grès rouges.

Entre ces deux ensembles existe une importante discordance angulaire des plans de stratification (Chauvel, 1960 ; Chauvel et Philippot, 1961) : l'ensemble inférieur (Briovérien) a une direction N130° à pendage subvertical tandis que l'ensemble supérieur (poudingue de type Montfort), de direction comparable (N135°), à des pendages moins importants. Cette discordance angulaire entre les ensembles briovériens et paléozoïques est variable en orientation et en amplitude.

**Arénig moyen. Formation du Grès armoricain** (puissance moyenne : 520 m)

Cette formation n'affleure bien qu'en bordures de vallées (vallées de la Vilaine, de l'Aff). Sa division en trois membres, caractéristique des synclinaux du Sud de Rennes (Kerfone, 1912-1919), est bien exprimée à l'Est de la carte, entre la Vilaine et le Canut ; à l'Ouest, la formation évolue en une unité homolithique gréseuse par évolution latérale de faciès et/ou lacune sédimentaire partielle des deux membres supérieurs.

Faisant suite en concordance apparente à la Formation de Pont-Réan, elle apparaît cartographiquement discordante localement sur le Briovérien aux abords de la Vilaine.

La Formation du Grès armoricain se subdivise en un membre gréseux inférieur (« grès armoricains inférieurs ») armant les collines les plus élevées de la région, un membre silto-gréseux intermédiaire (« schistes intermédiaires » ou Membre de Congrier) affleurant très rarement et marquant une petite dépression séparant les deux membres gréseux, et un membre gréseux supérieur (« grès armoricains supérieurs »).

Le caractère original du Grès armoricain réside dans :

- sa grande extension régionale et le volume important des dépôts dont la provenance reste hypothétique : démantèlement d'une cordillère septentrionale (Chauvel, 1968) ou distribution par autoremaniement, sur une plate-forme sous-aquatique peu profonde, d'un stock sableux disponible *in situ* et déjà relativement évolué (Guillocheau et Rolet, 1982) ;
- les sédiments « supermatures » de ses membres inférieur et supérieur, son évolution séquentielle complexe et son caractère globalement transgressif (Guillocheau et Rolet, 1982) ;
- ses dépôts épisodiques de minerai de fer.

La récente datation de la Formation de Pont-Réan (Guerrot *et al.*, 1992) situe celle-ci dans l'Arénig ; ceci est cohérent avec l'âge arénigien de la Formation du Grès armoricain, d'autant que la base de la Formation d'Angers—Traveusot qui lui fait suite à été datée de l'Arénig terminal par des gaptolites.

Le Grès armoricain est très pauvre en fossiles, mais très riche à certains niveaux en traces de vie (terriers, pistes).

02a. « **Grès armoricains inférieurs** » : quartzites, psammites, siltites (puissance : 150 à 200 m). À l'exception de la zone de Bœuvres à Boulifard (Est de la Vilaine, Ouest de Quelneuc-Réminiac), et au bois de Baron (Ouest de la Vilaine) où il repose en discordance sur le Briovérien, ce membre fait suite, en concordance et progressivement, à la Formation de Pont-Réan. Il se caractérise par un faciès homolithique essentiellement quartzitique, blanc (gris bleuté en profondeur), à sédimentation rythmique chronique sans granoclassement très marqué et admettant quelques intercalaires silto-pélitiques et/ou psammitiques. Limités par des joints silto-schisteux où l'on peut observer parfois des figures sédimentaires (ripple marks, load casts), les bancs arénacés, d'épaisseur moyenne décimétrique, n'excèdent que rarement un ou deux mètres.

Microscopiquement, ces grès correspondent à des arénites quartzuses, bien classées, à grain fin ( $< 100$  à  $150 \mu\text{m}$ ) engrené, très pauvres en ciment sérícito-chloriteux réduit à un film intergranulaire souvent absent. Au quartz, intervenant pour plus de 90 % du volume de la roche, s'ajoutent quelques micas détritiques (muscovite, phengite, lesquels, parfois abondants, donnent des niveaux psammitiques), et quelques minéraux accessoires (tourmaline, zircon, sphène).

Les épisodes de sédimentation ferrugineuse (Chauvel, 1968) n'affleurent pas sur cette feuille et n'induisent que de faibles anomalies magnétiques. Seul un indice d'argile rouge minéralisée a pu être observé au Haut-Montenac (NNW de Langon), occupant la position de la couche « A » au toit de ce membre.

Aucun fossile n'y a été découvert, mais de nombreuses pistes et traces de vie sont observables, surtout à la base : *Cruziana*, *Daedalus*, *Skolithes*.

Dans le synclinal de Réminiac, la formation est bien continue sur le flanc nord-est de la structure principale (avec le point culminant de la feuille : 123 m entre la Brousse et Larmenais), plus étroite ou oblitérée par des failles sur le flanc sud-ouest, et se prolonge seule vers le Sud-Est suivant l'axe du synclinal. Elle apparaît aussi dans une petite structure secondaire au Sud-Ouest de Saint-Méen. Ses contours sont déterminés d'après les éboulis et l'escarpement caractéristique de ce grès, les affleurements étant très rares et peu intéressants : à Trignac où il est très schistosé, et 300 m au Sud-Ouest des Cormiers, où il est cataclaté, silicifié et injecté de quartz.

Dans le synclinal de Réminiac en général, le Grès armoricain est plutôt réduit par rapport aux synclinaux du Sud de Rennes, dont il ne présente pas la subdivision en trois membres classiques. Il peut comporter à la base un mince niveau de wacke de faciès comparable aux grès de Courouët, mais à meilleure maturité de composition. Sa

masse principale est composée de bancs de grès quartzeux blanc, décimétriques à métriques, avec des intercalations psammitiques riches en muscovite, de même composition essentiellement siliceuse mais à matrice plus abondante et débit planaire lié au mica. Vers le haut, la roche devient plus hétérogène, avec alternances de psammites et siltites diverses et, pour finir, siltites fines micacées, très chloriteuses, très ferrifères et riches en lits de grains de rutile et zircon.

Dans ce secteur, le Grès armoricain repose le plus souvent sur les formations volcaniques de Marsac, comme l'a montré un sondage minier carotté (LTH 16), à mi-chemin entre la Ballue et les Vignes (80 m de Grès armoricain). Il peut aussi recouvrir plus normalement la Formation de Pont-Réan (Sud-Ouest de Trignac, Nord-Ouest de Quelneuc) ou bien directement le Briovérien (de part et d'autre du château d'eau près de la Gilardais). Les contacts n'ont pas pu être observés.

O2b. « **Schistes intermédiaires** » : **pélites schisteuses micacées** (puissance : 0 ? à 120 m). Bien exprimé à l'Est de la feuille, ce membre affleure localement dans une morphologie en dépression et disparaît à l'Ouest du Canut.

Le faciès commun est constitué majoritairement de pélites plus ou moins silteuses et micacées. Les micas détritiques, parfois abondants, sont essentiellement de la muscovite avec traces de biotite. Les minéraux accessoires, tourmaline et zircon, sont rares. Facilement altérables, ces schistes se présentent alors le plus souvent en petites écailles versicolores, ocre, verdâtres, roses, lie-de-vin, qui les distinguent du faciès sain (rare), gris-noir bleuté, proche des schistes ardoisiers.

Ce membre admet habituellement quelques alternances silto-gréseuses millimétriques à décimétriques, parfois à structure entrecroisée, séquences tendant probablement à dominer vers l'Ouest. Certaines d'entre elles, observées en sondage, peuvent être carbonatées à des niveaux stratigraphiques définis (moitié inférieure). La décalcification est toujours complète à l'approche de la surface.

Cette sédimentation correspond à des variations géodynamiques du bassin : approfondissement local et temporaire, modification des courants et des apports détritiques ou variations climatiques. Malgré l'absence de fossiles, mais du fait de l'importance des bioturbations, en particulier des terriers sous diverses formes — laminaires, de surcreusement, condritiformes —, ainsi que des pistes et galeries (Chauvel, 1958 ; Alix, 1966 ; Durand, 1985), le milieu de sédimentation évoque une mer intérieure abritée.

O2c. « **Grès armoricains supérieurs** » : **quartzites, microconglomérats, niveaux à zircon-rutile** (puissance : 0 ? à 200 m). Ce membre marque un retour à une sédimentation arénacée semblable à celle du membre inférieur, avec toutefois des intercalations pélitiques et psammitiques plus fréquentes. Ce sont des quartzites fins (grains < 100  $\mu\text{m}$ ) à quartz

isogranulaire (90 à 100 % du volume de la roche), à muscovite détritique, «séricite» et traces de chlorite. Le passage au pôle pélitique se fait par tous les faciès intermédiaires, sans granoclassement très marqué. De minces lits microconglomératiques à galets phosphatés et tests de lingulidés peuvent s'y rencontrer. En d'autres régions (Bain-de-Bretagne, Châteaubriant, Angers—Trélazé), des niveaux grésocarbonatés, également décalcifiés en surface, ont été recoupés par sondage, en fines alternances et/ou en bancs massifs.

Au Sud de Cranet en La Gacilly et au Nord de Crésiolan en Sixt-sur-Aff, et au contact des schistes de la Formation d'Angers—Traveusot, une succession de grès gris verdâtre et de schistes gréseux lie-de-vin pourrait être interprétée comme un faciès local de o2b-c indifférencié.

Les critères distinctifs par rapport au membre gréseux inférieur peuvent se résumer en :

- l'absence de minéralisation sédimentaire ferrifère ;
- l'existence de niveaux récurrents radioactifs à zircon, rutile et monazite (Alix, 1966 ; Mulot, 1969) ;
- et enfin, la présence, rare, d'*Ogygia armoricana*, fossile caractéristique de ce membre.

Aucun fossile n'a été découvert sur cette feuille. Les traces de bioturbation, localement abondantes, sont identiques à celles du membre gréseux inférieur. L'étude des assemblages de chitinozoaires (Deunff et Chauvel, 1970 ; Paris, 1981) en d'autres régions, et les corrélations avec l'ensemble du Massif armoricain, permettent l'attribution d'un âge arénigien à ce membre.

#### **Arénig supérieur à Caradoc inférieur. Formation d'Angers—Traveusot (puissance supposée : 250 à 400 m?)**

o2c-5a. **Schistes subardoisiers sombres.** Connue également sous le nom de «Schistes d'Angers» ou de «Schistes à Calymènes», cette formation occupe de larges surfaces déprimées. Elle se caractérise par une sédimentation calme de plate-forme, monotone, franchement ouverte au domaine marin. Le passage du Grès armoricain sous-jacent aux schistes se fait généralement par une brève transition en régime d'alternances grésosilteuses.

Le faciès-type correspond, du point de vue granulométrique, à une lutite essentiellement quartzo-séricito-chloriteuse de couleur grise à bleu-noir et à caractère plus ou moins ardoisier. Les éléments figurés sont le quartz (< 50  $\mu$ m, généralement compris entre 10 et 20  $\mu$ m) plus ou moins regroupé sous contrainte en lenticules, les chlorites en fines paillettes néoformées dans la schistosité ou en micronodules, et les micas blancs en grosses lamelles (80-100  $\mu$ m) d'origine détritique (muscovite, phengite) ou en fines paillettes authigènes (phengite, paragonite). Minéraux accessoires : rutile, pyrite mono- ou microcristalline ; plus rarement, à certains niveaux, calcite, phosphates et rares

minéraux lourds (zircon, tourmaline, monazite). Le métamorphisme développe du chloritoïde à certains niveaux chimiquement favorables (Le Corre, 1969b). Une trame interstitielle de produits carbonés et de minéraux ferrotitanés confère à la roche une relative opacité.

La schistosité S1, peu pénétrative dans la partie septentrionale, n'y apparaît le plus souvent qu'au stade d'une schistosité de flux naissante, parfois recoupée obliquement par une faible schistosité S2 de crénulation. Vers l'Ouest de la carte, la schistosité plus intense peut masquer la stratification.

Au cœur de la bande schisteuse de Langon, se prolonge un niveau épisodique à lits grés-quartzitiques à silteux (O2c-5a [1]), micacés, identique à celui désigné, sur la feuille voisine Bain-de-Bretagne (Herrouin *et al.*, 1989), sous le nom de « Grès de l'Épinay » (q). À l'Aunay-Hingan, ce sont des siltites quartzitiques très fines, à micas blancs détritiques, finement rubanées, parfois à structure sédimentaire oblique ou, plus rarement, à profondes surfaces de microravinement. À la Chapelle-de-Gavrain en Renac, ce même niveau à grains isogranulaires (100 à 150  $\mu\text{m}$ ), à lits séricito-chloriteux surmicacés, à zircon et tourmaline, affleure en bancs massifs d'épaisseur plurimétrique.

Ce niveau, qui témoigne d'un réhaussement relatif précaire du fond marin ou d'une reprise d'érosion, se situe dans un milieu pélitique micacé, généralement noduleux, correspondant au niveau classique à *Neseuretus tristani* du Llandeilo. Rares, voire absents au Llanvirn, les nodules semblent ici surtout fréquents dans la zone basale du Llandeilo (la Chapelle-de-Gavrain) et non vers le sommet, comme le plus généralement.

Ces nodules, constitués de pseudo-oolites de chlorite, ont la même composition minéralogique que le minerai de fer oolitique aréginien et sont systématiquement phosphatés. Leur genèse proviendrait d'un brassage hydrodynamique, en zone infratidale, de gels silico-alumineux à l'interface eaux-sédiments, enrobant ou non des débris fossiles (Becq-Giraudon et Trautmann, 1989).

La base de la formation est classiquement marquée par la présence d'un niveau à graptolites (*Didymograptus bifidus*, *D. murchisoni*, *D. stabilis*) parfois associés à des *Orthis* à grosses côtes et de grands trilobites (*Asaphides*), suivi d'un autre niveau à *Orthis* à grosses côtes et tribolites (*N. tristani*, *Synhomanolotidae*) situé à une quarantaine de mètres au-dessus du contact avec le Grès armoricain (Pinguily en La Gacilly, la Glénais en Langon).

La faune habituellement plus riche du Llandeilo n'a livré ici que peu de spécimens de tribolites mal conservés et d'*Orthis*.

Dans la bande sud, de La Chapelle-de-Brain à Glénac, les siltstones sont plus gris et lustrés et présentent un faciès ardoisier. Cette bande est datée du Llanvirn par des graptolites décrits à Beslé (Babin, 1958). Il y manque la partie supérieure de la formation, oblitérée par le CSA (branche nord). Dans le synclinal de Réminiac, elle constitue

le cœur de cette structure, formant une zone relativement déprimée sur le flanc sud-ouest des hauteurs principales du Grès armoricain. Aucun véritable affleurement n'a pu être observé; les pierres volantes et déblais de trous et fossés montrent des siltites micacées (muscovite) sombres, généralement noir bleuté, à débit subardoisier, à nodules de grains de quartz millimétriques et avec des niveaux parfois lenticulaires plus grossiers, toujours riches en muscovite. On trouve localement (Nord de Trignac) des siltites à gros nodules (20 cm) très quartzeux, à pigmentation ferrugineuse (gœthite). La formation succède progressivement au Grès armoricain par alternance de grès fins et siltites grossières, comme l'a montré un sondage carotté (LTH 11) à mi-chemin entre Trignac et les Cormiers: 37 m de siltites, puis alternances jusqu'à 45 m avant le Grès armoricain typique, où l'on reste jusqu'à la fin du sondage (155 m).

### **Caradoc inférieur. Formation du Châtellier** (puissance: 0 à 80 m)

05a. **Grès micacés verdâtres plus ou moins feldspathiques.** Représentée seulement par quelques rares et minces lentilles gréseuses atypiques dans son prolongement oriental sur ce même flanc nord du synclinal (feuille Bain-de-Bretagne), cette formation réapparaît ici discrètement au méridien de Langon, puis s'épaissit progressivement et irrégulièrement vers l'Ouest. Dans la moitié ouest de la feuille, les affleurements se raréfient (Pinguily) et les observations se réduisent aux pierres volantes et à la morphologie en léger relief.

De la Morinais en Langon, où il est exploité dans de petites carrières artisanales, jusqu'à la Piasais en Renac, le faciès est celui d'un grès fin (20 à 150  $\mu\text{m}$ ) subsogranulaire, micacé, de couleur grise devenant verdâtre, rosâtre ou ocre par altération, homogène hormis quelques lits à lamines pélitiques noires et de fréquentes traînées argilo-carbonées noires, à ciment chlorito-ferrifère et/ou séricitique abondant, riche en micas détritiques (muscovite principalement et biotite) disposés en lits plus ou moins fréquents. Ce faciès se caractérise par l'absence des feldspaths rencontrés habituellement à ce niveau. Zircon et tourmaline y sont plutôt rares.

Plus vers l'Ouest, en particulier à la Gautrais, la formation retrouve son faciès immature commun brun verdâtre. Il s'agit d'une arénite quartzeuse (quartz, 80 à 90 % du volume de la roche), homométrique (taille moyenne des grains 80 à 100  $\mu\text{m}$ ), assez bien classée. Le ciment chlorito-ferrifère, pouvant atteindre 15 à 20 % du volume de la roche, montre généralement des phyllites de grande taille (muscovite, biotite plus ou moins chloritisée, chlorite) accompagnées de feldspaths plagioclasiques ou plus rarement perthitiques, qui distinguent cette formation des autres grès paléozoïques, et de rares zircons. Le faciès blanc feldspathique, fréquent plus à l'Est, n'a pas été retrouvé sur cette feuille.

L'âge caradocien de la Formation du Châtellier, longtemps controversé en raison de l'extrême pauvreté de la faune, a été admis par F.

Kerforne à la suite de la découverte de *Kloucekia incerta*. La mise en évidence d'une biozone à *Lanfeldochoitina stentor* au toit de la Formation d'Angers (Herrouin et Paris, 1984) tend à confirmer cet âge.

À l'Ouest, sur la feuille voisine Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), la Formation du Châtelier n'est pas individualisée dans le synclinal de Malestroit—Saint-Julien-de-Vouvantes. Des zones ou intercalations gréseuses décrites dans la Formation de Saint-Marcel (05-6) pourraient lui correspondre.

**Caradoc supérieur—Ashgill. Formation de Riadan—Renazé** (puissance 200 à 300 m?)

05b-c. **Siltstones gris-vert micacés**. Anciennement appelée « Schistes de Riadan », du nom de la localité où elle fut exploitée pour les ardoises, ou « Schistes à *Trinucleus* », cette formation fait suite aux grès du Châtelier en continuité, sans rupture brutale dans la nature des dépôts.

À l'Est de la feuille principalement, la base de la formation conserve la couleur d'altération brun verdâtre (la Gaudiniais en Langon) et passe latéralement (Sud de la Garlais en Langon) à des grès blanchâtres schistosés ou à des grès argileux ocre (Tréau en Langon). À l'Ouest, la formation affleure dans la région de Cournon à Lestin en Sixt-sur-Aff.

Pétrographiquement, ce sont des siltstones grossiers, gris-vert à ocre, micacés: le quartz et la muscovite détritiques dominent dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante (60 % du volume de la roche). Localement, ils présentent un faciès oëillé (Lestin en Sixt-sur-Aff) déjà connu sur les feuilles voisines. À l'Ouest du Canut, dans la région de la Choulais à Bothéa en Sixt-sur-Aff, des siltstones gris-vert à ocre, parfois noirs et micacés, ont été rapportés aux schistes de Riadan par analogie de faciès avec ceux de Cournon.

Légèrement plus haut stratigraphiquement, une puissante lentille gréseuse intraformationnelle arme un fort relief à la Louzais en Langon. Il s'agit de **quartzite blanc** (05b-c [1]), à grains fins engrenés (moyenne 50 à 200  $\mu$ m), à ciment siliceux chlorito-ferrifère, avec rares muscovites détritiques, plagioclases abondants, lamelles de chlorite, chlorobiotite et biotite néoformées, fréquemment traversé de microfilonnets pegmatiques.

La formation n'a livré aucune faune dans la région. Par analogie lithostratigraphique avec la formation définie à Riadan, elle est rapportée au Caradoc supérieur—Ashgill *pro parte*. Sur la feuille Malestroit, la Formation de Saint-Marcel correspond *p.p.* à la Formation de Riadan.

### **Silurien**

#### **Llandovery inférieur ? Formation de la Chesnaie** (puissance de 80 à 100 m)

Celle-ci comprend deux membres lithologiquement bien distincts (Le Corre, 1965) :

- un membre gréseux basal, (« Grès de base ») ;
- un membre argilito-silteux supérieur (« Schistes moyens »)

**S1a. Quartzites clairs (« Grès de base »)** (20 à 30 m). Le passage des argilites sous-jacentes aux grès se fait sans transition et s'interrompt tout aussi brutalement sous les argilites supérieures. Très constant en faciès et en épaisseur, ce membre gréseux homolithique, négligé sur les éditions antérieures, se poursuit pourtant régulièrement depuis la feuille Châteaubriant et au-delà.

Ce sont essentiellement des arénites matures de type grès-quartzite ou quartzite, blanches, parfois roses aux épontes, d'aspect saccharoïde, assez bien classées, à grain fin plutôt homométrique (moyenne 50 à 200  $\mu\text{m}$ ), pauvres en ciment phylliteux pâle (séricite, chlorite) parfois siliceux. Les micas détritiques sont rares (muscovite, phengite, biotite destabilisée), associés à des chlorites pâles également rares. Zircon, tourmaline et minéraux opaques sont toujours présents en faible quantité.

Macroscopiquement, la roche montre parfois un léger feuilletage non sensible en lame mince.

**S1b. Argilites silteuses (« Schistes moyens »)** (60 à 70 m). Très continu également, ce membre se présente toujours sous un macrofaciès homogène proche des derniers termes de la série de Riadan—Renazé. Ce sont des argilites tendres altérées dans des couleurs jaune verdâtre, rosâtre, brun-ocre ou violine.

Microscopiquement, ce sont des pélites très fines, chlorito-ferrifères, riches en produits oxydés, à rubanement très discret mais caractéristique constitué de rares lenticules étirées de silt quartzeux hétérogranulaire non jointif dont les plus gros grains (100  $\mu\text{m}$ ) sont arrondis, parfois corrodés, et les plus fins anguleux. De très fines paillettes détritiques phylliteuses (muscovite, biotite altérée et chlorite pâle) soulignent une ou deux schistosités peu développées, généralement obliques sur la stratification. De rares plagioclases peuvent apparaître soit isolément, soit concentrés dans des lenticules silteuses millimétriques.

Si de nombreuses petites figures sédimentaires évoquent des bioturbations possibles, seule une trace de ver arénicole a été identifiée dans une passée gréseuse interstratifiée dans les argilites, à environ 45 m au-dessus du contact avec le membre gréseux basal, le long de la déviation de Renac.

L'âge de la Formation de la Chesnaie reste à préciser. Sa position sur la Formation de Riadan (Ashgill) et sous la Formation de Poligné (Llandovery moyen à supérieur) incite à lui donner un âge llandoveryen inférieur.

**Llandovery moyen à supérieur. Formation de Poligné** (puissance 60 à 80 m)

**s<sub>1c</sub>. Quartzites clairs (« Grès culminants »).** Cette formation aisément repérable se caractérise par des niveaux essentiellement quartzitiques armant des reliefs, justifiant l'ancienne appellation de « Grès culminants ». Au niveau de la coupe de la déviation de Renac, la transition basale pluridécamétrique se fait par des alternances d'argilites et de siltstones fins et tendres argilo-gréseux, finement litées, blanchâtres à gris pâle, qui n'ont pu être observées qu'en ce lieu.

Le faciès commun typique est celui d'un quartzite fin, blanc, parfois saccharoïde, lité en bancs centimétriques à pluridécimétriques, fréquemment injecté de filonnets de quartz. Localement, la roche fortement quartzifiée affleure alors en rochers massifs (la Couaillerais, le Vaux-Roussimel). Microscopiquement, ce sont des quartzarénites assez bien classées, isogranulaires (50 à 200  $\mu\text{m}$ ), comportant de rares grains lithiques (quartz mylonitique, microquartzite) et pauvres en mica détritique. Le ciment séricito-chloriteux, généralement réduit à un film intergranulaire, fait souvent place à de larges plages de silice microcristalline. Les minéraux accessoires — zircon, tourmaline, sphène, rutile, pyrite cubique — y sont fréquents.

Souvent, de nombreux petits grains de quartz de recristallisation envahissent la roche, masquant l'aspect d'origine (la Forêt-Neuve en La Gacilly, Sud de Cournon); fréquemment, le quartz possède une extinction ondulante traduisant une déformation du grès.

Cette formation n'a livré aucune faune. L'ensemble Formation de la Chesnaie—Formation de Poligné correspond à la Formation de Gandouin (s<sub>1a</sub>) de la feuille Malestroît (Plaine *et al.*, 1981) et *pro parte* aux « Grès et quartzites de Bois-Menet » de la feuille Redon.

**Llandovery à Ludlow. Formation de Renac** (puissance 150 m?)

**s<sub>1d-3</sub>. Grès et siltites à lamines, shales sombres.** Cette formation succède aux quartzites de la Formation de Poligné, au Sud de la carte, dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes. Elle débute par des schistes gris-vert d'aspect luisant, devenant noirs et alternant avec des bancs gréseux sombres.

Des petits niveaux de *phthanite* noir (Ph), étirés et boudinés, s'intercalent dans cet ensemble. On les observe bien le long de la petite route de la Monnerie en La Chapelle-de-Brain et le long de la déviation de Renac.

Une autre coupe à la Coudrais en Bains-sur-Oust montre, au-dessus des grès de Poligné, des **ampélites** (Am) à graptolites, auxquelles succèdent des alternances schisto-gréseuses. Les ampélites de la Formation de Renac ont été décrites et datées par plusieurs auteurs: C. Barrois (1892) les associe aux nodules calcaro-siliceux à *Cardiola* et orthocères; F. Kerforne (1922) place le niveau à **sphéroïdes** et les ampélites dans le Gothlandien moyen et supérieur (Ludlow—Pridoli actuels); A. Philippot (1950) attribue un âge gothlandien inférieur (cf. Llandovery) aux ampélites et un âge wenlockien au niveau à nodules; et enfin, J. Plaine *et al.* (1981) placent les siltstones ampéli-teux à graptolites dans la Formation de Bois-Neuf, d'âge llandoveryen à ludlovien.

Le faciès le plus typique et le plus facile à observer dans les labours et sur les affleurements est une alternance de schistes gris à débit en plaquettes et de quartzites gris à rose-violet, pyriteux, à litages obliques en mamelons (faciès de tempestites).

En lame mince, ils correspondent à des grès-quartzites à quartz dominant (plus de 99 %) et à matrice phylliteuse intergranulaire très réduite. Les siltstones ont une minéralogie très voisine (éléments de quartz et muscovite, matrice phylliteuse) mais une granulométrie beaucoup plus différenciée (siltstones très fins à micro-alternances silto-gréseuses).

La Formation de Renac correspond aux formations de Bois-Neuf et de la Haillerais (s<sub>1b-3</sub>) des feuilles voisines.

#### **Pridoli. Formation de la Ville-Chauve** (puissance inconnue)

s4. **Schistes tuffacés gris, lustrés, ferrugineux.** En continuité apparente à la Formation de Renac, une formation schisteuse affleure le long d'une zone en dépression fermée au Sud par la bande de schistes ardoisiers de la Formation d'Angers—Traveusot jalonnant le flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux. Définie par J. Plaine *et al.* (1981), elle est constituée de siltstones bleu-noir et de bancs gréseux; à Trobert-en-Renac, des faciès à affinité volcanique (cinérites) y sont associés à des phtanites noirs et des cherts. Des volcanites équivalentes existent à l'Ouest de Binon en Bains-sur-Oust, en bordure du CD 873.

C'est dans cette formation que se situent les gisements de fer liés, semble-t-il, à une série d'accidents tangentiels minéralisés. Au Haut-Sourdéac, des entrées de galeries montrent des schistes déformés, imprégnés de minerai de fer exogène.

Un âge pridolien est attribué à cette formation dans la mesure où elle surmonte en continuité des niveaux datés Llandovery à Ludlow, et où elle chevauche une écaille de schistes à crinoïdes de l'Emsien supérieur.

## Dévonien

ds. **Schistes à crinoïdes et quartzites.** La petite route qui relie le CD 55 au CD 56 entre Renac et Langon montre entre les Moulins-Neufs et le Vault en Brain-sur-Vilaine, une coupe presque continue depuis la Formation de Poligné jusqu'au Dévonien.

Succédant aux grès de Poligné, une série de schistes gris-vert luisants, à niveaux de phanites boudinés, de grès noirs et de siltstones noirs plissés à pendage S (Formation de Renac), est surmontée par des argilites micacées jaunâtres affleurant à la Monnerie. Le long d'un nouveau chemin de remembrement, au Nord immédiat du hameau, ces argilites affleurent dans un champ et ont livré à l'un de nous (Y. Herrouin) des tiges et plaques de crinoïdes; les espèces reconnues\* : *Kerdreoletoerinus kerdreoletensis* et *Calleocrinus lagrangensis*, attribuent un âge emsien supérieur à ce gisement inédit.

L'extension du Dévonien est très difficile à estimer dans la région, dans la mesure où il semble occuper le cœur d'une gouttière synclinale très serrée et souvent oblitérée par des accidents subdirectionnels. L'Emsien supérieur ne réapparaît que plus à l'Est, dans la région d'Erbray; le Dévonien le plus proche de la Monnerie est le gisement de la Bodinais en Pierric, d'âge lochkovien, représenté par les grès à *Platyorthis monnieri*. Des lentilles de quartzites gris verdâtre très recristallisés, repérées dans le secteur de la Gavenais en Brain-sur-Vilaine, sont attribuées, sur des arguments structuraux, à du Dévonien possible.

## Roches plutoniques et filoniennes

Y'. **Granite orthogneissique des landes de Lanvaux.** Le granite des landes de Lanvaux occupe le coin sud-ouest de la feuille Pipriac. Les affleurements sont nombreux, en particulier sur les bordures du massif et dans la vallée de l'Oust. Par contre, l'extrémité orientale du massif, autour de Bains-sur-Oust, est très arénisée et ses limites sont imprécises.

Le granite des landes de Lanvaux présente d'importantes variations de faciès et de structure en relation avec des phénomènes de mylonitisation ou de cataclase. Du point de vue pétrographique, il s'agit d'un granite calco-alkalin grenu, riche en quartz et feldspaths (microcline perthitique et plagioclase An 5-15). Les micas sont soit de la muscovite, soit de la biotite souvent chloritisée groupée parfois en amas.

Le caractère intrusif du granite des landes de Lanvaux dans les formations du Groupe de Bains-sur-Oust, longtemps problématique, a été démontré par différents auteurs (Chauvel, 1960; Le Corre,

\* déterminations de Maryse Pourreau-Le Herissé

1969a; Plaine *et al.*, 1981); toutefois, le métamorphisme thermique est souvent oblitéré par des contacts faillés tardifs, en particulier sur la bordure nord et plus à l'Est, autour du pointement de Saint-Clément-de-la-Place, dans la région d'Angers (Cavet *et al.*, 1976).

Une foliation horizontale mal définie, portant une linéation d'étiement N95 à N105°, est observée dans le faciès massif du granite; elle est antérieure à la foliation verticale tardive (Cogné, 1981). La bordure nord du massif est caractérisée par une déformation localement intense, subverticale N90 à N110°, portant une linéation subhorizontale marquée par la présence de nombreux couloirs de mylonitisation. Cette foliation est d'âge carbonifère et en relation avec le CSA.

Une datation par la méthode Rb/Sr de cette extrémité du massif (Lanvaux III) a donné un âge de  $427 \pm 9$  Ma (Jégouzo *et al.*, 1986). Pour l'ensemble du massif, les âges vont de 471 à 427 Ma, ce qui situe sa mise en place entre l'Ordovicien et le Silurien.

La structure orthogneissique du granite de Lanvaux s'explique par son intrusion précoce par rapport à la phase majeure hercynienne. La conjonction de la déformation synschisteuse, du métamorphisme de bas grade et du fonctionnement ductile dextre du CSA, lui a imprimé sa forme allongée.

**ε. Dolérites.** Dans un étroit couloir environ N160°E entre Télian (angle nord-ouest) et le SSW de la Landriais, on rencontre plusieurs petits filons doléritiques en relais, ayant cette même orientation. Ils recoupent les formations en place (Briovérien, Pont-Réan, Marsac). Le seul observé en place, sur un talus au Sud-Est de Télian, recoupe le Briovérien. Puissant de quelques mètres, il présente un début d'altération en boules et un faciès de bordure plus fin. La roche est à texture ophitique, avec de grands pyroxènes faiblement pléochroïques roses, des lattes de plagioclase, biotite plus ou moins chloritisée et ilménite.

Les autres indices de surface sont des « boules volantes » en petits groupements (la Grée-Mareuc, la Lantionnais, Sud de Blanluet, Nord de la Ville-Louis). Des dolérites ont aussi été rencontrées dans les sondages miniers LTH 15 (SSW la Landriais, à 96,30 m) et LTH 17 (la Telhaie, à 48 m): la texture est subophitique à intergranulaire, avec lattes de plagioclase plus ou moins jointives, pyroxène pœcilitique ou non, biotite chloritisée, apatite, ilménite. L'altération du pyroxène en chlorite-calcite-épidote et du plagioclase en séricite-calcite est liée à un processus hydrothermal qui affecte aussi les laves dans ces sondages.

**Q. Quartz.** Aucun gros filon n'a été rencontré. Le quartz est fréquemment associé aux grès-quartzites et poudingues briovériens, ainsi qu'aux quartzites de la Formation du Grès armoricain, à l'état d'exsudat remplissant secondairement les fissures et tapissant les diaclases. Il peut être rougi ou noirci par des oxydes de fer ou de manganèse,

surtout autour des roches volcaniques. De gros blocs de quartz blanc massif (Ouest des Cormiers) ou géodique (Nord-Est de la Corbinais) sont isolés dans des zones fracturées NNW-SSE.

Le long de fractures de même orientation entre la Herviais (Quelneuc) et l'Est du Courtils (Sixt), on remarque un alignement de « quartz noir » qui s'avère être une tourmalinite à cristaux très petits et très nombreux de tourmaline dans du quartz. De fréquentes pierres volantes de ce « quartz noir » mêlé à des quartz blancs d'exsudation dans des grès-quartzites, sont rencontrées autour de la Châtaigneraie-Landes (Sixt), au Sud du Bot (Bric) et au Nord de Bénihel (Saint-Just).

Du quartz s'observe en « volantes » ou en place au contact du Groupe de Bains et de la bande sud de la Formation d'Angers—Traveusot. Ce quartz blanc matérialise sporadiquement l'accident Malestroît—Angers.

## Cénozoïque

### *Tertiaire*

Les formations sédimentaires attribuées au Tertiaire sur la carte Pipriac se répartissent en trois ensembles :

— des altérites dont il ne reste souvent que des éléments résiduels difficiles à dater ;

— des placages résiduels sur les interfluves et limités en épaisseur et en extension. Ces lambeaux soulignent les restes de paléosurfaces en grande partie démantelées aujourd'hui ;

— le remplissage de pièges d'origine structurale (graben ?, demi-graben ?, pull-apart ?) générés par l'évolution tectonique récente de la région, et principalement les rejeux de fractures NW-SE associées à l'accident majeur Nort-sur-Erdre—baie de Saint-Brieuc. Ce sont les bassins de Saint-Séglin, Bouëssic (Nord-Ouest de Pipriac), la Cohiais (Sud-Est de Pipriac), Langon et Lohéac (Nord-Est de la feuille).

*Ab.* **Altérites argilo-sableuses (Tertiaire probable) sur siltites du Briovérien.** Ce sont des argiles sableuses renfermant des dragées de quartz patiné. Ces argiles sont toujours associées aux siltites et wackes du Briovérien et sont interprétées comme le résultat de l'altération (allotérite) de ce substrat. Leur répartition apparaît liée aux zones où des sédiments tertiaires subsistent. On peut supposer que ces altérites représentent la racine d'une couverture plus épaisse, développée au cours du Tertiaire pendant les périodes d'émersion. Il est vraisemblable de les corrélérer avec les profils d'altération reconnus au fond des petits bassins à remplissage tertiaire. L'enfoncement des vallées au Pléistocène, associé à un rajeunissement du relief régional, a provoqué le déblaiement de la plupart de ces altérites.

**F. Indurations ferrugineuses (Paléocène ?).** Des reliques de profil ferro-kaolinique, décelées en pierres volantes dans le bois du Châtelier en Messac, sont installées à la cote 85 NGF sur les grès armoricains supérieurs. Ce sont des blocs d'hématite brune à rouge à éléments bréchiques dispersés de grès. Les petites excavations (« minières ») qui parsèment le bois ne permettent pas d'observer la base du profil.

L'altération en « chapeaux de fer » du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes pourrait être synchrone de ces indurations ferrugineuses. Les théories relatives à la genèse des minerais de minières sont exposées en détail dans de multiples travaux (Kerforne, 1917 ; Durand, 1960 ; Durand *et al.*, 1962 ; Klein, 1962, 1963 ; Clercx, 1970).

Ces formes d'altération sont parfois datées du Paléocène ou du Crétacé (Herrouin *et al.*, 1989) et associées à des faciès kaolinisés. Sur la feuille Pipriac, aucun élément de datation de ces matériaux n'a été découvert.

**e. Kaolinites d'altération et kaolinites sédimentaires attribuées à l'Éocène.** Ces argiles sont surtout des kaolinites qui apparaissent homogènes à l'affleurement, blanches à grises, et ne sont visibles que lors de terrassements ou de sondages. Elles proviennent d'une part de l'altération du substrat (Briovérien essentiellement) et, d'autre part, de la sédimentation de sédiments argileux en grande partie issus de l'érosion des kaolins d'altération et redéposés en milieu lacustre. Ces argiles peuvent parfois prendre des couleurs vives (jaune, rouge) qui ont par le passé provoqué leur désignation sous le terme de « sidérolitique ».

Ces matériaux se rencontrent exclusivement dans les zones où la tectonique plio-quadernaire a préservé des éléments de Tertiaire, et sont particulièrement bien exprimés dans les bassins de Saint-Séglin et de Bouëssic (Nord-Ouest de Pipriac).

L'analyse minéralogique détaillée de plaquettes de schistes altérés prélevés dans le cimetière de Messac (Estéoule-Choux, 1970) a donné un cortège de mica plus chlorite, et un cortège à kaolinite dominante, illites et traces de montmorillonite, pour un échantillon d'argile blanche associée à ces schistes. D'après J. Estéoule-Choux (*ibid.*), l'importance de la kaolinite dans les altérites est directement proportionnelle à l'intensité de l'altération.

Dans le bassin de Langon, un niveau noir argileux a été découvert à 33,5 m de profondeur, sous des sables du Miocène et des argiles de l'Oligocène. Associée à ces kaolinites d'altération, ce niveau a fourni une riche flore pollinique : disaccates de gymnospermes (40 %), *Myricaceae* (10-11 %), *Juglandaceae* (10 %), *Plicatopollis*, *Engelhardtia* dominants sur *Martycarya*, *Fagaceae*, *Cyrillaceae*, *Araliaceae*, *Theaceae*, *Nyssaceae*. Cette microflore est caractéristique du Ludien et permet de considérer que les kaolinites sont le résultat de l'altération du substrat rocheux au cours de l'Éocène (Ollivier-Pierre, 1980 ; Borne *et al.*, 1986).

**g. Argiles vertes et calcaires lacustres oligocènes.** L'Oligocène est représenté sur la carte par deux faciès principaux: des argiles et marnes vertes et des calcaires. Les marnes et argiles ont été reconnues dans les bassins de Saint-Séglin, la Cohiais et Langon, les faciès plus calcaires semblant absents du bassin de la Cohiais. Ces dépôts oligocènes, qui ont fait l'objet d'exploitations au siècle dernier pour l'amendement des terres (carbonates), ont été très tôt reconnus et attribués à cette période (Lebesconte, 1879; Vasseur, 1881).

L'étude minéralogique des argiles (Estéoule-Choux, 1970, 1984) montre que ces marnes sont caractérisées par une association à attapulгите-illite parfois polluée de kaolinite et de montmorillonite. Associés à des argiles, on trouve de la calcite et un carbonate ankéritique (dolomite ferrifère) dont la quantité est inversement proportionnelle à l'importance de l'attapulгите. La présence d'attapulгите (= palygorskite) est variable, allant de presque 100 % à une absence totale (quelques niveaux de Saint-Séglin ou de la Cohiais).

Ces argiles et marnes peuvent être épaisses (5 m à Saint-Séglin, 10 à 12 m à la Cohiais, 15 à 18 m à Langon). Les sondages effectués dans les différents sites montrent que la morphologie du bed-rock est constituée de creux séparés par des seuils, l'ensemble pouvant être affecté de failles dont la composante verticale est suffisante pour augmenter ces irrégularités. Elles expliquent les importantes variations d'épaisseur et d'extension du remplissage (Kuklan, 1969; Bos, 1986, 1989).

Ces marnes et argiles sont riches en pollens. Le spectre montre qu'associés à environ 40 % de gymnospermes, on trouve des *Myricaceae*, *Araliaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae* (type *Engelhardtia*) et *Cyrtillaceae* (Ollivier-Pierre, 1980). Dans les bassins de la Cohiais et du Bouëssic, quelques éléments de faune (*Botryococcus*) et de flore (spores de *Zygnemataceae*) traduisent le caractère lacustre des dépôts.

À Langon, une étude récente (Maupin, à paraître) montre que dans les marnes vertes et des lentilles calcaires, on trouve une riche faune de foraminifères à *Lituonella* (?) *globula*, *Elphidium*, *subnodosum*, *Bolivina fastigera*, *Rectobolivina reticulosa*, *Discorbis*, *discoides*, *Rosalina douvillei*, *Bolivina beyrichi*, *Reussella spinulosa*, associée à des ostracodes: *Hammatocythere hebertiana*, *Callistocythere vitilis*, *Eocytherothon plicatoreticulatum*, *Pokornyyella calix*.

L'ensemble de ces données paléontologiques permet de dater l'ensemble de ces marnes et calcaires de l'Oligocène (Stampien inférieur pour Langon) et traduit un climat assez frais, avec un environnement végétal à forêt de conifères dominants. De plus, la faune montre qu'entre la Cohiais et Langon, on passe de sédiments lacustres à des dépôts marins: une ligne de rivage existait entre ces deux sites au Stampien.

La paléogéographie récente de la Bretagne a fait l'objet de nombreuses discussions dont on trouve la synthèse dans le mémoire de A. Guilcher (1948) : ce secteur de la Bretagne y est présenté comme une région continentale au relief déjà contrasté et pénétré de rias qui permettaient à l'époque l'existence de dépôts marins assez loin dans l'intérieur des terres. Ces hypothèses sur l'évolution paléogéographique doivent être utilisées avec précaution. Les bassins tels qu'on peut les observer sont des pièges tectoniques qui ont joué à plusieurs reprises, mais dont l'aspect actuel a été acquis récemment (Plio-Quaternaire). Il est donc tout à fait possible que les transgressions de l'Oligocène aient recouvert plus largement les marges de la Bretagne, même si les « bassins », déjà subsidents à l'époque, favorisaient le piégeage des sédiments.

m4. **Faluns « helvétiques »**. Le site, connu et étudié au début du siècle (Vasseur, 1881 ; Dollfus, 1901 ; Dollfus et Dautzenberger, 1902), se situe à la périphérie sud-ouest du bourg de Lohéac et a fait l'objet de deux types d'observations : à l'époque où étaient encore visibles des traces d'exploitation avec quelques affleurements, et plus récemment (Durand, 1960), à l'occasion de sondages.

Ces faluns présentent des aspects variés ; ont été décrits un calcaire poreux grossier à graviers de quartz blanc, un sable quartzueux ( $Md \approx 0,36$  mm), un calcaire fin argileux, et un falun véritable constitué de matériel clastique grossier ( $Md \approx 2,5$  mm). La succession de ces faciès apparaît variable en sondage, éventuellement répétitive. L'ensemble de la formation est riche en débris coquilliers (lamellibranches, dont *Lacazella*, fragments de bryozoaires, gros piquants d'oursins, dents de poissons).

Couverts par 4 à 5 m de sables pliocènes dans la zone des sondages, les faluns « helvétiques » ont une puissance de 12 à 23 m. Ils s'appuient à la base sur une couche de plus de 4 m formée d'un conglomérat à ciment sablo-argileux rouge, avec des blocs ferrugineux (faciès « minières » remanié ?), des fragments de schistes et des grès paléozoïques.

L'extension du dépôt « helvétique » est limitée. Il lui correspond un bed-rock creusé dans les schistes et grès briovériens altérés sur plusieurs mètres. Malgré l'absence de preuve, il est possible qu'une partie des limites du site actuel soit d'origine tectonique (faille WSW-ENE).

L'examen de la répartition des faluns « helvétiques » de Bretagne (Gros et Limasset, 1984b) laisse supposer une invasion marine assez brutale (le conglomérat grossier de base implique une relativement haute énergie du milieu de dépôt) formant un bras de mer situé entre la vallée de l'Aff (à l'Ouest) et Laval (à l'Est), qui reliait la Manche à l'Atlantique. La disparité d'épaisseur des faluns dans ces sites pièges montre une instabilité tectonique pendant cette période. Bien que la fossilisation des dépôts soit d'origine tectonique, le « style » du bassin de Lohéac n'évoque pas une zone de graben comme cela semble être le cas pour d'autres bassins. Bien que très fragmentaires, les données

dont nous disposons sur le Miocène de Bretagne (Gros et Limasset, 1984a) montrent un changement majeur des conditions géodynamiques (climat, tectonique, paléogéographie) après la distension qui caractérise l'Oligocène. Au Miocène, la région apparaît subir une compression généralisée globalement S-N, au sein de laquelle la gouttière occupée par la mer des faluns serait légèrement subsidente.

p. **Pliocène ? Sables grossiers rouges à blancs.** Sur l'ensemble de la feuille, on trouve des placages de sables siliceux, azoïques et de granulométrie souvent grossière (médiane à 0,5-2 mm). Ces sables, rouges en surface, peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur (< 5 m) et sont alors, en profondeur, peu argileux, blancs à jaunes, et présentent des figures sédimentaires de barres sableuses (sédimentation oblique, «entrecroisée»). Ils renferment souvent des grains de glauconie qui attestent de leur origine marine (Milon, 1929).

Sur la feuille Pipriac, le sommet des «bassins tertiaires» est aussi recouvert de sables en tous points identiques d'aspect aux placages précédemment décrits. Ils sont par contre beaucoup plus épais dans les pièges tectoniques (4-5 m à Lohéac, 14,5 m à Bouëssic, 7,8 m à la Cohiais, 25 m à Langon). Comparables aux sables de Saint-Malo-de-Phily (Herrouin *et al.*, 1989) ou de Saint-Jean-la-Poterie (Fourniguet *et al.*, 1985), ces sables sont stratifiés dans les bassins et peuvent présenter des couches d'argiles interstratifiées de plus de 2 m (Pipriac : Estéoule-Choux *et al.*, 1988), ou des niveaux plus calcaires (Langon : Estéoule-Choux, 1970).

Si les placages résiduels sont azoïques, les sables du remplissage des bassins ont livré une faune riche en foraminifères, ostracodes et lamellibranches associés à des pollens. Le bassin tertiaire de Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon (Fourniguet et Trautmann, 1985 ; Fourniguet *et al.*, 1989), très comparable aux bassins de la feuille Pipriac, a livré des assemblages faunistiques qui traduisent un milieu marin relativement calme, à taux de sédimentation élevé, sous une tranche d'eau peu profonde (Margerel *et al.*, 1989). La confrontation des données paléontologiques et palynologiques permet de dater la mise en place de ces sables à la limite Pliocène—Quaternaire, le dépôt commençant sous les climats encore relativement chauds du Pliocène (Brunssumien et Reuvérien) et se terminant au début du Pléistocène ancien (Prétiglien).

Par analogie avec les faciès de remplissage des bassins tertiaires, les placages résiduels sont considérés comme synchrones (et donc plio-quaternaires), mais traduisent les restes de la transgression pliocène en dehors des pièges tectoniques. Il reste possible qu'une partie de ces sables soient d'âge et d'origine différents.

pR. **Pliocène ? Sables grossiers rouges, indurés («roussards»).** Localement, l'intense rubéfaction qui a affecté les placages de sables pliocènes a induit des indurations du matériau. Les sables prennent alors l'aspect d'un grès ferrugineux plus ou moins bien consolidé.

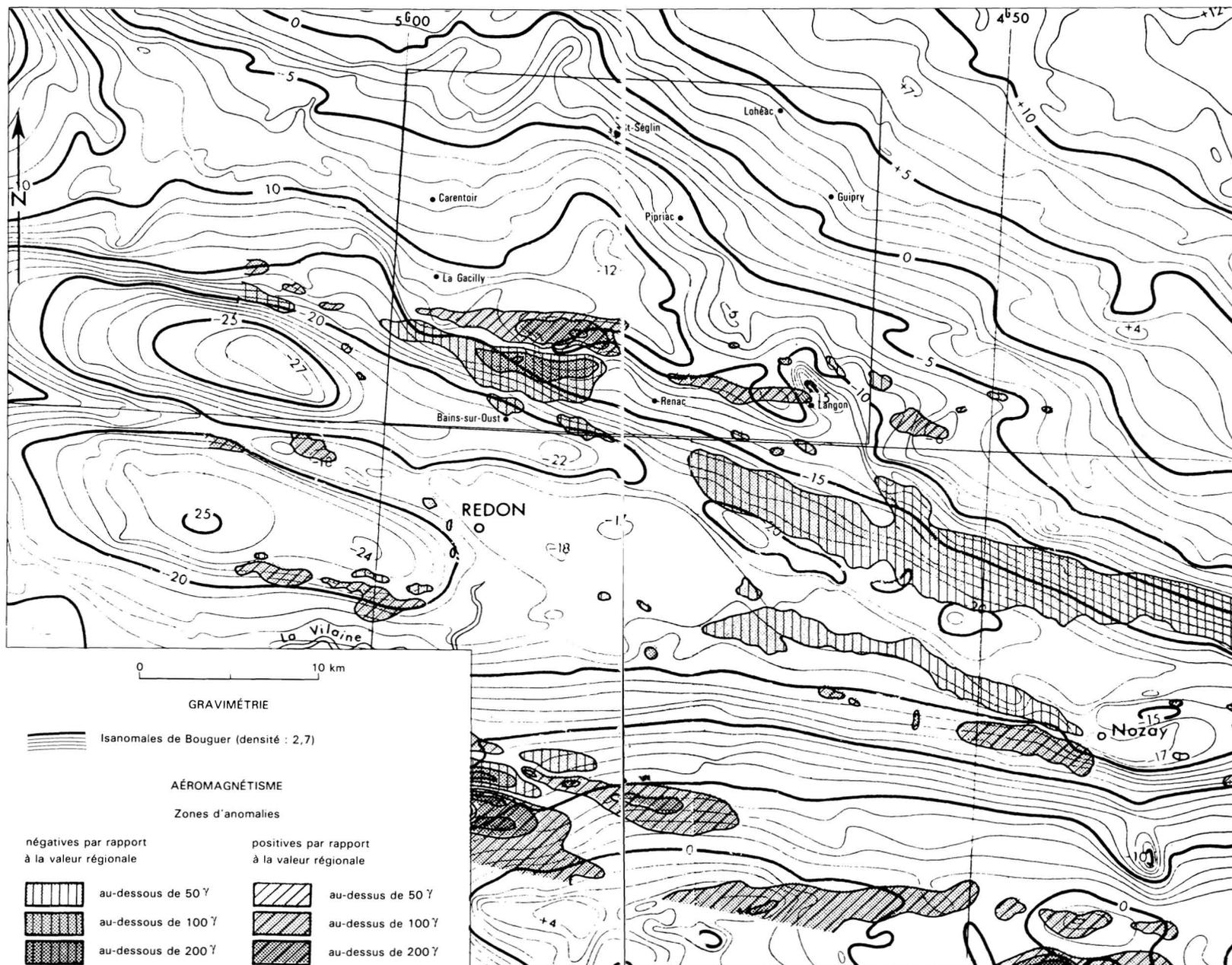


Fig. 1 - Corrélations géophysiques (Weber, 1967)

Ces dépôts de «roussards» (appellation locale) se traduisent alors par la présence, dans les champs, de petits blocs de grès ferrugineux à grain grossier.

### **Quaternaire**

#### **Dépôts fluviatiles**

La feuille Pipriac est riche en dépôts fluviatiles. On peut les subdiviser en deux grandes familles. La première est la plus ancienne et se situerait à la limite Pliocène—Pléistocène inférieur. Elle révèle l'existence d'une paléotopographie très différente de l'actuelle, aux reliefs moins contrastés, avec un réseau de drainage indépendant (aux axes des grandes vallées près ?) du système actuel.

La seconde famille, la mieux représentée, marque l'enfoncement progressif des vallées aux cours du Quaternaire (Pléistocène moyen ? à actuel). L'organisation étagée des niveaux d'alluvions peut être attribuée à la conjonction d'une épirogenèse positive saccadée de la région et des cycles climatiques quaternaires.

Fv. **Épandages fluviatiles grossiers** (40 à 80 m d'altitude). Des reliques de dépôts fluviatiles sablo-graveleux se rencontrent sur toute la feuille. Elles sont éparées, sans logique apparente avec la topographie actuelle, et semblent recouvrir les restes de sables dits pliocènes sur les interfluves (Sud de Sixt-sur-Aff, Est de La Gacilly), et le « graben tertiaire » de la Cohiais (Sud-Est de Pipriac).

Leur mise en place s'est faite avant l'enfoncement des vallées et après le dépôt des sables attribués au Pliocène : il est vraisemblable de dater leur mise en place du Pléistocène inférieur ou de la fin du Pliocène.

Fv/p. **Épandages fluviatiles sur sables rouges**. Cette notation a été employée lorsque le recouvrement des sables par ces alluvions a été reconnu sur le terrain.

Fw. **Alluvions pléistocènes : niveau de 30-35 m**. En amont de Messac, de part et d'autre de la Vilaine, deux placages d'alluvions anciennes ont été reconnus à 20-25 m au-dessus du cours actuel de la rivière.

Ces dépôts appartiennent au même épisode que le niveau daté du Cromérien à Saint-Malo-de-Phily (Herrouin *et al.*, 1989). Ils sont faits de graviers à matrice sableuse parfois rougeâtre, principalement de fragments émoussés de matériau quartzo-gréseux. Leur épaisseur est inconnue (quelques mètres ?). L'existence de zones plus sableuses associées au lambeau du Sud de Messac suggère une organisation comparable à l'ensemble de Saint-Malo-de-Phily : il est possible que la couverture d'alluvions masque une poche de sables pliocènes.

**Fx2. Alluvions pléistocènes : niveau de 20-30 m.** À l'altitude près (10 à 20 m au-dessus du cours actuel), ces alluvions anciennes sont comparables aux niveaux légèrement plus bas (Fx1). Leur contenu est apparemment identique : cailloux émoussés de quartz et grès, galets de poudingue de type Gourin, avec peut-être une matrice fine un peu plus importante.

De mise en place plus récente que le niveau Fw, ces alluvions s'intègrent dans la même évolution géodynamique et dateraient du Pléistocène moyen (Elstérien?, début Saalien?).

**Fx1. Alluvions pléistocènes : niveau de 15-20 m.** À Messac, le long de la Vilaine, des alluvions anciennes subsistent de part et d'autre de la rivière actuelle, à 15-20 m d'altitude NGF (soit 8 à 12 m au-dessus du cours actuel). Aux mêmes altitudes, quelques lambeaux d'alluvions sont visibles entre Quelneuc et Sixt-sur-Aff. Ces dépôts forment localement des terrasses morphologiques sur la rive concave des coudes de ces rivières. Mal connues, ces alluvions semblent épaisses de quelques mètres.

Leur position altimétrique, intermédiaire entre le fond de la vallée creusée au Weichsélien et les alluvions cromériennes (niveau de 40-55 m) de Saint-Malo-de-Phily (Herrouin *et al.*, 1989), situe leur mise en place au cours du Pléistocène moyen.

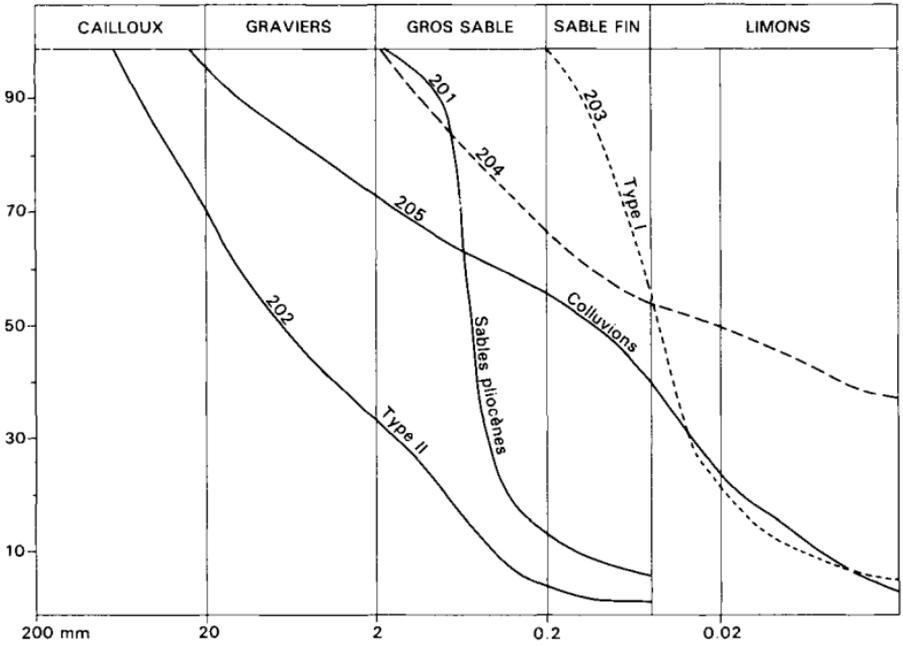
**Fy2. Alluvions pléistocènes : niveau de 10-12 m.** Le long des cours de l'Aff et de la Vilaine subsistent, en lambeaux sur les deux rives, des alluvions qui forment souvent terrasses dans la topographie, vers 10-12 m NGF, soit 4 à 6 m au-dessus du cours actuel. Les restes les plus importants se rencontrent aux abords de Messac (cours de la Vilaine) et en amont de La Gacilly (cours de l'Aff).

Elles sont composées d'éléments très hétérométriques, à graviers dominants associés parfois à des blocs (plus de 10 cm de long) et à des sables grossiers. Le degré d'usure de ces matériaux issus du substrat local est souvent faible. Elles ne sont pas carbonatées.

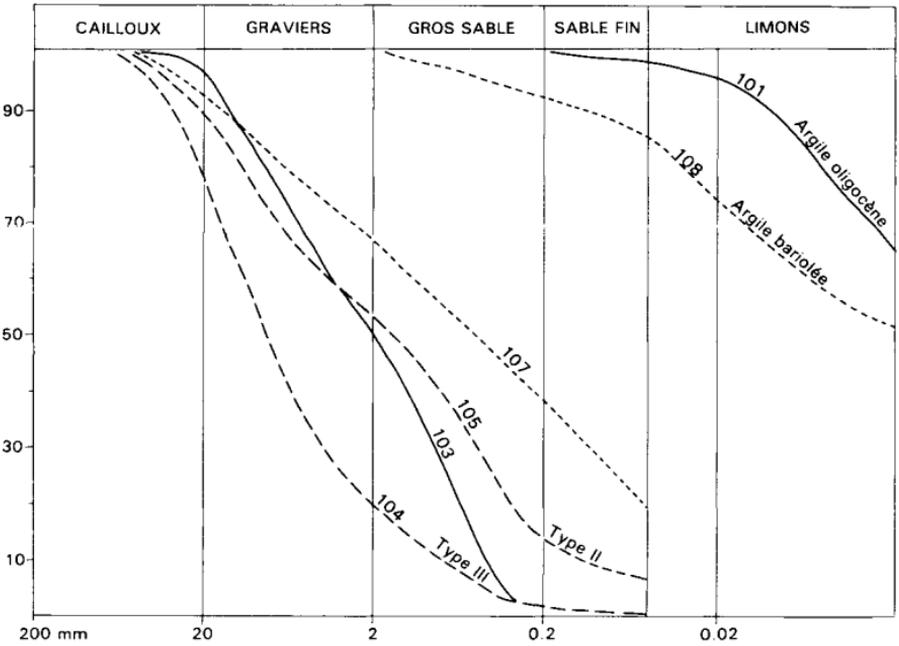
Leur épaisseur est très faible le plus souvent, mais peut atteindre 2-3 m à proximité de Messac.

En l'absence d'éléments de datation, leur position altimétrique basse, proche du fond de la vallée, incite à les considérer comme relativement récentes ; leur mise en place pourrait être effectuée pendant la deuxième partie du Pléistocène moyen (Saalien?). Ces alluvions sont souvent recouvertes d'une pellicule de limons colluviaux.

**Fz. Alluvions holocènes.** Ces alluvions, largement répandues, occupent le fond plat des vallées et correspondent le plus souvent aux zones inondables. Ce sont généralement des alluvions fines composées de limons argileux parfois pollués de sables ou localement tourbeux. Leur épaisseur varie de quelques décimètres dans les ruisseaux à plus



Sables pliocènes (PdR 201), alluvions sablo-graveleuses rouges (PdR 202-203), niveau argileux bariolé (PdR 204) et colluvions (PdR 205)



Argile oligocène (PdR 101), alluvions sablo-graveleuses (PdR 103 à 107), niveau argileux bariolé (PdR 108)

**Fig. 2 - Courbes granulométriques cumulatives des alluvions et de l'encaissant tertiaire des graviers de Langon (Jigorel, 1978)**

de 3 m dans le fond des vallées importantes (Vilaine, Oust). Elles sont généralement siliceuses sur l'ensemble de la feuille et proviennent de l'érosion des formations superficielles (colluvions, dépôts de versants, altérites, dépôts tertiaires) de la région.

**Fz/Fy<sub>1</sub>. Alluvions holocènes sur alluvions grossières weichséliennes.** Dans les vallées d'une certaine importance, le matériel limono-sableux de surface fossilise des dépôts sablo-graveleux qui occupent le fond du talweg, au-dessus du substratum rocheux. Les éléments grossiers sont souvent peu roulés et proviennent du remaniement des diverses roches du bassin-versant, dont d'abondants fragments de quartz filonien. Ces alluvions grossières se sont mises en place sous climat périglaciaire, le plus souvent au cours de la dernière glaciation (Weichsélien : Jigorel, 1978). Il reste toutefois possible que certains de ces dépôts grossiers soient, faute d'éléments de datation, plus anciens (post-Cromérien : Monnier, 1980). Ces alluvions sont organisées en barres dont l'épaisseur est variable, allant de quelques décimètres à plusieurs mètres dans les vallées les plus importantes (Vilaine, Oust).

Une étude (Jigorel, 1978) sur les alluvions de la Vilaine à Langon fournit les compléments analytiques à la description de ces différents dépôts fluviaux du fond de la vallée (fig. 2; tabl. 1 et 2).

### **Dépôts de versants**

L'ensemble des terrains briovériens est couvert d'une couche irrégulière (quelques décimètres à 3 m d'épaisseur) de dépôts de versants principalement mis en place sous conditions climatiques froides (périglaciaires), surtout lors de la dernière glaciation. Les schistes et grès briovériens sont fauchés, soliflués et pollués d'altérites anciennes et de limons éoliens. Afin d'éviter de surcharger la carte, cette formation n'a pas été représentée : elle existe dès que la pente de la surface topographique est faible (2-3 %). De plus, l'ensemble des surfaces de la région est couvert d'un placage peu épais de silt ocre clair mis en place au cours de la dernière glaciation par déflation des particules fines disponibles (formations superficielles, altérites).

**S. Dépôts périglaciaires de versants à blocs de grès du Châtellier (« heads »).** Localement, la base des versants armés de grès du Châtellier est couverte de blocs (5 à 20 cm de longueur) inclus dans une matrice limono-argileuse brune. Ces dépôts sont des « heads » mis en place sous climat périglaciaire, vraisemblablement lors de la dernière glaciation (Weichsélien). Ces heads peuvent être épais et fossiliser un abrupt important en pied de barre rocheuse, mais ils s'amincissent rapidement en pied de versant.

**CFw, CFx<sub>2</sub>, CFx<sub>1</sub>. Dépôts périglaciaires de versants dérivant d'alluvions anciennes.** Des dépôts d'origine périglaciaire ont été générés aux dépens des lambeaux d'alluvions anciennes. Ces formations ont la même composition que les alluvions (cailloux quartzo-gréseux plus

Formations	Echantillons	Classes granulométriques	Zircon	Rutile	Anatase - Brookite Sphène - Corindon	Tourmaline	Stauroïde	Andalousite	Grenat - Sillimanite Disthène	Épidote	Zoisite - Clinzoisite	Hornblende	Opaques/Transparents	Altérés	% pondéral des minéraux lourds
Colluvions	PdR 205	γ	36,9	5	5,7	22,5	10,6	12,5	1,9	2,5		2,5	319	1,3	0,33
		β	1,6	4,4	6,8	36,5	22,9	18,1	8,8	0,4		0,4	187	2,4	0,20
Niveau argileux bariolé	PdR 204	γ	40,9	4,1	8,7	24	10,5	7,6	3	0,6	0,6		96	1,2	0,07
		β		0,4	2,6	55,5	8,4	12,8	19,4			0,4	72	1,8	0,05
Alluvions sablo-graveleuses rouges au sommet, grises à la base	PdR 202	γ	21,1	12,3	3	25,7	20,5	8,2	4,7	4,1	0,6		892		2,31
		β	0,6	3,9	1,7	27,8	32,2	27,8	5	0,6		0,6	297	2,8	0,77
	PdR 104	γ	28,1	12	2,5	22,4	12	14,1	3,6	3,6	0,5	1	1041	1	0,99
		β	0,7	9,5	2,1	23,4	34,3	21,9	7,3	0,7			248		0,51
PdR 103	β	0,3	2,3	1,3	20,8	48,5	14,9	11,5			0,3	110	0,3	1,39	
Sables jaunes pliocènes	PdR 201	γ	24,6	4,3	5,3	29,9	19,3	13,9	2,7				107	0,5	0,27
		β		0,8	0,4	44,4	26,2	20,2	7,6				36,7	2	0,17

Tableau 1 - Minéraux lourds de la carrière de Port-de-Roche à Langon (Jigorel, 1978)

Fractions granulométriques	5 - 6,3 mm			10 - 12,5 mm			16 - 20 mm		
Nature pétrographique	Q	G	S	Q	G	S	Q	G	S
PdR 202	53,8	28,1	18,0	49,9	35,6	14,5	46,0	41,2	12,8
PdR 104	39,1	36,7	24,2	38,4	43,4	18,2	38,8	44,6	16,6
PdR 103	42,1	33,9	24	42,1	49,8	8,1			

**Tableau 2 - Pourcentages pétrographiques de la fraction graveleuse des alluvions de la Vilaine à Langon (Jigorel, 1978)**

(Q : quartz et quartzites, G : grès, S : schistes)

ou moins émoussés) qui leur ont donné naissance, mais ne présentent pas de litage fluvatile et sont moins compactes.

Leur mise en place est complexe et déterminée par la dynamique des versants sous climat périglaciaire correspondant à plusieurs cycles froids du Pléistocène ; leur aspect actuel a été acquis lors de la dernière période froide (Weichsélien).

**C. Colluvions de bas de versants.** Ce sont des dépôts à forte proportion d'argiles, souvent sableux, et qui renferment des fragments de roches issus du substrat rocheux immédiat (Paléozoïque). Ils nappent le pied des versants sur des épaisseurs variables, allant de quelques décimètres à 1-2 m.

Leur origine est complexe : ces colluvions proviennent du démantèlement des altérites des formations antérieures, ont subi les remaniements (solifluxion, fauchage) dus aux froids périglaciaires du Quaternaire, et sont enrichis, par le ruissellement diffus, en limons et argiles depuis le début de l'Holocène. C'est cette dernière phase d'évolution du matériau qui justifie l'appellation de colluvion.

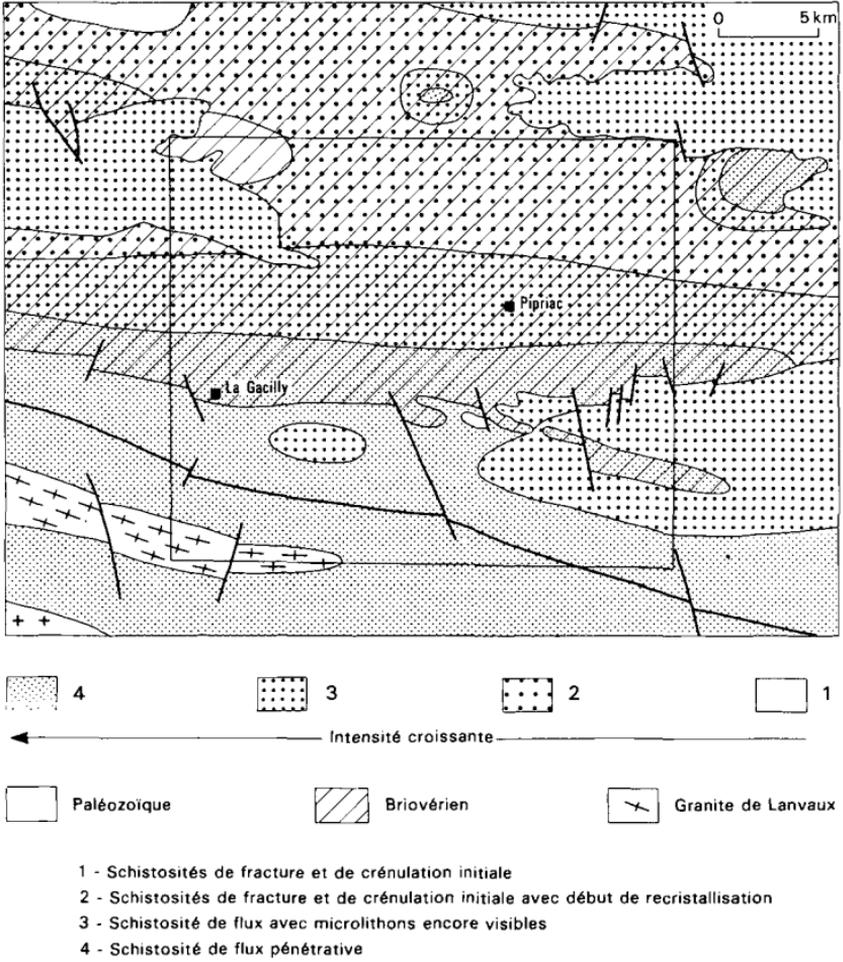
## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

### DÉFORMATION

#### Phases précoces (P0)

Une discordance cartographique est attestée dans la région par l'obliquité des niveaux grésio-conglomératiques de type Gourin par rapport aux structures paléozoïques du synclinal de Réminiac ; cette phase « antérieure » n'est accompagnée d'aucune schistosité précoce, le plan d'anisotropie principal étant celui de la schistosité hercynienne.

L'hypothèse d'une tectonique distensive en blocs basculés impliquant le Briovérien et se situant avant et pendant l'Arénig a été émise (Ballard *et al.*, 1986). La série rouge de Pont-Réan serait contempo-



**Fig. 3 - Carte typologique de la schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque (Formation d'Angers-Traveusot) (d'après Le Corre, 1978)**

rairie de la distension, dont le volcanisme associé est daté à  $486 \pm 28$  Ma (Guerrot *et al.*, 1992), la transgression du Grès armoricain scellant la fin de la phase de rifting (Brun *et al.*, 1991).

Un paléorelief connu sous le nom de « ride de Bain » est déduit des variations d'épaisseur, voire de l'absence de la Formation de Pont-Réan, de part et d'autre d'un axe sensiblement E-W dont la prolongation occidentale est interrompue par le synclinal de Réminiac et son volcanisme effusif à la base de la série paléozoïque. La nature et l'âge de cette structure ne sont pas élucidés (voussure tardi-cadomienne ou paléorelief syn-Arénig?).

### Phase synschisteuse (P1)

La déformation majeure qui affecte l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques jusqu'au Dévonien est liée à l'orogénèse hercynienne (Le Corre, 1977, 1978). Du Nord au Sud, on reconnaît successivement :

- le synclinal de Réminiac ;
- la terminaison occidentale de l'anticlinorium de Châteaubriant—Le Grand-Fougeray ;
- le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes (synclinal de Renac) ;
- l'anticlinorium des landes de Lanvaux.

D'orientation moyenne N100°E (N90 à N110°), la phase principale de plissement induit dans les niveaux silteux une schistosité S1 d'intensité variable, pouvant aller jusqu'à la schistosité de flux ardoisier (fig. 3), disposée parfois en éventail lorsqu'elle est réfractée dans les niveaux moins ductiles (Formation de Pont-Réan, par exemple).

Chaque unité lithologique paléozoïque présente un comportement rhéologique spécifique :

- la Formation de Pont-Réan et le Grès armoricain, épais et compacts, sont plissés en plis droits de grande longueur d'onde, à l'Est de la Vilaine ; vers l'Ouest, les structures s'atténuent et présentent de faibles pendages vers le Sud ;
- les grès de la Formation du Châtellier, les grès et quartzites siluro-dévoniens, moins épais, sont plissés de manière dysharmonique par rapport au Grès armoricain, avec des longueurs d'onde métriques à décamétriques dans les bancs isolés ;
- les formations silteuses (siltstones de Pont-Réan, schistes de Riadan, schistes siluriens) montrent localement des plis métriques à inframétriques, et une schistosité en éventail ;
- seuls les schistes de la Formation d'Angers—Traveusot sont affectés d'une schistosité de flux S1 de plan axial, la stratification disparaissant complètement dans la bande ardoisière Glénac—La Chapelle-de-Brain.

La schistosité principale S1 se reconnaît indistinctement dans les sédiments du Briovérien comme dans ceux du Paléozoïque. Elle montre un pendage le plus souvent incliné vers le Sud, impliquant ainsi un déversement des structures vers le Nord. Ce déversement s'accroît

au niveau du flanc nord de l'anticlinorium des landes de Lanvaux, en particulier au Sud de Renac où l'on observe le Groupe de Bains géométriquement sur la Formation d'Angers—Traveusot. Le gradient d'intensité de la schistosité croît du Nord vers le Sud, il est très intense à proximité de l'axe de Lanvaux (fig. 3).

Dans le synclinal de Réminiac, les plongements anormaux de la linéation d'intersection L1 peuvent être dus au basculement de blocs liés à la distension arénigienne (Ballard *et al.*, 1986), à moins que cela soit un effet de la tectonique cassante tardive (Le Corre, 1978).

Une linéation d'étirement (Le) visible dans le plan de schistosité affecte localement le Briovérien (galets étirés dans les poudingues de type Gourin), les poudingues de type Montfort et une partie des formations paléozoïques du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes, et l'ensemble du Groupe de Bains. L'ensemble des observations montre l'existence d'un gradient d'intensité de la déformation du Nord vers le Sud (Le Corre et Le Théoff, 1976; Le Théoff, 1977); ce gradient et le flux horizontal de la matière sont en relation avec la composante décrochante dextre du CSA (Gapais et Le Corre, 1980).

### **Phase tardive (P2)**

Une schistosité de crénulation S2 tardive, d'orientation légèrement différente (N120° à N140°E), se superpose localement à la schistosité initiale. Lui sont associés de nombreux plis P2 centimétriques déversés vers le Nord, ainsi que des chevauchements du Sud vers le Nord (Ouest de la faille de Renac). La schistosité de crénulation correspond généralement à un raccourcissement vertical en liaison avec la fin de la mise en place diapirique des granites hercyniens ou au fonctionnement du CSA (Le Corre, 1978). Elle est essentiellement développée dans le domaine méridional (synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, anticlinorium de Lanvaux) et donne aux schistes un débit très linéaire parfois utilisé dans la fabrication de pieux (pâlis).

Le décrochement Malestroit—Angers est la branche nord du cisaillement sud-armoricain (CSA); cette structure importante à l'échelle régionale met en contact anormal la Formation d'Angers—Traveusot avec les formations siluro-dévonniennes du synclinal de Renac. Elle est accompagnée par une série d'accidents subdirectionnels jalonnés par des indices minéralisés en sulfures. Le CSA biseaute nettement les structures synschisteuses, en particulier plus à l'Est, dans la région de Derval (Trautmann, 1987). Ces accidents chevauchants à déversement vers le Nord sont matérialisés par le pendage S de la schistosité S1; ils correspondent à la phase principale de la compression N-S. Le coulissage dextre horizontal scelle la fin de la déformation ductile. Il se manifeste par des plis à axes courbes et l'attitude en échelons des filons quartzeux minéralisés jalonnant l'accident de Malestroit—Angers.

## FRACTURATION

L'existence supposée d'un épisode distensif éo-ordovicien implique la présence de blocs limités par des failles normales dont la direction moyenne, N60°-80°E, serait suggérée par les alignements lithologiques du Briovérien et des discordances cartographiques locales (Ballard *et al.*, 1986). La « ride de Bain », paléorelief N80-90°E décrit dans le cadre des déformations précoces, pourrait correspondre à un mégabloc contemporain du volcanisme acide de Réminiac. Cette structure est oblitérée par la déformation carbonifère.

La fracturation dominante N150°-160°E, à forte composante horizontale dextre pouvant atteindre 1 000 m de rejet, comme la faille composite qui contrôle les bassins cénozoïques de Saint-Séglin, Pipriac et Langon (linéament Saint-Brieuc—Nord-sur-Erdre), s'accompagne de failles conjuguées à rejet senestre, d'orientation N30-50°E. Le rejet vertical du linéament N160°E de Pipriac est d'au moins 30 m (Estéoule-Choux *et al.*, 1988); les conjuguées N30°E compartimentent les grabens en « touches de piano ». Un mécanisme en « pull-apart » n'est pas à exclure pour expliquer le fonctionnement de ce système.

La distension E-W associée aux failles N160°E est jalonnée localement par des petits dykes hypovolcaniques doléritiques (Nord de Carentoir). Cette phase se situe après le Silurien inférieur et avant la schistogenèse; les failles N160°E ont rejoué après les cisaillements liés au CSA, au Permo-Trias, puis pendant le Cénozoïque (Gros et Limasset, 1984).

## MÉTAMORPHISME

La schistogenèse principale et le métamorphisme régional ont affecté indistinctement le Protérozoïque et le Paléozoïque. L'existence d'une discontinuité métamorphique entre les deux systèmes, sensible dans la région, doit être interprétée par des différences de profondeur des formations dans la pile sédimentaire, plutôt que par une évolution antérieure du Protérozoïque. L'existence d'un gradient N-S, dans lequel les valeurs de cristallinité des micas finissent par se rejoindre, confirme une évolution thermique identique pour les deux systèmes (Le Corre, 1978). Cet épisode de métamorphisme est synchrone de la déformation synschisteuse majeure; il est lié aux intrusions granitiques d'âge carbonifère.

## RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

La schistosité régionale S1 constitue un repère chronologique de base par rapport aux manifestations du magmatisme et du métamorphisme. Les relations entre métamorphisme et déformation ne peuvent être considérés qu'à l'échelle des microstructures.

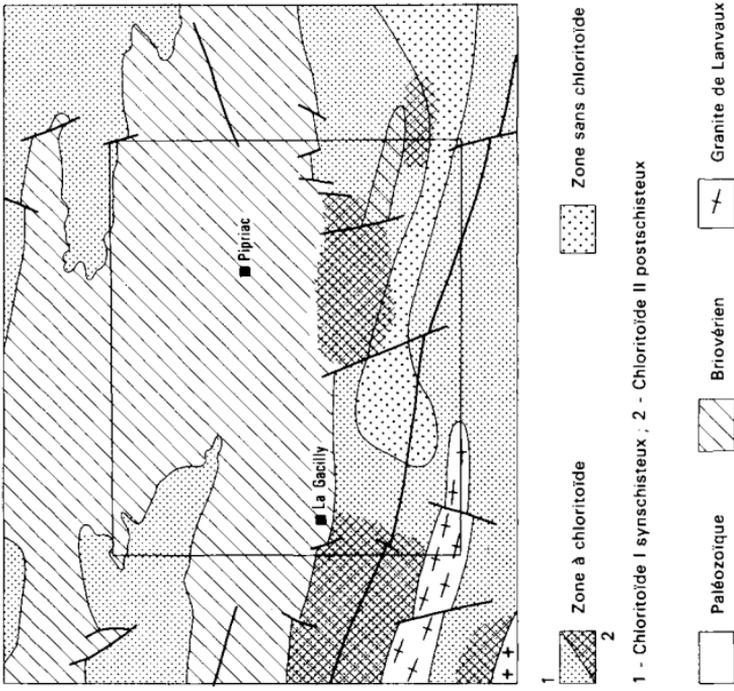


Fig. 5 - Carte de répartition du chloritoïde dans le Paléozoïque (d'après Le Corre, 1978)

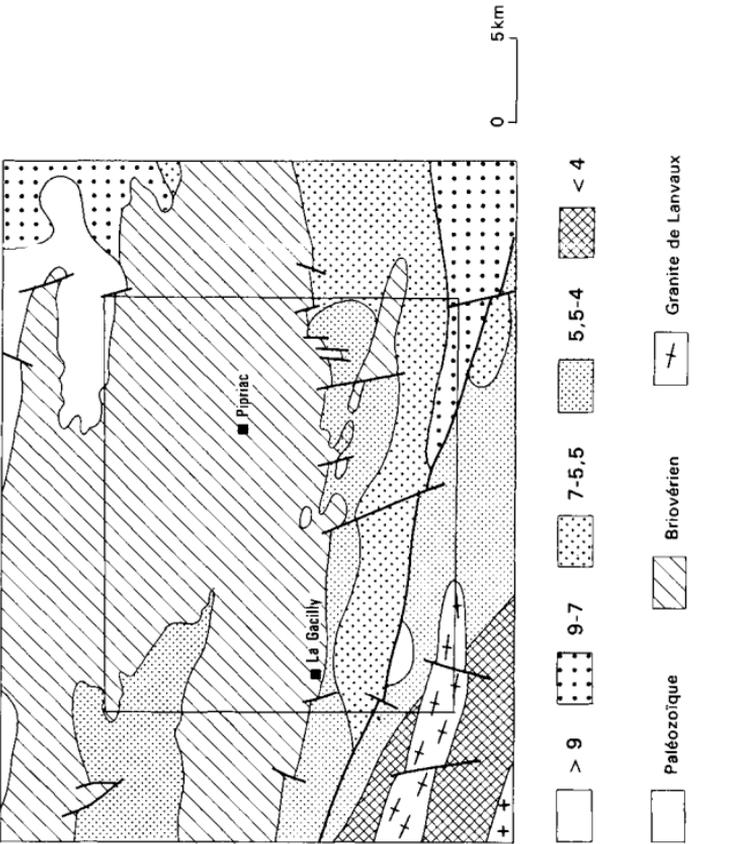


Fig. 4 - Carte de répartition des zones d'isocristallinité des micas dans la Formation d'Angers-Traveusot en Bretagne centrale (d'après Le Corre, 1978)

### **Minéraux antéschisteux**

Les minéraux néoformés sont rares et peu probants. Du chloritoïde précoce a été observé dans la Formation d'Angers—Traveusot; il s'agit probablement de l'influence thermique de la montée diapirique des leucogranites synschisteux.

### **Minéraux synschisteux**

Le métamorphisme régional s'exprime surtout dans la Formation d'Angers—Traveusot; la paragenèse synschisteuse est de type quartz, + chlorite, + chloritoïde, + phengite. Elle caractérise un métamorphisme de très bas grade. Les données sur la cristallinité des micas montrent l'existence d'une discontinuité entre le Briovérien et la Formation d'Angers—Traveusot (Le Corre, 1975) : le métamorphisme régional dans le Briovérien se situe nettement dans l'épizone, tandis que le Paléozoïque montre une plus grande diversité, allant de la diagenèse profonde à l'épizone. La carte des zones d'isocristallinité (fig. 4) montre l'existence d'un gradient N-S identique à celui de la schistosité, ainsi que l'importance de la discontinuité au niveau de la faille Malestroit—Angers. La répartition du chloritoïde I permet de faire les mêmes constatations (fig. 5).

Les cristaux de chloritoïde I sont, à tous les stades de leur développement, déformés ou tordus et sont plus ou moins contournés par la schistosité, les plus tardifs pouvant en fossiliser les stades initiaux.

### **Minéraux postschisteux**

Des taches discrètes de silicates d'alumine postschisteuses sont signalées par C. Le Corre dans la carrière de la Ville-Neuve en Sixt-sur-Aff; dans ce secteur, et jusqu'à Saint-Just, les schistes de la Formation de Pont-Réan, habituellement pourprés, ont un faciès lustré bleu à gris. L'apparition de chloritoïde II non déformé, sécant sur la schistosité, dans les formations silteuses, correspond à un métamorphisme de contact au sens strict ou à une imprégnation tardive par des fluides, également liée à un granite peu profond. L'anomalie gravimétrique de La Gacilly, oblique sur les structures, confirme l'existence d'un lobe granitique intrusif peu profond.

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

### *PROTÉROZOÏQUE—PALÉOZOÏQUE*

L'histoire géologique de la région se distingue par deux domaines d'importance spatiale inégale séparés par la branche nord du cisaillement sud-armoricain (CSA) ou faille de Malestroit—Angers :

— au Nord, le domaine centre-armoricain constituant l'essentiel de la feuille :

— au Sud, le domaine de l'anticlinorium de Lanvaux.

Le **domaine centre-armoricain** est constitué de puissantes assises détritiques et volcano-sédimentaires issues de l'érosion d'un socle plus ancien attribué au Protérozoïque terminal (« Briovérien » de C. Barrois, 1895) et dont seuls les termes supérieurs affleurent sur cette feuille; ils sont à rapporter au Briovérien postphtanitique. La rythmicité des sédiments, leur caractère immature, la présence de chenaux et de décharges conglomératiques, ainsi que certaines figures sédimentaires, traduisent une sédimentation de type turbiditique dans un milieu instable proche de la chaîne cadomienne.

Le Briovérien de Bretagne centrale a été défini comme l'ensemble des formations azoïques situées sous la discordance du Paléozoïque régional. Des données géochronologiques récentes ont fourni un âge de  $486 \pm 28$  Ma (méthode Pb/Pb sur monozircons) pour le volcanisme associé à la série rouge dans la région de Réminiac (Guerrot *et al.*, 1992). Ce volcanisme se situe donc à la limite Cambrien—Ordovicien. La discordance et le volcanisme associé sont interprétés comme la signature d'un épisode distensif en blocs basculés impliquant les formations anté-arénigiennes sur lesquelles va s'installer progressivement la transgression paléozoïque (Ballard *et al.*, 1986).

Aux séries rouges de Pont-Réan, sédiments discontinus et hétérogènes à caractère subcontinental (Bonjour, 1988), succèdent la sédimentation stratigraphiquement bien calée du Grès armoricain. Ces dépôts arénacés et matures, à caractère littoral (Durand, 1984), inaugurent sur la plate-forme épicontinentale de Bretagne centrale, une longue période de stabilité.

Au cours de l'Arénig—Caradoc, la subsidence s'accuse de manière asynchrone avec dépôts de sédiments essentiellement argileux (Formation d'Angers—Traveusot), sans variations notables hormis quelques fines passées grossières. Le Caradoc, qui correspond à une période d'interactions climatiques et tectoniques complexes, débute par une sédimentation arénacée immature (Formation du Châtelier); l'origine septentrionale des apports est attestée par le biseutage de cette formation vers le Sud, parallèlement à l'appauvrissement de la charge (disparition des feldspaths). Le retour à des conditions plus calmes se fait progressivement au cours du développement des dépôts argilo-silteux (Formation de Riadan—Renazé).

Le passage précis au Silurien demeure hypothétique à cause de l'absence de faune; la Formation de la Chesnaie, azoïque, est rapportée sans preuve à ce niveau (Llandovery inférieur?), qui correspond à une discontinuité de la sédimentation marquée par le passage brutal à des apports littoraux arénacés matures, interrompus par un épisode de dépôt de vase en milieu intertidal. Le Silurien n'est attesté qu'au Llandovery moyen, avec les sédiments arénacés de la Formation de Poligné, comparables aux précédents.

Au Llandovery—Ludlow, la sédimentation s'uniformise avec des dépôts euxiniques argilo-carbonés de milieu réducteur (ampélites) à l'écart des influences océaniques (Formation de Renac), et se poursuit vraisemblablement jusqu'au Pridoli (Formation de la Ville-Chauve), par des dépôts argileux (shales) alternant avec quelques lits arénacés riches en matière organique et admettant quelques passées phtaniti-

ques, des niveaux carbonatés ferrugineux ainsi que des passées micro-conglomératiques et de rares traces volcanoclastiques tufacées. Les termes les plus élevés de l'empilement paléozoïque semblent atteindre le Dévonien inférieur (Emsien supérieur) dans l'axe synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes.

L'histoire précoce, distincte et encore mal connue, du **domaine de l'anticlinorium de Lanvaux**, n'intéresse que la bordure sud de la feuille Pipriac, où affleure le Groupe de Bains-sur-Oust (ou Formation des Schistes et arkoses de Bains), formation métasédimentaire détritico qui aurait débuté au Briovérien et se serait prolongée jusqu'à l'Arénig, dont on observe quelques témoins lenticulaires aux caractères comparables à ceux du Grès armoricain. Le passage à l'Arénig supérieur (Formation d'Angers—Traveusot), bien que souvent tectonisé, se fait en continuité, tandis que la sédimentation tend déjà à s'uniformiser dans les deux domaines.

Cet axe est jalonné par un plutonisme d'affinité calco-alkaline (granite de Lanvaux), plus ou moins gneissifié, dont l'âge de mise en place apparaît globalement ordovicien, mais dont la signature magmatique est controversée : magmatisme orogénique selon P. Jégouzo *et al.* (1986), ou plus probablement magmatisme généré au cours de l'épisode ordovicien de distension crustale selon D. Thiéblemont *et al.* (1987) et, semble-t-il, contemporain de cisaillements senestres précoces de grande ampleur (de l'ordre de la centaine de kilomètres) le long de cet axe (Cogné *et al.*, 1983).

La structuration principale des formations sédimentaires est acquise au Carbonifère (Namurien) lors du cisaillement intracrustal dextre qui affecte l'ensemble du domaine centre-armoricain entre les failles bordières : les accidents nord et sud-armoricains (Gapais et Le Corre, 1980 ; Choukroune *et al.*, 1983). À cette structuration synschisteuse, est associée la mise en place des leucogranites sud-armoricains datés entre 330 et 340 Ma, d'origine crustale (Hanmer *et al.*, 1982), seulement soupçonnés dans cette région par leur enveloppe thermique (Le Corre, 1969b, 1978).

L'essentiel de la fracturation s'imprime dans le socle armoricain dès le Dévonien puis vers la fin du Carbonifère en liaison avec les grands cisaillements transcurrents dextres (CSA). Au-delà, en l'absence de dépôts mésozoïques, l'histoire des déformations cassantes du Massif armoricain demeure inconnue jusqu'au début du Cénozoïque.

## CÉNOZOÏQUE

Sur la feuille Pipriac, entre le Carbonifère et la fin du Crétacé, nous ne disposons d'aucun élément qui puisse permettre un commentaire fondé sur l'évolution paléogéographique de la région.

À la fin du Crétacé, ou au tout début du Tertiaire (Paléocène), il semble que le territoire de la feuille était émergé et soumis à l'altération

météorique sous un climat chaud et peut-être humide. Quelques brèches à ciment ferrugineux (faciès « minières ») sont les seules traces qui puissent être attribuées avec vraisemblance à cette période.

À l'Éocène, le territoire semble continental et connaît un climat chaud et humide. Ce contexte a pour conséquence le développement de profils d'altération épais (plusieurs dizaines de mètres à plus de 100 m d'influence), de la famille des latérites, et qui provoquent la formation d'horizons à kaolinite. À ces profils, sont associés les grès « ladères » ou « grès à Sabals » qui, bien que non reconnus sur la feuille, correspondent dans certains cas (carrière de la Croix-des-Landelles, feuille Châteaubriant; Borne *et al.*, 1986) à un silrète sommital de ces latérites. Dans ce paysage continental au relief peu différencié (« pénéplaine »), quelques dépressions (marais?, lagunes?) ont piégé des kaolins issus de l'érosion des sols, qui ont livré des pollens d'une flore arbustive de climat chaud et humide.

Avec l'Oligocène apparaissent des dépressions plus grandes alignées sur des accidents du substrat orientés NNW-SSE (faille Nort-sur-Erdre—Saint-Brieuc). Ces dépressions sont des grabens ou demi-grabens générés par la phase de distension qui affecte l'ensemble de la France au cours de cette période. En fonction de la position de ces grabens par rapport au rivage de l'époque, le remplissage de ces grabens est laguno-lacustre ou marin. Sur la feuille Pipriac, le bassin de Langon et sa faune marine s'oppose aux autres bassins oligocènes à remplissage lacustre. C'est l'organisation de ces dépressions alignées le long d'accidents structuraux qui a permis, depuis un siècle, à de nombreux auteurs (*cf.* Guilcher, 1948) de proposer l'existence de rias envahis par la mer oligocène.

Au Miocène, une transgression affecte toute la Bretagne centrale. Le conglomérat de base que l'on retrouve parfois montre que l'envahissement par la mer a été rapide et a érodé une grande partie du substrat. Le bras de mer qui a déposé les faluns (sable grossier calcaire et coquillier) reliait la Manche à l'Atlantique par l'intermédiaire d'une dépression large d'une centaine de kilomètres, de la baie de Saint-Brieuc au golfe du Morbihan (« mer des faluns »). Cette transgression ne s'ajuste pas sur les grabens oligocènes; elle envahit une région globalement subsidente et isole peut-être la Bretagne occidentale du continent.

Le Pliocène est aussi marqué par la transgression d'une mer qui apporte surtout des sables quartzeux (« Redonien » des anciennes publications). Cette mer pliocène semble occuper approximativement les mêmes limites qu'au Miocène (à l'exception du seuil des monts d'Arrée qui pourrait être émergé à cette époque). Pendant cette période, les grabens oligocènes (bassins de Saint-Séglin, Bouëssic, la Cohiais, Langon) sont réactivés (« pull-apart » subsident?) et permettent le piégeage de grandes épaisseurs de sable (parfois plus de 20 m). Cette transgression ne se limite pas à ces accidents structuraux mais envahit plus largement la région: de nombreux placages de

sables sur les interfluves, comparables aux sables de remplissage des bassins, peuvent être attribués avec vraisemblance à cette transgression.

Au cours du Pléistocène ancien, ou vers la limite avec le Pléistocène moyen (anté-Cromérien?), la région connaît une épirogénie positive qui détermine un rajeunissement général du relief et provoque l'enfoncement des vallées. Cet enfoncement semble de l'ordre de 50 à 80 m sur le territoire de la feuille. Il détermine des vallées qui sont guidées par la structure régionale mais qui s'affranchissent du cadre paléogéographique existant à la fin du Miocène : le cours des rivières principales (Vilaine, Aff) apparaît indépendant des bassins tertiaires d'une part, et des systèmes fluviaux du Plio-Pléistocène ancien d'autre part.

Le Quaternaire est marqué par l'alternance de climats tempérés et de phases froides (« glaciations »). L'ensemble de la Bretagne subit les climats périglaciaires qui provoquent l'érosion de la plupart des dépôts meubles qui existaient en surface. Seuls les derniers cycles froids (Saalien et Weichsélien surtout) sont bien exprimés sur le territoire de la carte ; ils déterminent des heads qui couvrent la plupart des zones de faible pente (région à substrat briovérien, base des versants du synclinorium paléozoïque). Au cours de ces cycles froids, les rivières ont un régime très contrasté, avec des « débâcles » qui permettent le transport d'alluvions grossières.

À l'Holocène, le climat tempéré stoppe cette dynamique et fige momentanément le relief. Seuls les matériaux fins (limons, argiles) sont transportés par les rivières, l'érosion des sols étant accélérée depuis le Néolithique par les interventions de l'homme.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *RESSOURCES EN EAU*

L'eau souterraine peut être présente, sur la feuille Pipriac, dans trois types d'aquifères.

#### **Dépôts fluviaux**

Ils sont représentés :

— soit par des placages d'alluvion de terrasses anciennes subsistant de part et d'autre de la vallée de la Vilaine et de l'Aff. Leurs extensions en surface et en profondeur sont très limitées et variables d'un secteur à l'autre. L'un d'entre eux est exploité pour l'eau potable par un puits classique profond de 11 m, au lieu-dit la Rabine sur la commune de Guipry (35). Le débit annuel exhauré est de l'ordre de 60 000 m<sup>3</sup> ;  
— soit par des dépôts alluvionnaires, beaucoup plus importants en superficie et épaisseur, qui occupent les fonds des vallées de la Vilaine, de l'Aff et de l'Oust. Ils recouvrent parfois des dépôts sableux tertiaires, comme c'est le cas à Langon et Sainte-Anne-sur-Vilaine (35). La

Commune Lieu-dit	Nom de l'ouvrage	Type d'ouvrage	Caractéristiques	Volumes pompiés	Volume apporté artificiellement
LANGON (35) Port-de-Roche	Puits 2	Puits à drains rayonnants (3 drains)	Prof : 11,5 m Ø : 3 m	1 600 000 m <sup>3</sup> en 3 ans	Réalimentation arti- ficielle : 1 000 m <sup>3</sup> /j pendant 200 j/an
	Puits 3	Puits à drains rayonnants (4 drains)	Prof : 10 m Ø : 3 m		
	Puits 4	Puits classique vertical	Prof : 14,70 m Ø : 0,317 m	Mis en exploitation en 1993	
MESSAC (35) Raulin	Puits	Puits à drains rayonnants (3 drains)	Prof : 10 m Ø : 2,5 m	600 000 m <sup>3</sup> /an	Réalimentation : 2/3 de la production

**Tableau 3 - Caractéristiques des ouvrages exploitant la nappe des alluvions de la Vilaine.**

présence d'un soubassement perméable augmente les ressources des aquifères alluvionnaires et les possibilités de rabattement des ouvrages.

Seules les alluvions de la Vilaine sont actuellement exploitées pour l'adduction d'eau potable (A.E.P.) à partir de plusieurs ouvrages, soit des puits classiques, soit des puits à drains rayonnants. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 3.

Leur alimentation en eau provient pour partie de la nappe contenue dans les alluvions mais aussi, et de façon primordiale, de la Vilaine soit par drainage naturel de celle-ci au travers de ses berges et des alluvions, soit par alimentation artificielle de la nappe par injection d'eau de la Vilaine dans des tranchées. Ceci permet d'obtenir de grandes quantités d'eau bactériologiquement saine et peu ou pas chargée de matières en suspension.

La caractéristique principale de ces alluvions est leur grande hétérogénéité liée à leur mode de dépôt (le lit de la Vilaine s'est déplacé plusieurs fois et les dépôts alluvionnaires se sont effectués dans des chenaux). C'est pourquoi les valeurs de transmissivité et du coefficient d'emmagasinement sont très variables d'un point à un autre et peuvent évoluer d'un facteur de 1 à 30 ( $T$  entre 0,019 et  $6 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s,  $S$  entre  $1 \cdot 10^{-2}$  et  $3 \cdot 10^{-4}$ , la nappe étant captive localement).

La qualité chimique de l'eau de la nappe des alluvions suit la même évolution, avec localement des valeurs très élevées en fer et/ou manganèse (jusqu'à 2 à 3 mg/l), alors qu'ailleurs les teneurs en ces éléments sont normales ( $\approx$  0,2 mg/l).

Jusqu'à une période récente des puits classiques exploitaient également l'eau des alluvions sur l'île de Beslé en Guéméné-Penfao (44) avec des débits de 20 à 30 m<sup>3</sup>/h par ouvrage (2 à 4 puits selon les périodes). Ce site a été abandonné lors des grandes sécheresses de 1989 à 1991, du fait de la mauvaise réalimentation de la nappe par la Vilaine (son niveau restant trop bas) et des valeurs élevées en manganèse de l'eau pompée.

Actuellement, un autre site dans les alluvions de la Vilaine est en activité sur la commune de Masserac (44) plus en aval (hors carte).

### **Formations tertiaires**

Comme pour les alluvions, ce sont :

- soit des placages de sable pliocène dispersés sur la partie est de la feuille. Ils sont alors peu épais, d'extension limitée, et ne sont pas exploités pour l'adduction d'eau potable ;
- soit des bassins bien individualisés, d'origine structurale, beaucoup plus développés en surface et épaisseur : bassins de Saint-Séglin, Bouëssic (Nord-Ouest de Pipriac), le Meneu (Sud-Ouest de Pipriac), la Cohiais (Sud-Est de Pipriac), Langon et Lohéac. Deux d'entre eux sont exploités pour l'eau potable :

Le **bassin du Meneu (Pipriac)**, est constitué de sables pliocènes pouvant atteindre 20 m d'épaisseur, qui affleurent sur une superficie de 25 hectares.

Les essais par pompage réalisés en 1978 par le BRGM (Talbo, 1978) ont permis d'approcher les valeurs de la transmissivité qui sont de l'ordre de 5 à  $6.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, et du coefficient d'emmagasinement qui évolue de 0,01 à 0,11.

Malgré le faible volume que représente ce bassin tertiaire, on peut en extraire environ 180 000 m<sup>3</sup> d'eau par an grâce à une réalimentation naturelle de la nappe, pendant au moins la moitié de l'année, par la rivière le Canut qui traverse le site.

Dans le **bassin de Lohéac**, les faluns (puissance de 12 à 23 m) surmontés de 4 à 5 m de sables pliocènes sont exploités par un ouvrage de 25 m de profondeur ( $\varnothing$  : 0,3 m) qui produit de l'ordre de 52 000 m<sup>3</sup>/an, ce qui reste assez limité et est à mettre en relation avec la faible dimension de ce bassin. Les caractéristiques (T et S) de cet aquifère ne sont pas connues.

Des sables pliocènes existent également sous les alluvions de la Vilaine de part et d'autre de celle-ci à Langon et Sainte-Anne-sur-Vilaine. Ils ont été exploités de 1962 à 1975 par un forage profond de 35,5 m qui captait en partie l'eau des sables et en partie l'eau des alluvions, et produisait 300 m<sup>3</sup>/h d'eau. Il a été abandonné lors de la mise en place de puits à drains rayonnants dans les alluvions de la Vilaine.

### Formations anté-secondaires du socle

- Elles couvrent la quasi-totalité de la feuille et sont constituées :
- de terrains sédimentaires paléozoïques (de l'Arénig à l'Emsien supérieur) qui affleurent sur tout le Sud de la carte et de façon très localisée au Nord-Ouest ; ce sont des alternances de schistes, grès et quartzites ;
  - de schistes et grès briovériens (Protérozoïque) qui prédominent sur la feuille et sont présents dans la partie nord ;
  - de granites, peu représentés au Sud ;
  - de formations volcaniques, essentiellement dans le secteur nord-ouest de la carte.

Commune	Département	Lieu-dit	Date	Géologie	Volume pompé m <sup>3</sup> /an
Pipriac	35	Crocherdais Le Boudret	1961 1957	Schistes et poudingues briovériens	= 45 000
Carentoir	56	Siloret	1959	Schistes, grès et poudingues briovériens	62 200

Les dispositifs de captages s'adressant à ces formations sont traditionnellement constitués par des puits de quelques mètres de profondeur, coiffant des émergences de sources. Ainsi plusieurs captages d'adduction d'eau potable sont de ce type (tabl. précédent).

Depuis l'apparition, en 1974, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (marteau fond-de-trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient, principalement chez les particuliers, agriculteurs et industriels. Les résultats qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais sont suffisants pour répondre aux besoins.

● **Caractère aquifère des formations anté-secondaires.** Dans ces roches dures, à très faible 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 les 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 arénitiques en contact avec le réseau alimentant le forage. De ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au marteau fond-de-trou lors de la foration (méthode appliquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompages d'essai de longue durée (de préférence, au moins un mois) sont nécessaires.

● **Forages du socle : résultats connus.** Une centaine de forages sont répertoriés sur le territoire de la feuille. Des profondeurs et les débits obtenus au moment de la foration (débits instantanés) sont connus pour 88 d'entre eux. Leurs résultats sont les suivants :

Effectif	Débit moyen m <sup>3</sup> /h	Extrême m <sup>3</sup> /h	Profondeur moyenne (m)	Extrêmes m
88	6	0,4 et 39	52	16 et 92

Faute d'un échantillonnage suffisant, on ne peut établir de relations entre les débits et la lithologie qui peut être variable aussi bien dans le Paléozoïque que dans le Protérozoïque.

Comparées aux valeurs des moyennes de débit que l'on trouve sur l'ensemble de la Bretagne, celle de la feuille se rapproche de la plus faible qui est observée dans le Morbihan :

Département	Moyenne débit m <sup>3</sup> /h	Moyenne profondeur m
22	10,4	59
29	7	40
35	8,7	48
56	6	51

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées, douces, acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée.

Aucun captage d'adduction d'eau potable n'existe dans le socle sur le périmètre de la feuille.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Aucune carrière de capacité industrielle ne fonctionne dans la région. La plupart des formations géologiques couvertes par la feuille Pipriac ont cependant fait l'objet d'extraction de type artisanal à toute époque. Pour les périodes les plus reculées (Néolithique), les poudingues de type Gourin ou Montfort, les silstones de la Formation de Pont-Réan, le quartz filonien, ont servi à l'édification des nombreux mégalithes de la région.

#### **Sables**

Les sables pliocènes, présents en de nombreux petits placages dans toute la région, ont été peu utilisés. Seule une carrière, aujourd'hui abandonnée, à Port-de-Roche en Langon, a eu une certaine importance. Ces sables servent généralement pour la maçonnerie et pour le remblaiement des chemins, lorsqu'ils sont argileux. Une « terre à poterie » aurait été exploitée dans le petit dépôt de sable rouge de Luguen (Nord de Lieuron).

#### **Sables et graviers**

Les alluvions récentes (Fy<sub>1</sub>-Fz) de la Vilaine ont été exploitées à l'amont et à l'aval de Messac, ainsi que dans le bassin de Langon, comme tout-venant et pour sable à béton. Les anciennes carrières sont laissées actuellement en plan d'eau. Leur épaisseur est très variable (quelques décimètres à 3 m).

Les autres vallées alluviales, de l'Aff et de l'Oust, n'ont pas été exploitées.

#### **Calcaire**

Entre le Vaulay et Langon, une carrière aujourd'hui inaccessible aurait exploité des marnes et calcaires.

#### **Faluns**

À Lohéac, une très ancienne carrière a exploité des faluns miocènes. La puissance du gisement varie de 12 à 23 m, sous 4 à 5 m de sable rouge ; son extension est par contre très réduite. Ces faluns servaient à l'amendement des terres.

## **Argiles**

Une seule briqueterie, située à Langon, dans le val de la Vilaine, a exploité des limons sableux récents (Fz); cette usine a fermé en 1968. Un lieu-dit la Poterie, en Sainte-Anne-de-Vilaine, pourrait indiquer un indice d'extraction d'argile oligocène.

À 600 m à l'Ouest de Port-de-Roche en Langon, une carrière aurait été exploitée pour extraire de l'argile beige à poterie.

Les petits bassins de Saint-Séglin et de Pipriac contiennent, sous des recouvrements sableux importants, des gisements d'argile oligocène à attapulgite, reconnus par sondages.

## **Grès, quartzites, conglomérats**

Ce sont les matériaux les plus communément exploités dans des petites carrières à vocation locale; la plupart sont abandonnées et servent de décharges. Les grès et quartzites ont servi autrefois comme moellons de construction (Grès armoricain, quartzites du Briovérien). Ils ont été et sont encore, avec les poudingues de type Gourin altérés, utilisés pour l'empierrement des chemins. Localement, à la Morinais en Langon, les grès de la Formation du Châtellier sont utilisés comme pierre de dallage.

## **Ardoises et dalles rustiques**

À cause de leur mauvaise qualité ardoisière, les schistes de la Formation d'Angers—Traveusot de la région n'ont donné lieu qu'à des exploitations modestes, à usage local. Quelques trous récents indiquent que ces schistes sont utilisés pour la viabilité des chemins privés, à Bouêd'hors et au Fréchet en Bains-sur-Oust.

Les schistes de la Formation de Pont-Réan ont été exploités dans de nombreuses carrières autour de Saint-Just et à Sixt-sur-Aff, comme dalles rustiques et pour la confection de linteaux et d'encadrements de portes et fenêtres. Deux carrières fonctionnent encore à Parsac et au Nord-Est du Vieux-Bourg.

## **Granite**

Le granite de Lanvaux a été localement utilisé comme moellons de construction à Bains-sur-Oust.

# *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

## **Fer**

Les minéralisations reconnues appartiennent à un district ferrifère situé dans les schistes siluro-dévonien affleurant suivant une longue



bande, de Saint-Barthélemy (près d'Angers) à Malestroit en passant par Angrie, Grand et Petit-Auverné, Pierric, Beslé, Renac et au Nord de Glénac. Le gisement du Haut-Sourdéac en Glénac, placé par certains auteurs (Barrois et Pruvost, 1933) dans le Dévonien, semble également contenu dans cette formation.

Ce minerai de fer a fait l'objet de nombreux travaux et recherches dans le secteur compris entre Beslé et Glénac. Dans cette région, une ou deux couches de minerai de fer ont été reconnues dans les schistes siluro-dévonien et exploitées au cours du XIX<sup>e</sup> siècle. Quelques recherches ont été entreprises avant la guerre de 1914, en 1930 puis vers 1962, sans suite. Aujourd'hui, quasiment rien ne subsiste de tous ces travaux anciens, à part les entrées de puits de mines au Haut-Rimon en Renac et au Haut-Sourdéac, ainsi que des indices de surface dans les champs tout le long de la bande (fig. 6).

Les travaux exécutés n'ont atteint les couches qu'en quelques endroits et à 20 m au plus de profondeur. La littérature ancienne admet une allure tronçonnée et irrégulière à ce gisement ferrifère. Le minerai assez homogène et d'épaisseur variable, n'est pas nettement séparé des schistes encaissants et s'y fond progressivement au toit et au mur.

Le minerai est siliceux, alumineux, carbonaté et phosphaté, gris sale ou noir, soit à grain très fin, soit à oolites plus ou moins grosses, souvent brisées et morcelées. À l'affleurement, il est hydroxydé et a été souvent remanié pour former des gisements superficiels latéritiques (Stouvenot, 1920). Les teneurs en fer sur minerai cru varient de 30 à 47 % sur l'ensemble de la zone. Une analyse chimique d'un minerai du Haut-Rimon (mine de Trobert) en Renac donne les résultats suivants (Lenglet, 1913) :

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO <sub>2</sub>	MgO	Fe	P.F.
17,82	2,89	3/95	6,78	tr.	tr.	41,39	9,50

Le mode de gisement du minerai de fer reste controversé : l'aspect bréchique du minerai, souvent mélangé de schiste altéré, l'existence en profondeur de sulfures (pyrite, galène, mispickel) décrits par L. Davy (1911), l'impression qui résulte de la visite des anciens travaux, où le minerai se présente en colonnes subverticales et où les schistes des épontes sont au contraire faiblement pentés, font penser à une zone de fractures assez parallèles à l'accident Malestroit-Angers (CSA).

Pour E. Raguin (1948, *in* Horon, 1961), le minerai serait d'origine sédimentaire pour plusieurs raisons :

- présence de phosphates ;
- minerai en lamines interstratifiées dans les schistes ;
- affleurements soulignant une limite stratigraphique, le minerai se situant au-dessus des grès à *Orthis* (Lochkovien).

Opinion analogue de O. Horon, qui indique que l'on retrouve dans la roche encaissante des nodules de carbonate ou d'hématite relativement loin de la couche minéralisée (Horon *et al.*, 1962).

On note que la minéralisation ferrifère est associée à des sulfures. Ce contexte hydrothermal souligne une discontinuité tectonique importante affectant la croûte, dans une zone parallèle et proximale à l'accident Malestroit—Angers.

L. Davy, en 1911, mentionne du minerai de fer dans le Grès armoricain à Saint-Ganton, au Merienneuf en Langon, à la Butte-aux-Anes en Renac et à la lande de Quilly en Sixt-sur-Aff. Ces indices jalonnent le toit du membre gréseux inférieur (O<sub>2a</sub>).

Les minéralisations de La Chapelle-de-Brain (ou Saint-Melaine) ont fait l'objet de nombreux travaux de recherche vers 1910 et en 1966. Les filons de quartz font partie d'un stockwerk minéralisé dans les schistes de la Formation d'Angers—Traveusot avec : or (1,5 g/t), stibine, cassitérite, blende brune et noire, chalcopyrite, covellite, malachite, mispickel, pyrite. Le quartz est carié, rubéfié, avec empreintes de cristaux de pyrite détruits par oxydation. Ce gîte a été décrit par F. Kerforne (1922) : selon lui, le filon s'étend de Brain à Renac suivant une direction parallèle à l'accident Malestroit—Angers ; sa puissance moyenne est de 0,40 m, le pendage S, et il y a parfois deux filons parallèles. Plusieurs puits, galeries et tranchées ont été creusés à l'Est et à l'Ouest du village (puits de Beusoleil, de Garinel, puits Monier, puits Georges). Des filons croiseurs minéralisés, d'orientation N20°E et N65°E, ont été recoupés par les travaux.

### **Plomb-zinc**

Dans le cadre d'une recherche des filons subméridiens à plomb-zinc en Bretagne, le BRGM a étudié, au Sud de la Telhaie (synclinal de Réminiac), une zone minéralisée ayant ces caractéristiques. Le filon des Cormiers est marqué en surface par une forte anomalie géochimique et des volantes de barytine. Plusieurs sondages carottés, terminés en 1984, ont recoupé la caisse filonienne sur quelques mètres à diverses profondeurs dans les schistes pourprés ou plus souvent les volcanites kératophyriques. Dans une brèche plus ou moins hydrothermalisée, argileuse, avec quartz et barytine, blende, galène et marcassite sont présentes. Des teneurs calculées sur des passées de 0,85 à 2,90 m et 1 m en moyenne ont montré : 0,76 à 10,6 % de Pb + Zn et 10 à 133 g/t d'argent. Petit gisement potentiel, le filon de la Telhaie n'a pas été étudié plus avant.

### **Indices et gîtes minéraux de la feuille Pipriac**

Bains-sur-Oust (387-5-4002) (x = 269,1 ; y = 310). Carrière de granite : filon de quartz à pyrite triglyphe et molybdénite.

Bains-sur-Oust, la Ferrière (x = 269,8 à 270,5; y = 312,4 à 312,5). Travaux anciens entre le Fréchet et le château de la Ferrière : minerais de fer (hématite).

Bains-sur-Oust, les Touches (x = 268,1 à 269,4; y = 312,7 à 312,6). Très vieux travaux, jalonnés par de petites excavations : minerais de fer (hématite compacte, très dense).

La Chapelle-Saint-Melaine, Augon (x = 279,4; y = 310,1). Anciennes minières exploitées pour les forges de Tabago : limonite massive cryptocristalline ou mamelonnée; graphite en très fins agrégats cryptocristallins enrobés par l'hydroxyde de fer.

Langon, Beausoleil (x = 283,3; y = 308,7). Galerie dangereuse : hématite en plaquettes; sidérite en gros nodules.

Brain-sur-Vilaine, Haillerais (x = 281,8; y = 309,3 à x = 281,3; y = 309,4). Anciennes minières exploitées pour les forges de Tabago (puits et galeries) : goëthite massive, à structure mamelonnée, sphérolitique, parfois cryptocristalline; sidérite en profondeur.

Bains-sur-Oust, Bignon (x = 271,6; y = 312,4). Travaux anciens (carrère du Plessix) : hématite.

Renac, château du Petit-Bois (x = 276; y = 311,9). Travaux anciens : hématite.

Glénac, Haut-Sourdéac (387-5-4001) (x = 265,8; y = 313,4). Minières anciennes, puits et galeries : hématite, pyrite, galène dans des schistes gréseux.

Langon, Port-de-Roche (387-8-4001) (x = 286,2; y = 313,3). Filon à stibine et mispickel dans les schistes pourprés de Pont-Réan.

Renac, Rhunes (x = 272,3; y = 312,4). Puits en 1913 : limonite; sidérite en noyaux dans la limonite.

Renac, Trobert (x = 273,6 à 273,9; y = 312,4 à 312,5). Anciennes minières exploitées à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle pour les forges de Tabago : limonite massive, cryptocristalline à mamelonnée, intimement associée à du psilomélane.

Renac, le Valet (x = 276,3; y = 311,4). Anciens travaux (1913-1914) : hématite compacte en gros rognons, limonite.

Langon, Balac : limonite.

Renac, Bois-Raoul : hématite.

Messac, Boulifart : limonite.

Messac, le Châtelier : goëthite, hématite, limonite.

Brain-sur-Vilaine, la Gavenais : minerai de fer.

Langon, Hainlée : attapulгите, illite, kaolinite, montmorillonite.

Langon, lande de Bodiguel : limonite.

Langon, Langon : mispickel, or, pyrite.

Pipriac, Launay : attapulгите, illite, kaolinite, minéraux manganésifères.

Messac, moulin de Cahors : limonite.

Renac, Petit-Frèche : minerai de fer.

Sainte-Anne-sur-Vilaine, la Poterie : attapulгите, illite, kaolinite.

Saint-Ganton, butte de la Roche : limonite.  
Chapelle-Saint-Melaine, le Tertre : minerai de fer.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La présence humaine la plus anciennement attestée se situe dans les niveaux sablo-graveleux surmontant les sables pliocènes de Saint-Malo-de-Phily, exploités sur la feuille voisine Bain-de-Bretagne. Des « choppers », outillages frustes de grès ou quartzite grossièrement éclaté, sont datés des environs de 700 000 ans.

Le mégalithisme est largement représenté dans la région, avec deux séries d'alignements spectaculaires : les Demoiselles de Cojoux en Saint-Just et les Demoiselles de la lande du Moulin en Langon. L'ensemble de Cojoux comprend des petites files de menhirs, associés à un cromlech et des tertres tumulaires ; des restes d'occupation du Néolithique moyen à l'âge de bronze ont été mis en évidence dans ces structures (Giot *et al.*, 1979). D'autres mégalithes existent dans le secteur : un dolmen et un menhir à La Gacilly, deux menhirs à Renac, trois menhirs à Messac, un menhir à Trégaret en Sixt-sur-Aff.

La Vilaine sert de frontière naturelle entre la Civitas gauloise des Riedones à l'Est et la Civitas des Coriosolites à l'Ouest. Quelques structures de type ferme indigène et des éperons barrés matérialisent l'occupation du terrain avant la conquête romaine.

L'occupation romaine est bien attestée dans la région par le passage de trois voies : l'une de Rieux à Rennes, l'autre de Nantes à Corseul et celle d'Angers à Carhaix par Lohéac, qui semble avoir été un carrefour important. La densité des sites ruraux ou culturels (temple de Vénus à Langon) paraît surtout plus importante aux abords de la Vilaine.

Un site semble lié directement à l'extraction ou au traitement du minerai de fer à Saint-Marc et Baron en Guipry, où l'on trouve des scories associées à des tegulae, de la poterie commune et des coquilles d'huîtres (Provost et Leroux, 1990). Ce site est tout proche de la Vilaine et en contrebas des grès armoricains inférieurs.

Localement, des vestiges de cuirasse latéritique ont fait l'objet d'une extraction lors d'une époque indéterminée, à la lande de Cahors et aux Fossettes en Messac : des trous de faible profondeur (2 m maximum), entourés de blocs de minerai fer, parsèment les bois de ce secteur.

Au Moyen-Âge, l'activité humaine liée aux richesses du sous-sol s'intensifie. De nombreux amas de scories jalonnent le Grès armoricain, bien que les niveaux de minerai de fer n'affleurent pas dans la région.

Certains amas de scories sont attestés du XII<sup>e</sup> siècle, mais cela n'est pas une règle générale; certains peuvent être beaucoup plus anciens ou plus récents.

Au bois de la Bouessière en Langon, les scories ont une teneur en fer de 50 %, en silice de 20,66 % et en phosphore de 0,524 % (Davy, 1913).

Quelques sarcophages en calcaire coquillier sont cités dans la littérature; l'un d'eux est visible à Langon, dans la chapelle Sainte-Agathe (Provost et Leroux, 1990). Leur origine locale (bassin de Rennes) est probable.

L'implantation des mottes médiévales reflète assez bien les zones occupées à cette époque; elles sont surtout nombreuses dans la dépression de Pipriac. Les hauteurs paléozoïques couvertes de bois et de landes, aux sols impropres à la culture, n'ont pas attiré les défricheurs. La répartition des mottes médiévales a fait l'objet d'un inventaire (Brand'honneur, 1990); aucune d'entre elles ne semble en relation avec l'exploitation du fer.

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le **guide géologique régional : Bretagne** (Durand et Lardeux, 1985. Paris : Masson édit.), décrit, dans les itinéraires 11 et 12, les sites les plus caractéristiques de la feuille Pipriac.

Le lecteur devra s'enquérir sur place des conditions d'accès à certaines carrières ou affleurements auprès des propriétaires, et prendre garde aux dangers d'éboulements.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALIX Y. (1966) — Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. D.E.S., Rennes, inédit.
- ANONYME (1961) — Recherches pour minerai de fer dans la région de Renac (Ille-et-Vilaine). Archives BRGM, Nantes.
- BABIN C. (1958) — Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). D.E.S., Rennes, 56 p.
- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976) — Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, fasc. spéc., 31 p.
- BALLARD J.F. BRUN J.P., DURAND J. (1986) — La discordance Briovérien—Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale: signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.

- BARROIS C. (1892) — Sur la présence de fossiles dans le terrain azoïque de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 115, p. 326-328.
- BARROIS C. (1895) — Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Saint-Brieuc (1<sup>re</sup> éd.).
- BARROIS C., BOCHET L. (1889) — Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Redon (1<sup>re</sup> éd.).
- BARROIS C., PRUVOST P. (1933) — Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Redon (2<sup>e</sup> éd.).
- BECQ-GIRAUDON J.F., TRAUTMANN F. (1989) — Taphonomie et pétrogenèse des nodules «silico-alumineux» phosphatés de l'Ordovicien (Llanvirnien/Llandeïlien) du Massif armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 9-16.
- BERTHÉ D. (1980) — Le cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint-Jean-Brévelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 150 p.
- BERTHÉ D. *et al.* (1977) — Données nouvelles sur l'origine du « Complexe des schistes et arkoses de Bains » (Cambro-Aréniq? de Bretagne centrale). 5<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, Rennes, p. 66.
- BONJOUR J.L. (1988) — Sédimentation paléozoïque initiale dans le domaine centre-armoricain. Thèse doct. univ. Rennes, 257 p.
- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1988) — U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale. *Chem. Geol.* (Isotope geosci. sect.), 72, p. 329-336.
- BORNE V., CHEVALIER M. *et al.* (1986) — Excursions géologiques. Colloque «Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain». Livret-guide, univ. Nantes et Rennes, 99 p.
- BOS P. (1986) — Substances utiles de l'ère tertiaire. Plan minier breton: matériaux de carrière (1985). Rapp. BRGM SGR/BRE 86-09, 36 p.
- BOS P. (1989) — Recherches d'argiles nobles en Ille-et-Vilaine. Plan minier breton (1986). Rapp. BRGM 89 SGN 266 BRE, 31 p.
- BRAND'HONNEUR M. (1990) — Les mottes médiévales d'Ille-et-Vilaine. Centre régional d'archéologie d'Alet, 98 p.
- BRUN J.P., BALLARD J.F., LE CORRE C. (1991) — Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Struct. Geol.*, 13, 4, p. 419-429.
- CAVET P., ARNAUD A., BLAISE J., BROSE R., CHAURIS L., GRUET M., LARDEUX H. (1976) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Angers (454). Orléans: BRGM, 42 p. Carte géologique par P. Cavet, M. Gruet, L. Chauris, J. Blaise, A. Arnaud, H. Lardeux, R. Brosse (1976).
- CHAUVEL J.J. (1958) — Étude géologique de la terminaison occidentale du synclinal de Segré et de l'anticlinal de Châteaubriant—Le Grand-Fougeray. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n.s., t. 1, p. 1-33.

- CHAUVEL J.J. (1959) — Relations structurales entre le Briovérien et la « Série rouge » dans les synclinaux du Sud de Rennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 142.
- CHAUVEL J.J. (1960) — Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 12-13.
- CHAUVEL J.J. (1968) — Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne (thèse, Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 16 (1971), 244 p.
- CHAUVEL J.J., PHILIPPOT A. (1961) — Sur la discordance de base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine). Trois carrières démonstratives. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, fasc. 1, p. 1-7.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) — Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations continues associées : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 657-660.
- CLERCX B. (1970) — Le gisement de fer de Rougé (Loire-Atlantique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 93-2, p. 317-330.
- COGNÉ J. (1957) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. France (1960)*, 382 p.
- COGNÉ J.P. (1981). — Le granite gneissique de Lanvaux : structure et déformation D.E.A., Rennes, 43 p.
- COGNÉ J.P., CHOUKROUNE P., COGNÉ J. (1983) — Cisaillements varisques superposés dans le massif de Lanvaux (Bretagne centrale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 296, II, p. 773-776.
- DAVY L. (1911) — Les minerais de fer de l'Anjou et du sud-est de la Bretagne. *Bull. Soc. indust. min.*, 4<sup>e</sup> sér., t. 14, p. 19-110.
- DAVY L. (1913) — Étude des scories de forges anciennes éparses sur le sol de l'Anjou, de la Bretagne et de la Mayenne. *Bull. Soc. indust. min.*, avril 1913, p. 397-579.
- DELAGE M. (1877) — Stratigraphie des terrains primaires dans le nord du département d'Ille-et-Vilaine (thèse, Paris). Rennes : Oberthur impr., 138 p.
- DEMAY A. (1951) — Sur le métamorphisme régional du Paléozoïque dans l'anticlinal de Lanvaux, en Armorique méridionale et sur l'âge du granite de Lanvaux. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 233, p. 1636-1638.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) — Un microplancton à Acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et sud de Rennes). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 6, p. 196-198.
- DOLLFUS G.F. (1901) — Les derniers mouvements du sol dans les bassins de la Seine et de la Loire. C.R. VIII<sup>e</sup> congrès géol. intern., Paris (1900), fasc. 1, p. 544-560.
- DOLLFUS G.F., DAUTZENBERG P. (1902) — Conchyliologie du Miocène moyen du bassin de la Loire. 1<sup>re</sup> partie : description des gisements. *Mém. Soc. géol. France*, X, 27, fasc. 2-3.

- DURAND J. (1984) — Ichnocœnoses du Grès armoricain (Ordovicien inférieur du Massif armoricain) dans leur contexte sédimentologique. 1<sup>er</sup> congrès intern. paléoécologie, Lyon.
- DURAND J. (1985) — Le Grès armoricain; sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. docum. Centre armoricain ét. struct. socles, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) — Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique et tectonique (thèse, Rennes) Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 12, 389 p.
- DURAND S., ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J. (1962) — Données nouvelles sur les formations de la minière de Rougé (Loire-Atlantique). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 302-303.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1984) — Palygorskite in the Tertiary deposits of the Armorican Massif. Palygorskite-sepiolite occurrence, genesis and uses. *Develop. in Sedimentology*, 37, p. 75-85.
- ESTÉOULE-CHOUX J., BOS P., BLANCHET C. (1988) — Le bassin tertiaire de Pipriac (Ille-et-Vilaine): structure, mise en évidence de dépôts oligocènes. *Géologie de la France*, 1, p. 47-50.
- FAURE-MURET A. (1944) — L'anticlinal de Lanvaux (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. XIV, p. 279-306.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F. (1985) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Redon (419). Orléans: BRGM. Notice explicative par J. Fourniguet, F. Trautmann (1985), 69 p.
- FOURNIGUET J., TRAUTMANN F., MARGEREL J.P., WATHLEY R.C., MAYBURY C., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1989) — Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan): sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 55-78.
- GAPAIS D. (1979) — Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (dome gneissique de Kuopio, Finlande). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 261 p.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1979) — Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288, p. 574-576.
- GIOT P.R., L'HELGOUACH J., MONNIER J.L., (1979) — Préhistoire de la Bretagne. Ouest-France Université, 434 p.
- GOURLAY P. (1981) — Les enveloppes sédimentaires du massif granito-gneissique de Lanvaux: structure et déformation. D.E.A., Rennes, 55 p.
- GROS Y., LIMASSET O. (1984a) — Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. Doc. BRGM, n° 84, p. 51-65.
- GROS Y., LIMASSET O. (1984b) — La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapp. BRGM SGR/PAL 84-27, 80 p.

- GUERROT C., CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) — Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale: nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1741-1746.
- GUILCHER A. (1948) — Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine (thèse, Paris). La Roche-sur-Yon: Potier édit., 682 p.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) — La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire; relations tectonique - sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne (C)*, t. 14, n° 2, p. 45-62.
- HANMER S.K., LE CORRE C., BERTHÉ D. (1982) — The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Paleozoic rocks of Central Brittany. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 85-93.
- HERROUIN Y., DADET P., GUIGUES J., LAVILLE P., TALBO H. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Baine-Bretagne (388). Orléans: BRGM, 82 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, P. Laville, F. Paris (1987).
- HERROUIN Y., PARIS F. (1984) — Découverte de chitinozoaires au sommet de la Formation de Traveusot. Intérêt stratigraphique. *C. R. de la RCP 705: «Géodynamique du Massif armoricain»*, Le Mans, p. 21.
- HORON O. (1961) — Note sur les minéralisations en fer du secteur au nord de Redon (Ille-et-Vilaine) — Haut-Sourdéac - Renac - Pierric. *Rapp. BRGM A 1795*, Paris.
- HORON O., BRUNEL L. (1962) — Activités du Syndicat de recherches de fer en Bretagne pendant la période de mai à novembre 1962. *Rapp. BRGM DS 62-A78*.
- HORON O., BRUNEL L., PETOT J. (1962) — Étude préliminaire du secteur de Renac (Ille-et-Vilaine). Mise au point des recherches effectuées sur le PER pour fer. *Rapp. BRGM DS 63 A 08*.
- JAEGER J.L. (1961) — Prospection magnétique aéroportée. Analyse de la carte à 1/50 000, bande nord et relations avec les indices étudiés en surface. *In O. Horon (1961): rapp. BRGM A. 1795*.
- JAEGER J.L. (1967) — Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM*, n° 52, p. 91-102.
- JÉGOUZO P., PEUCAT J.J., AUDREN C. (1986) — Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 5, p. 839-848.
- JIGOREL A. (1978) — Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine. Considérations géotechniques. Thèse, Rennes, 153 p.

- KERFORNE F. (1912) — Sur un faciès argileux de l'Ordovicien inférieur en Bretagne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 154, p. 1648.
- KERFORNE F. (1917) — Sur l'âge des minerais de fer superficiels de la région de Châteaubriant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVII, p. 229-232.
- KERFORNE F. (1919) — Étude tectonique de la région silurienne du sud de Rennes. Nappe de la Vilaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 139, t. XXIII, p. 125-162.
- KERFORNE F. (1992a) — Étude stratigraphique et tectonique de la région de Renac (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. III, fasc. 2, p. 151-163.
- KERFORNE F. (1922b) — Les gisements minéralisés de la Chapelle-Saint-Mélaine. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. III (1).
- KLEIN C. (1956) — Poudingue de Gourin et poudingue de Montfort sur le pourtour de la région silurienne au sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), 6, p. 977-995.
- KLEIN C. (1959) — Le poudingue de base de la série pourprée dans la région de La Gacilly (Morbihan). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 178-180.
- KLEIN C. (1960) — La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 2, p. 768-778.
- KLEIN C. (1962) — Roches «malades», minerais de minières et grès ladères dans la région de Châteaubriant (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, 12, p. 2195-2197.
- KLEIN C. (1963) — À propos de la mine de Rougé (Loire-Atlantique). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 67-68.
- KUKLAN S. (1969) — Étude hydrogéologique des formations aquifères du bassin de Langon (35). Rapp. BRGM, 70 SGN 005 BPL, 50 p.
- LEBESCONTE P. (1879) — Note stratigraphique sur le bassin tertiaire des environs de Rennes (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), VII, p. 451-464.
- LE CORRE C. (1965) — Données lithostratigraphiques nouvelles sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, VII, p. 876-878.
- LE CORRE C. (1969a) — Contribution à l'étude géologique des synclinaux du sud de Rennes. Massif armoricain. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 116 p.
- LE CORRE C. (1969b) — Sur une paragenèse à chloritoïde dans les schistes de l'Ordovicien moyen des synclinaux du sud de Rennes (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, p. 33-44.
- LE CORRE C. (1975) — Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricain : zonéographie et structure d'une domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVII, p. 547-553.

- LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM* (2), 1, 3, p. 219-254.
- LE CORRE C. (1978) — Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) : Le Massif armoricain. In A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sci. géol.*, Strasbourg, 44, 1-2, p. 31-103.
- LE CORRE C., LE THÉOFF (1976) — Zonéographie de la déformation finie, de la fabrique et du métamorphisme dans un segment de la chaîne hercynienne armoricaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* XVIII, p. 1435-1442.
- LE THÉOFF (1977) — Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Application aux synclinaux de Bretagne centrale et aux « mantled gneiss domes » de Kuopio (Finlande). Thèse, Rennes, 96 p.
- MARGEREL J.P., WHATLEY R.C., MAYBURY C. (1989) — Foraminifères et ostracodes des argiles pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Géologie de la France*, p. 67-78.
- MAUPIN C. (à paraître) — Premières données sur les microfaunes (foraminifères et ostracodes) et sur les paléoenvironnements oligocènes du bassin de Langon (Ille-et-Vilaine, Massif armoricain, France).
- MÉLOUX J. *et al.* (1979) — Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes. Orléans : BRGM.
- MILON Y. (1924) — Quelques observations au sujet de la note de M. Péneau sur le Dévonien de la Vallée (Saint-Julien-de-Vouvantes). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. V, fasc. 2 à 4, p. 234-235.
- MILON Y. (1929) — Présence de la glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 189, p. 1004-1006.
- MONNIER J.L. (1980) — Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Thèse État, Rennes, 607 p.
- MULOT B. (1969) — Inventaire des gisements de grès à zircon et rutile de la Bretagne, de la Basse-Normandie et des Pays-de-la-Loire. Rapp. BRGM, inédit.
- OLLIVIER-PIERRE M.F. (1980) — Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- PARIS F. (1981) — Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique - Étude systématique - Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 26, 412 p.
- PÉNEAU J. (1928) — Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le sud-est du Massif armoricain. Thèse.
- PHILIPPOT A. (1950) — Les graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. VII, 295 p.

- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1980) - Inventaire minéralogique de la France. N° 9: Morbihan. Orléans: BRGM.
- PILLARD F., CHAURIS L., LAFORÊT C. (1985) — Inventaire minéralogique de la France. N° 13: Ille-et-Vilaine. Orléans: BRGM.
- PLAINE J., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y., BAMBIER A. (1981) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386). Orléans: BRGM, 51 p. Carte géologique par Y. Quété, J. Plaine, B. Hallégouët (1981).
- PROVOST A., LEROUX G. (1990) — Carte archéologique de la Gaule: l'Ille-et-Vilaine - 35. Acad. inscript. et belles-lettres, Paris, 304 p.
- QUÉTÉ Y. (1975) — L'évolution géodynamique du domaine centro-armoricain au Paléozoïque inférieur: l'ellipse de Réminiac. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 107 p.
- QUÉTÉ Y., BOYER C., CHAUVEL J.J. (1972) — Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Réminiac. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 141-142.
- QUÉTÉ Y., CHAUVEL J.J. (1974) — Les manifestations volcaniques de la base du Paléozoïque en Bretagne centrale. 2<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, Nancy, p. 325.
- ROUILLÉ P. (1984) — Évolution de la sédimentation au sommet du Groupe de Bains-sur-Oust (Bretagne centrale). D.E.A., Rennes, 49 p.
- STOUVENOT A. (1920) — Gisements ferrifères de Bretagne, Maine, Anjou. *Annales des Mines*, tome IX.
- TALBO H. (1978) — Étude hydrogéologique du bassin tertiaire de Meneu (commune de Pipriac). État des travaux. Rapp. BRGM BPL 78/54.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., LE MÉTOUR J. (1987) — Étude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale: la série bimodale ordovicienne du Choletais (Massif vendéen). *Géologie de la France*, n° 1, p. 65-76.
- TRAUTMANN F. *et al.* (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Nozay (420). Orléans: BRGM. Notice explicative par F. Trautman, M.P. Cagnet-Mawhin (1987), 57 p.
- VASSEUR G. (1881) — Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Thèse, Paris.
- VIDAL P. (1976) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*. (1980), 162 p.
- VIGNERESSE J.L. (1978) — Gravimétrie et granites armoricains: structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse doct.-ing., Rennes, 91 p.
- VIGNERESSE J.L. (1983) — Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 1, p. 1-15.
- WEBER C. (1967) — Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. *Bull. BRGM*, n° 52.

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les minutes cartographiques à 1/25 000 et carnets de terrain, les échantillons pétrographiques et paléontologiques ainsi que les lames minces étudiées, sont conservés au service géologique régional Pays-de-la-Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes. La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille ; les dossiers peuvent être consultés :

— pour le département de la Loire-Atlantique, au SGR Pays-de-la-Loire.

— pour le département de l'Ille-et-Vilaine, au SGR Bretagne, 4 bis, rue du Bignon, 35000 Rennes ;

— ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigé par :

P. DADET, F. TRAUTMANN (BRGM), pour les formations paléozoïques du synclinal de Réminiac, les formations protérozoïques et la Formation de Pont-Réan ;

Y. HERROUIN (BRGM), P. BARDY (institut de géologie, université de Rennes), F. TRAUTMANN, pour les autres formations paléozoïques ;

P. LEBRET (BRGM), pour les formations tertiaires et quaternaires ;

F. TRAUTMANN, pour la préhistoire et l'archéologie ;

A. CARN (BRGM), pour l'hydrogéologie.

Les auteurs remercient pour leur collaboration P. BOS (BRGM), J. ESTÉOULE-CHOUX (université Rennes), J.P. MARGEREL (université Nantes), C. MAUPIN (université Nantes), J.L. MONNIER (université Rennes).

**Présentation au CCGF : 10 décembre 1992.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 17 juin 1993.**

**Impression de la carte : 1995**

**Impression de la notice : juin 1995**

