

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BAIN-DE-BRETAGNE

par

Y. HERROUIN, P. DADET, J. GUIGUES, P. LAVILLE, H. TALBO

BAIN-DE-BRETAGNE

La carte géologique à 1/50 000
BAIN-DE-BRETAGNE est recouverte par les coupures
suivantes de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : REDON (N° 90)
à l'est : CHÂTEAU-GONTIER (N° 91)

Guer	Janzé	La Guerche-de-Bretagne
La Gacilly	BAIN-DE-BRETAGNE	Châteaubriant
Redon	Nozay	St-Mars-la-Jaille

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



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BAIN-DE-BRETAGNE À 1/50 000**

par

Y. HERROUIN, P. DADET, J. GUIGUES, P. LAVILLE, H. TALBO

1989

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

— *pour la carte* : DADET P., HERROUIN Y., LAVILLE P., PARIS F. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Bain-de-Bretagne (388) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HERROUIN Y., DADET P., GUIGUES J., LAVILLE P., TALBO H. (1989), 82 p.

— *pour la notice* : HERROUIN Y., DADET P., GUIGUES J., LAVILLE P., TALBO H. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bain-de-Bretagne (388) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 82 p. Carte géologique par DADET P., HERROUIN Y., LAVILLE P., PARIS F. (1987).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1388-5

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES ET MÉTAVOLCANIQUES PROTÉROZOÏQUES ET PALÉOZOÏQUES</i>	8
Formations du Protérozoïque supérieur (?). Briovérien	8
Formations paléozoïques	12
Roches volcaniques et filoniennes	29
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES ET QUATÉRIAIRES</i>	30
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	40
<i>DÉFORMATION</i>	40
<i>MÉTAMORPHISME</i>	42
<i>FRACTURATION</i>	46
ESQUISSE GÉOMORPHOLOGIQUE	49
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	50
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	50
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	53
OCCUPATION HUMAINE	70
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	72
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	72
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	77
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	82
AUTEURS	82

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette première édition de la feuille Bain-de-Bretagne à 1/50 000 a été réalisée par une équipe de géologues du Service géologique national (Bureau de recherches géologiques et minières) : P. Dadet pour le Protérozoïque, Y. Herrouin pour le Paléozoïque, avec la collaboration et l'appui scientifique de P. Laville pour les formations tertiaires et quaternaires.

Les contours géologiques de l'Ordovicien inférieur sur le flanc nord de l'anticlinal d'Araize ont été empruntés pour partie aux archives des Mines de Fer de Saint-Pierremont (1959-1965).

Ont été consultés également les levés cartographiques (1963) de M. Donnot, géologue au BRGM, pour la partie sud-ouest de la feuille ainsi que les données de stages de terrains des étudiants de l'Institut de géologie de Rennes, aimablement communiqués par C. Le Corre (Centre armoricain d'étude structurale des socles, CNRS, université de Rennes).

Les examens paléontologiques ont été effectués par F. Paris (Laboratoire de paléontologie et de stratigraphie, université de Rennes).

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Bain-de-Bretagne se situe dans les départements d'Ille-et-Vilaine et de Loire-Atlantique, à la jonction de deux régions naturelles, celle de Janzé aux terres fertiles et celle de Redon-Nozay aux sols plus pauvres.

Cette région présente l'aspect d'un large plateau ouvert et incliné vers l'Atlantique, à relief dérivé de type appalachien, moulant les structures anciennes par érosion différentielle en une série de rides topographiques souples d'orientation varisque WNW-ESE, localement interrompues et décalées par la fracturation tardihercynienne.

La Vilaine, à l'Ouest de la feuille, draine un réseau hydrographique en baïonnettes coulant d'une vallée à l'autre par d'étroits passages en cluses.

Cette feuille s'inscrit dans le domaine centre-armoricain, structuré pendant l'orogénèse hercynienne. Elle est située au sein des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes (ou synclinaux de la Vilaine), large ensemble de formations essentiellement schisto-gréseuses alternantes, enchâssé dans les formations du Briovérien (Protérozoïque terminal à Paléozoïque inférieur).

Cette unité synclinoriale présente une relative homogénéité sédimentaire, structurale et métamorphique jusqu'au moins à l'approche de sa limite sud constituée par le cisaillement de Lanvaux-Les Ponts-de-Cé, trait majeur de la structuration armoricaine dont l'influence est sensible dans la partie méridionale de la feuille.

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

- le synclinorium de Martigné-Ferchaud ;
- l'anticlinal d'Araize ;
- le synclinal de Segré, qui s'amortit progressivement vers l'Ouest de la feuille ;
- l'anticlinal de Châteaubriant—Le Grand-Fougeray ;
- et enfin, le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes—Angers.

Le domaine structural de l'axe de Lanvaux affleure à la partie sud-ouest de la feuille où il se marque sur le flanc sud du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes par un léger déversement des structures vers le Sud accompagné de failles inverses, alors qu'au Nord de l'anticlinal de Châteaubriant les formations sont structurées en plis droits et ouverts.

Le magmatisme ne s'exprime sur cette feuille que par de rares et petits corps filoniens basiques et par la trace la plus distale du volcanisme acide de Réminiac près du Bréhil-en-Pléchatel. Le plutonisme carbonifère, particulièrement développé vers l'Ouest (granite de Lizio), ne se manifeste pas à l'affleurement. Cependant il faut noter l'existence, en profondeur, de masses granitiques soulignées par des anomalies gravimétriques et thermiques (La Gacilly).

Concernant les formations superficielles, il faut souligner la présence résiduelle d'épaisses cuirasses ferrugineuses activement exploitées en minières dans un passé récent et jusqu'à nos jours, et attribuées à d'anciennes surfaces éocènes.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de la région débute avec la sédimentation de puissantes assises détritiques et volcano-sédimentaires à éléments terrigènes hérités d'un socle plus ancien (*cf.* Protérozoïque, dit *Briovérien*, de Bretagne septentrionale) et dont seuls les termes supérieurs apparaissent sur cette feuille. Le terme « Briovérien » introduit par C. Barrois pour désigner ces formations ne résoud pas le problème de leur âge, toujours controversé : Protérozoïque supérieur pour certains auteurs, Cambrien basal pour d'autres. Seule sa limite supérieure est calée par la transgression paléozoïque dont les premiers termes datés sont arénigiens (« Série rouge »). La rythmicité plus ou moins fine et rapide des sédiments, l'instabilité des conditions de dépôts soulignée par des variations granulométriques brutales, par des chenaux et des horizons lenticulaires, ainsi que certaines figures sédimentaires, suggèrent un milieu de dépôt épicontinental dérivant de la démolition d'une chaîne peu éloignée, compte tenu du faible degré de maturité de composition et surtout de texture des sédiments. La présence, dans le Briovérien de Bretagne centrale, de fragments lithiques à texture métamorphique acquise antérieurement aux dépôts, plaiderait plutôt en faveur d'un faciès molassique tardi- à post-tectonique (orogénèse cadomienne) (Le Corre, 1977).

C'est sur ces terrains briovériens peu ou pas déformés mais affectés par une tectonique de distension (grabens locaux, blocs basculés) (Ballard *et al.*,

1986) que s'installera en discordance (Chauvel et Philippot, 1961) la transgression paléozoïque, correspondant à l'ouverture vers le Sud du grand bassin paléozoïque d'où sera issue la chaîne varisque.

La sédimentation paléozoïque, qui conservera en Bretagne centrale, tout au long de son histoire, un caractère épicontinental, s'effectue sur une paléosurface plus ou moins pénéplanée et/ou rajeunie lors des événements tectoniques distensifs. Elle débute à l'*Arénigien* par les formations rouges de Pont-Réan comblant progressivement les dépressions, avec ou sans conglomérat basal (Poudingue de Montfort), ou laissant subsister quelques îlots de Briovérien sur lequel reposera directement le Grès armoricain (la Haute-Loutrais, le Gras-Aulnay, la Ville-ès-Roux).

Aux faciès subcontinentaux hétérométriques précédents succède progressivement la sédimentation à dominante arénacée « supermature », caractéristique du Grès armoricain qui inaugure une longue période plus stable de domaine de plate-forme continentale géographiquement très étendue. Cette sédimentation, qui se poursuit durant tout l'*Arénigien*, correspond à un milieu de dépôt de plage sous faible tranche d'eau, admettant un épisode d'approfondissement à sédiments silto-pélitiques du membre intermédiaire (Durand, 1984).

L'approfondissement diachrone des faciès du Sud vers le Nord se poursuit dans tout le Massif armoricain, uniformisant progressivement les dépôts sur une aire géographiquement comparable à celle du Grès armoricain. Au *Llanvirnien*, dans la région qui nous occupe, la subsidence s'accuse et des sédiments essentiellement argileux se déposent dans un milieu de plate-forme. Ce type de dépôt (Formation d'Angers—Traveusot) se poursuit jusqu'aux assises inférieures caradociennes (Sud de la feuille) sans variation notable, hormis quelques minces passées arénacées, voire même conglomératiques et phosphatées, traduisant de brefs épisodes d'exondation.

Le *Caradocien* qui, à l'échelle mondiale correspond à une période complexe d'interactions climatiques (grande glaciation fini-ordovicienne), volcaniques et tectoniques, débute ici par une sédimentation arénacée immature quartzo-chlorito-feldspathique. L'origine septentrionale des apports détritiques est attestée par le biseutage du niveau basal gréseux (Formation du Châtellier) qui, d'une épaisseur supérieure à 110 mètres au Nord de la feuille, se réduit à quelques rares et minces lentilles au Sud de celle-ci, parallèlement à un appauvrissement graduel en feldspaths. Le retour à des conditions sédimentaires plus calmes se fait progressivement et s'achève dans les termes supérieurs de la Formation de Riadan—Renazé par des dépôts argilo-silteux fins.

Le passage précis au *Silurien* demeure hypothétique du fait de l'absence de faune llandovérienne inférieure reconnue. La formation azoïque de la Chesnaie lui est ainsi arbitrairement rapportée sans preuves certaines.

Le contraste de sédimentation s'accuse à cette époque avec le passage brutal à des dépôts littoraux arénacés à maturité de composition et de texture très évoluée, interrompus par un épisode de dépôt de vases en milieu

calme intertidal, pauvre en figures de bioturbation. Au *Wenlockien* la sédimentation s'uniformise bien au-delà du bassin et se traduit par des dépôts euxiniques argilo-carbonés (ampélites) de milieux réducteurs, éloignés des grandes masses océaniques. Elle se poursuit sans interruption apparente ni modification sensible de faciès jusqu'au *Ludlowien* possible, par des sédiments pélitiques, également confinés et riches en matière organique, et dans lesquels s'intercalent plus ou moins abondamment de minces décharges finement sableuses à structures caractéristiques de milieu agité. La surface d'érosion actuelle recoupe ces niveaux qui constituent les termes les plus élevés connus sur ce périmètre.

L'histoire, très différente et encore mal connue, de l'axe de Lanvaux, n'intéresse que marginalement l'extrémité méridionale de cette feuille. Cette axe est jalonné par un plutonisme à caractère distensif dont plusieurs datations indiquent une mise en place au cours de l'Ordovicien.

Des mouvements décrochants senestres précoces sont connus le long de cet axe (Cogné *et al.*, 1983), mais c'est probablement au cours du *Viséen* que la structuration principale des formations paléozoïques est acquise, générée par le cisaillement intracrustal sud-armoricain, de sens dextre (Choukroune *et al.*, 1983) et associée à la mise en place des leucogranites sud-armoricains (Hammer *et al.*, 1982) ; cette mise en place est en effet datée entre 330 et 340 Ma.

En l'absence de dépôts mésozoïques, l'histoire post-varisque reste inconnue jusqu'à l'aube du Tertiaire. Au *Paléogène*, les reliefs sont déjà pénéplanés. Les climats tropicaux régnants induisent des processus de latéritisation avec kaolinisation et développement de cuirasses ferrugineuses et siliceuses. La néotectonique cassante amorcée ouvre à la mer de petits grabens où se déposent des argiles, des marnes et des calcaires, tandis que des événements fluvio-glaciaires et éoliens remobilisent les altérites. La dernière transgression marine *pliocène* étale enfin des formations argileuses et sablo-graveleuses sur des surfaces instables, plus ou moins surcreusées et/ou effondrées. Les réajustements de blocs se prolongeront au-delà de l'exondation post-pliocène des terres jusqu'à l'époque actuelle.

Les glaciations *quaternaires* terminent cette histoire géologique. La régression post-pliocène du niveau marin entraîne une intense érosion, inachevée de nos jours, étalant à l'aval des vallées des masses sablo-graveleuses actuellement disposées en terrasses, et dessinant le réseau hydrographique et la morphologie qui nous sont aujourd'hui familiers.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES ET MÉTAVOLCANIQUES PROTÉROZOÏQUES ET PALÉOZOÏQUES

Formations du Protérozoïque supérieur (?). Briovérien

Les terrains antérieurs à la transgression ordovicienne, connus sous le nom de Briovérien, affleurent sur la feuille dans trois secteurs d'importance

inégal : une large partie du quart nord-ouest, une étendue moindre axée sur la vallée de la Chère au Sud-Est et une bande étroite dans le Sud-Ouest, au Sud du Bois Barré. Ces zones d'affleurement se poursuivent en se développant largement sur les coupures voisines Pipriac à l'Ouest et Châteaubriant à l'Est (ce qui suit concerne plus précisément la moitié ouest de la feuille ; pour le secteur sud-est voir Rabu, 1982).

La formation briovérienne est constituée 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. Ces roches appartiennent à trois faciès lithologiques principaux généralement alternants. Ces trois faciès diffèrent par les dimensions des grains détritiques et le degré de maturité du sédiment.

b2-3. **Argilo-siltites et wackes quartzеuses.**

● **Argilo-siltites.** C'est le faciès globalement le plus fréquent, qui donne des roches gris verdâtre à grain fin, plus ou moins tendres et massives ou dures et schistifiées pouvant même présenter un débit ardoisier. Les éléments sont toujours quartz et phyllites (séricite, chlorite), la proportion de quartz augmentant avec le grain (≤ 50 microns). Les faciès sombres (fins) et clairs (plus grossiers) n'apparaissent que rarement homolithiques sur plus de quelques mètres ; le plus souvent ils alternent en fins lits millimétriques et/ou en rubanements centimétriques avec parfois granoclassement, en lits devenant lenticulaires ou obliques et présentant diverses micro-figures de sédimentation.

● **Wackes quartzеuses.** Lorsque les grains les plus gros dépassent 50 microns 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 microns) : quartz surtout, microquartzites, muscovites et quelques biotites, ainsi que tourmaline, zircon, ilménite. Aucun feldspath ni débris lithique non quartziteux n'a été observé dans les roches étudiées de ce secteur, d'où l'appellation wacke quartzеuse. Les éléments sont très peu usés et mal classés. Le faciès est subordonné aux siltites dans lesquelles il se rencontre sans transition, en petits bancs décimétriques ou pluridécimétriques souvent lenticulaires de roche gris verdâtre au toucher rugueux. Sauf là où la schistosité est bien marquée, siltite et petits bancs de wackes sont tendres et très altérables, donnant des zones basses à relief mou.

b2-3X. **Wackes quartzеuses à faciès « grès-quartzite ».** Ce sont encore des wackes quartzеuses, mais où la proportion de grains détritiques supérieure à 50 microns est nettement plus forte par rapport à la matrice silteuse. Les fréquentes recrystallisations 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 quartzеuses, avec grains de phtanite plus évidents 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 ce 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 plus ou moins contenus dans les siltites, sans passage progressif, leurs fréquence et épaisseur diminuant vers le haut. 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.

b2-3G. **Conglomérats : « Poudingue de Gourin ».** Lorsque la dimension des éléments détritiques dépasse 2 mm, on peut parler de conglomérat. Les galets sont essentiellement de quartz blanc, avec quelques microquartzites dont des phthanites et de très rares grès ou quartzites ; ils sont bien roulés, parfois classés localement au sein d'un même banc. Ils ne présentent pas d'orientation préférentielle d'origine sédimentaire. La matrice est de nature et en 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 galets plutôt gros (au plus pisaires) presque jointifs, ou à matrice silto-gréseuse subordonnée, du type connu dans tout le Massif armoricain sous le nom de Poudingue de Gourin.

Le type (1) constitue de petits accidents décimétriques à métriques plus ou moins diffus au sein des ensembles silto-wackeux, en particulier dans des zones à sédimentation perturbée. Le type (2) est en bancs lenticulaires de puissance métrique, d'extension plurimétrique à décamétrique, à contacts francs dans un contexte silteux. Le type (3) forme des bancs lenticulaires de puissance ≤ 15 m et dont l'extension peut être de plusieurs centaines de mètres ; ces bancs se trouvent à différents niveaux et peuvent être uniques dans un horizon donné au sein des siltites ou bien multiples et étagés, se relayant alors à l'affleurement pour donner de longs alignements comme celui que l'on peut suivre sur plus de 5 km à l'Est de Messac.

Le poudingue de type (2) ou (3) apparaît brutalement dans la formation à dominante silteuse ; en général, deux surfaces ondulées séparent nettement, au toit et au mur, conglomérat et siltite. Si l'on peut observer une telle surface (base de banc) au contact sud du plus méridional des deux bancs de poudingue du Rocher d'Uzel (Nord gare de Pléchâtel), son contact nord (au toit) est moins tranché et l'on note pendant quelques mètres des petits galets en bouffées ou épars dans les siltites. Plus durs et résistants que les grès-quartzites, les poudingues donnent de petits reliefs allongés et des crêtes rocheuses.

Conditions de dépôt

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 maturité de composition : quartz ou roches microquartzitiques et muscovite à peu près exclusivement ;
- des alternances fréquentes à caractère rythmique des 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.

On pourrait probablement paralléliser cette formation avec celle des « siltites vertes » de la feuille Château-Gontier, à ceci près que les accidents conglomératiques manquent dans cette dernière.

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 Bain-de-Bretagne 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. Par contre, la relative maturité de composition indique un certain éloignement des sources. Il n'a pas été observé de figures d'émersion sur cette feuille et les vrais poudingues 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 grésoconglomératiques, rechargés de place en place (à l'échelle du bassin) par les sables et galets d'origine alluviale déposés dans les chenaux qui parcourent les cônes de turbidites alimentant le bassin. En Normandie et Bretagne-Nord, des études récentes ont prouvé que les sédiments du Briovérien supérieur sont des turbidites ; cela reste à démontrer ici.

Age et place dans le contexte armoricain

Selon C. Le Corre (1978), le démantèlement rapide d'une chaîne plus ancienne plissée et métamorphisée aurait alimenté en Bretagne centrale une sédimentation épicontinentale molassique d'âge protérozoïque supérieur probable. Cette molasse serait seulement affectée, avant le plissement synschisteux hercynien, par les déformations tardives résultant des derniers mouvements de la surrection de la chaîne.

L'âge protérozoïque supérieur est démontré en Normandie où le Briovérien supérieur est considéré comme un flysch (Formation de la Laize) alimenté par la destruction d'une cordillère, séparé par une discordance majeure (orogénèse cadomienne) du Cambrien paléontologiquement daté.

Pour J.F. Saunier (1985), travaillant dans le Nord-Ouest de la Bretagne centrale (région de Loudéac), une cordillère s'est érigée par serrage des domaines d'arc insulaire, arrière-arc et plaque continentale, liés à un processus de subduction dans le domaine nord-armoricain. En arrière de cette zone de cordillère, il y aurait eu au Briovérien apparition d'une vaste zone de distension et mise en place dans ce bassin de l'épaisse série sédimentaire

détritique de Bretagne centrale. L'auteur précise qu'un âge protérozoïque terminal est généralement retenu pour cette série mais rien n'indique que la sédimentation ne se soit pas poursuivie pendant le début du Cambrien.

Pour B. et J. Guérandé, sur la feuille Château-Gontier, l'âge de la série briovérienne est infra-cambrien à trémadocien. J.F. Ballard (1985) la situe nettement dans le Cambrien. En tout état de cause, le Briovérien de Bretagne centrale est recouvert en discordance par des séries rouges semblables à celles du cap de la Chèvre où elles viennent d'être rapportées à l'Ordovicien inférieur par la datation du volcanisme intercalé (465 ± 1 Ma (U/Pb); Bonjour *et al.*, 1988).

Formations paléozoïques

L'axe anticlinal de Grand-Fougeray—Châteaubriant sépare approximativement deux unités : au Nord de celui-ci, l'unité synclinoriale du Sud de Rennes proprement dite, à structure appalachienne et dans laquelle la pile sédimentaire apparaît complète et homogène jusqu'au Wenlockien ; au Sud, le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes, à sédimentation plus variable latéralement, parfois lacunaire et à tectonique à vergence Sud marquée. Dans le cadre restreint de cette feuille, la distinction n'apparaît que marginale et ne sera évoquée que dans chaque cas particulier.

Formation de Pont-Réan. Arénigien (0 à < 300 mètres)

Cette formation représente les premiers termes de la transgression paléozoïque sur un paléorelief briovérien peut être accentué par une tectonique active en distension contemporaine du dépôt, et dont elle comble prioritairement les dépressions. Ceci explique sa grande variabilité en épaisseur et en extension ou son absence, et la difficulté rencontrée parfois à saisir l'organisation relative des différents faciès. Du point de vue morphologique, elle occupe généralement le versant chargé d'éboulis compris entre la rupture de pente supérieure qui marque son contact avec le Grès armoricain et la zone déprimée briovérienne. Ce sont essentiellement des sédiments de couleur dominante rougeâtre, hétérolithiques et hétérométriques à toutes échelles, à caractère littoral. Dans un souci de simplification des diverses appellations antérieures pouvant prêter à confusion, cinq faciès principaux très inégalement répartis ont été retenus :

- le faciès basal de type Montfort (O₁P), conglomératique, connu sous le nom de Poudingue de Montfort ;
- le faciès de type Courouët (O₁C), gréseux, plus ou moins synchrone ou superposé au précédent ;
- le faciès de type Le Boël (O₁B), à silstones schistosés, diversement dénommé dans la littérature sous les termes de « Schistes de Pont-Réan », « Schistes pourprés », « Schistes lie-de-vin », « Dalles pourprés », « Schistes et poudingues de Montfort », « Schistes de Margat » ;
- le faciès de type Pomméniac (O₁G), terme rythmique de passage progressif au Grès armoricain ;
- le faciès de type Réminioc (O₁Σ), constitué de volcanoclastites et laves acides.

Cette séquence n'existe nulle part en entière sur la feuille. L'âge cambro-trémadocien attribué à cette formation jusqu'à ce jour est toujours demeuré hypothétique. Les seuls arguments paléontologiques et ichnologiques se résument à la présence non déterminante de quelques lingules et de traces d'activité organique : *Cruziana* (ou bilobite), prairie de skolites. L'unique découverte significative est due à Bezier, qui trouva dans les schistes pourpres de la Cluze du Boël, un trilobite pouvant être rapporté à *Ogygia armoricana*, espèce connue dans le Grès armoricain. Les travaux récents de J.L. Bonjour et J.J. Chauvel (1988) dans les niveaux volcanoclastiques à affinité rhyolitique interstratifiés dans la « Série rouge » de la Formation du cap de la Chèvre (Finistère) équivalente de celle de Pont-Réan, ont fourni un âge (U/Pb sur zircons) de 465 ± 1 Ma (Bonjour *et al.*, 1988). Cet âge isotopique permet enfin de caler cette formation dans l'Arénigien et rajeunit sensiblement les limites numériques usuellement proposées pour cet étage (485 à 470 Ma).

O1P. **Faciès de type Montfort (Poudingue de Montfort)** (0 à 10 m). La transgression ordovicienne débute parfois par un conglomérat polygénique discontinu, d'épaisseur variable (quelques mètres au maximum), empruntant l'essentiel de son matériel au substrat briovérien : grès, wackes quartzieuses, silstones, quartz, phthanite, microquartzite et galets de Poudingue de Gouarin.

La dimension des gros éléments n'excède pas ici quelques centimètres mais peut atteindre ailleurs plusieurs décimètres. Les galets de quartz sont généralement mieux roulés du fait de leur histoire plus ancienne liée à celle des conglomérats briovériens.

Peu représenté sur cette feuille, le conglomérat de Montfort apparaît sous plusieurs faciès diachrones, différenciés surtout par la nature et la proportion de matrice (30 à 50 %) qui peut aller d'un pôle essentiellement gréseux, grossier et non classé, à éléments plus ou moins anguleux, parfois resiliifiés, vers un pôle essentiellement argileux, parfois schistosé, silteux ou non. Tous les intermédiaires peuvent se rencontrer sans répartition verticale ou horizontale très nette. Les galets sont souvent orientés dans la schistosité, principalement dans les faciès à matrice fine. La coloration est généralement rougeâtre dans les faciès à matrice gréseuse, par altération des cristaux de pyrite et/ou d'oligiste, et dans les teintes brun-beige à verdâtre dans les faciès à matrice plus phylliteuse.

Ce dernier faciès affleure au Plessis (Saint-Aubin-des-Châteaux) où une épaisse lentille conglomératique montre une abondante matrice silto-pélitique à chlorite, séricite, muscovite. Sur la discordance désormais classique du Rocher d'Uzel (gare de Pléchatel), il repose directement sur une paléosurface briovérienne oxydée sur deux à trois mètres d'épaisseur, de couleur pourpre. La formation conglomératique y débute par un poudingue d'épaisseur pluridécimétrique à galets quartzieux et microquartzitiques infra-centimétriques dans une matrice pélitique et silteuse de couleur violette. Les faciès microconglomératiques puis grossièrement gréseux qui font suite traduisent un certain granoclassement ; les éléments grossiers y sont de même nature avec une matrice phylliteuse plus rare ou absente. Cet ensemble, qui ne représente que 2 à 3 mètres d'épaisseur totale, est surmonté de faciès

quartzitiques peu épais, légèrement hétérogranulaires, d'aspect transitionnel vers le Grès armoricain, lequel repose donc presque directement sur un ancien relief briovérien.

En revanche, à la métairie d'A-Haut et surtout à la Berraudais où la formation apparaît presque complète, la matrice du conglomérat est elle-même essentiellement grés-conglomératique. Ce petit nombre d'exemple est cependant insuffisant pour dégager l'idée de prééminance de faciès à matrice gréseuse dans les paléofonds, opposés à des faciès à matrice plus argileuse sur les anciens reliefs.

01C. **Faciès de type Courouët** (0 à pluridécamétrique). Le développement de ce faciès se limite à la partie nord du synclinorium, au Nord d'une ligne approximative Malestroit-Saint-Martin-du-Limet (Mayenne) (Le Corre, 1964-1965). Sur cette feuille il n'a été reconnu qu'à la Berraudais et à Minaurais, en continuité latérale apparente avec le conglomérat de Montfort. C'est un grès assez grossier, hétérogranulaire, plus ou moins granoclassé, de couleur claire gris verdâtre à blanchâtre, parfois zoné et rougi par des oxydes de fer, généralement dur et partiellement recristallisé, assez semblable aux wackes quartzzeuses les plus grossières du Briovérien. Le grain moyen est de l'ordre de 150 μ avec des éléments pouvant dépasser le millimètre ; plus rarement on peut y observer des petits galets isolés atteignant le centimètre.

Microscopiquement, c'est un grès-quartzite à quartz (60 à 90 %) et éléments lithiques (5 à 15 %) de microquartzite, phtanite, siltite. Le ciment est ici cristallisé, microquartzitique à chertoux, peu micacé (séricite). Les minéraux accessoires sont le zircon, le rutile, la tourmaline, l'ilménite, la magnétite ou la limonite. Le grès de Courouët peut être rangé parmi les wackes sublithiques. Sa composition modale moyenne selon S. Le Poëzat-Guigner (1967) : grains de quartz : 54,1 %, grains formés d'un microquartzite : 25,8 %, minéraux phylliteux : 8,7 %, minéraux lourds et opaques : 1,4 %, peut être considérée, avec C. Barrois et P. Pruvost, comme un faciès local, équivalent du Poudingue de Montfort. Les traces de vie y sont rares (*Cruziana*) ou absentes.

01B. **Faciès de type Le Boël** (0 à pluridécamétrique). Parmi les nombreuses appellations évoquées précédemment pour désigner ce terme à silstones pourprés, la localité-type du Boël, sur les bords de la Vilaine au Sud-Est de Pont-Réan, a été choisie comme représentative de ce faciès très caractéristique. Peu développé sur cette feuille, il n'a été reconnu qu'à la Berraudais surmontant le grès de Courouët.

Ce sont des sédiments relativement homogènes et massifs à stratification peu visible, mais affectés d'une schistosité fruste mais toujours développée, donnant un débit en dalles plus ou moins grossières à surfaces glanduleuses, caractéristiques liées à sa structure « œillée ». Les colorations pourprés, lie-de-vin ou violines les plus communes sont dues à une pigmentation hématitique. Des taches vertes localement abondantes, parfois même dominantes, sont attribuées à une réduction du fer.

Le faciès le plus typique est une aréno-lutite schisteuse bien classée, à matrice quartzo-séricito-chloriteuse néoformée pouvant occuper 38 à 82 %

du volume total de la roche. La composition minéralogique moyenne est de l'ordre de (Le Corre, 1969) : quartz : 45 à 65 %, micas blancs : 25 à 35 %, chlorite : 10 à 15 %.

Les éléments figurés sont : le quartz (90 à 100 %), parfois d'origine volcanique, en grains anguleux ou ovalisés par la schistification, de granulométrie moyenne 45 à 60 μ , quelques fragments lithiques de microquartzite et siltite micacée (0 à 10 %) ainsi que des micas de petite taille, muscovite, biotite (< 80 μ), de la chlorite et de rares minéraux accessoires : tourmaline, zircon. L'échantillon moyen peut évoluer vers un grès de teinte rosée, en récurrences comparables aux faciès de type Courouët.

Les figures sédimentaires sont rares, hormis la structure « œillée » généralisée caractérisée par une distribution inhomogène en nuages ovoïdes ou lenticulaires centimétriques à millimétriques du silt et due, semble-t-il, à des phénomènes de bioturbation en milieu de dépôt tidal et intertidal.

La puissance de ce lithofaciès, éminemment variable sur l'ensemble du synclinorium (0 à près de 500 m), ne paraît pas devoir dépasser ici quelques dizaines de mètres et aucune faune n'y a été rencontrée.

01g. **Faciès de type Pomméniac** (0 à > 100 mètres). Dans l'étude de la Formation de Pont-Réan, ce sont les trois faciès précédents, de type Montfort, Courouët et Le Boël, qui ont principalement retenu l'attention des observateurs. Cependant, sur l'ensemble des trois coupures, Châteaubriant, Bain-de-Bretagne et Pipriac, il apparaît que ce terme supérieur est le plus régulièrement représenté. Partout où le Grès armoricain ne repose pas directement sur le Briovérien, il est présent avec des épaisseurs variables allant de quelques mètres à plus de 100 mètres (?).

Sur le nouveau tracé de la voie expresse N 137, au niveau de Pomméniac (5 km Sud de Bain-de-Bretagne) choisie comme localité-type, il affleure à faible pendage Sud, sur près de 250 mètres, les niveaux inférieurs disparaissant sous les colluvions. Ce sont des alternances centimétriques à métriques, versicolores, à dominante grés-quartzitique, admettant de nombreux interlits décimétriques à métriques de siltites plus ou moins argileuses ou séricitoschisteuses, et quelques niveaux grossiers parfois même **microconglomératiques** (01g1). Les caractères pétrographiques participent des deux ensembles encaissants et confèrent à ce faciès une signification transitionnelle ; du faciès précédent, nous retrouvons la couleur rougeâtre, pourpre, lie-de-vin (parfois liée à de véritables minéralisations ferrugineuses), l'hétérométrie générale et son calibrage parfois grossier (nombreux grains ≥ 1 mm), la présence d'éléments lithiques (quartz polycristallins) et de niveaux microconglomératiques plus ou moins polygéniques (Ruffinié, Pomméniac). Du Grès armoricain qu'il annonce et auquel il passe progressivement, nous observons déjà une maturité de composition relativement bonne des faciès quartzitiques de couleur claire blanchâtre à blond, plus ou moins micacés, souvent difficiles à distinguer du Grès armoricain. Au sommet apparaissent parfois des passées métriques grés-séricitiques gris bleuté à blanc (nouvelle déviation de Bain, Pomméniac).

Les traces de vie, généralement rares, peuvent localement se développer avec exubérance (Pommériac, la Marzelière) sous forme d'épais niveaux à prairies de skolithes, disposés perpendiculairement aux strates, accompagnés de plus rares *Daedalus*.

01Σ. **Faciès de type Réminiac.** Un médiocre affleurement au Sud de Bréhil constitue l'unique témoin reconnu sur cette feuille et la plus orientale des manifestations volcaniques synsédimentaires acides de Réminiac (feuille Pipriac). Sa présence à proximité du Grès armoricain a cependant l'intérêt de confirmer la persistance des manifestations de volcanisme acide reconnues depuis la base de la Formation de Pont-Réan jusqu'aux confins de l'Arénigien moyen.

Il s'agit d'une roche de couleur beige clair, à texture cryptocristalline, à rares quartz automorphes inframillimétriques visibles. L'examen microscopique montre une matrice felsitique très abondante, englobant quelques clastes anguleux de quartz peu corrodés, les plus fréquents, de quartz rhyolitiques arrondis, plus volumineux, parfois à bordure figée, et de rares zircons. Quelques enclaves microgrenues quartzo-micacées, altérées et oxydées, conservent la trace incertaine de biotites déstabilisées et de phyllites néoformées chlorito-ferrifères.

Ce faciès, qui semble bien s'apparenter aux pyroclastites de type explosif (« membre de Tréal » dans la terminologie antérieure) vers lesquelles tendent ces manifestations tardives, s'oppose plus ou moins clairement aux faciès laviques caractérisant les émissions plus précoces (anciennement « membre de Marsac »).

Relations avec le Briovérien, conditions de dépôt

La discordance de la Formation de Pont-Réan sur le Briovérien à maintes fois été décrite en Bretagne centrale (Bolelli, 1951 ; Chauvel et Philippon, 1961, et autres). Au Rocher d'Uzel, les siltites briovériennes orientées 70° E-N 80°, sont recouvertes par un niveau finement conglomératique avec des débris anguleux, auquel succèdent en concordance des bancs gréseux stratifiés 145° E-NE 60°. Dans les fossés de la D 42, environ 150 m à l'Ouest de la métairie d'A-Haut, le grès de Courouët repose en discordance sur les siltites briovériennes très redressées, rougeâtres ; le contact est à peu près 100° E-N 15°, conforme à la stratification des grès de Courouët visible dans la carrière sur la butte au Nord de la route.

Les éléments détritiques constitutifs des différents faciès proviennent du Briovérien, ou de formations antérieures à travers lui (galets de quartz roulés ayant transités par le Poudingue de Gourin). La nature et la morphologie du Briovérien ont influé directement sur la composition et l'épaisseur de la Formation de Pont-Réan selon les lieux. Cette épaisseur peut être nulle et le Grès armoricain recouvrir directement le Briovérien. « Tout se passe comme si la sédimentation de la Formation de Pont-Réan avait servi à combler progressivement les dépressions avant la grande transgression arénigienne » (Le Corre, 1978). En presqu'île de Crozon, J.L. Bonjour (1985) note, à propos de la formation équivalente du cap de la Chèvre, que les tra-

ces fossiles (entre autre les skolithes) et les structures sédimentaires caractérisent un paléomilieu marin côtier de type plate-forme, ouvert au domaine marin franc, avec séquence transgressive et passage progressif au Grès armoricain. Pour J.F. Ballard (1985), les variations d'épaisseur de la « Série rouge » sont dues à des ruptures de pente successives de même type que celles observées dans les marges continentales. Sa sédimentation s'inscrirait dans le contexte d'une tectonique active distensive. De ce point de vue, l'ensemble des affleurements situé au Sud du Rocher d'Uzel pourrait constituer un exemple de petit bassin sur un bloc basculé de Briovérien.

Formation du Grès armoricain. Arénigien (puissance 400 à 500 m)

Cette formation s'ordonne autour des axes anticlinaux de la forêt d'Araize et de Châteaubriant—Grand-Fougeray où elle forme les plus hauts reliefs et regroupe des lithofaciès à dominante arénacée ou pélitique qui ont conduit à la subdivision, par F. Kerforne, en trois membres bien individualisés, toujours présents sur cette feuille :

- le membre gréseux inférieur (ou « Grès armoricain inférieur ») O_{2a} ;
- le membre silto-gréseux intermédiaire (« Schistes intermédiaires » ou « membre de Congrier »*) O_{2b} ;
- le membre gréseux supérieur (ou « Grès armoricain supérieur ») O_{2c}.

Le caractère original du Grès armoricain réside dans :

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

L'ensemble des lithofaciès évolue entre un pôle purement arénacé et un pôle purement pélitique dont les caractères ichnologiques et sédimentaires suggèrent un paléoenvironnement oscillant entre des paléomilieus côtiers, subaquatiques plus ou moins soumis à l'action des vagues, ou de décantation tranquille à l'abri de cette même action, plus ou moins ouverts au domaine marin franc méridional. Cette sédimentation marine épicontinentale à caractère épisodique ou chronique plus ou moins prépondérant ou imbriqué, est attestée par la nature des traces d'activité biologique et des figures sédimentaires : ripple marks, chenaux, load casts, stratifications entrecroisées, pistes et terriers (Durand, 1984).

La transgression, qui pourrait être partiellement eustatique, s'accompagne de mouvements tectoniques verticaux brefs de faible amplitude, avec courtes périodes d'émersion (fentes de retrait interprétées comme des fen-

* Commune sur laquelle a été implanté le sondage ayant permis l'étude de référence de ce membre (Y. Alix, 1966), mais appellation constestable, l'agglomération proprement dite étant bâtie sur la Formation du Châtellier.

tes de dessiccation, formation de « brioches » ; Durand, 1984) ou de réactivation de la sédimentation (minces niveaux microconglomératiques à galets phosphatés et tests de lingulidés ; Chauvel, 1968).

O2a. **Membre gréseux inférieur.** Le plus épais (environ 250 mètres lorsqu'il est complet), il peut reposer directement sur le Briovérien avec conglomérat quartzeux interposé (Rocher d'Uzel) ou non. Ainsi tronqué à sa base, son épaisseur est réduite localement jusqu'à moins de 100 mètres (la Ville-ès-Roux, le Gras-Aulnay). Lorsqu'il fait suite normalement à la Formation de Pont-Réan, le passage est progressif et la limite des deux formations incertaine (cf. faciès type Pomméniac). Dans la moitié occidentale de la feuille, la base pourrait être caractérisée par un niveau métrique à pluridécamétrique de grès très friable, fin, finement feuilleté et plus ou moins séricitique, de couleur gris pâle légèrement bleuté (déviation de Bain-de-Bretagne, Cogneuf, Pomméniac, la Choletière en Sainte-Anne-sur-Vilaine).

La masse principale du membre inférieur est caractérisée par un faciès homolithique gréso-quartzitique à sédimentation rythmique sans granoclassement marqué, admettant quelques intercalaires silto-pélitiques. La rythmicité est chronique et se traduit par la répétition continue d'alternances millimétriques straticulées à décimétriques, au sein des séquences plurimétriques d'ordre supérieur.

Dans les niveaux arénacés, les bancs monolithiques, limités par des joints de sédimentation, n'excèdent que rarement un mètre d'épaisseur. L'essentiel de ce membre est constitué de quartzite pur à grains engrenés et de grès-quartzites à ciment séricito-chloriteux en quantité variable et à muscovite détritique, laquelle parfois abondante donne des niveaux psammitiques. Tourmaline, zircon, rutil sont toujours présents mais en faibles proportions. A l'exception de rares et minces lits grossiers ou microconglomératiques, ce sont des arénites à grains très fins à fins (< 100 à 150μ) homométriques, blanchâtres par altération superficielle, gris à gris bleuté en profondeur, admettant quelques passées peu épaisses d'aréno-lutite plus ou moins schistosées.

Quatre couches interstratifiées de **minerai de fer** (Fe) ont été reconnues dans le membre inférieur du Grès armoricain de Bretagne centrale, désignées par les lettres A, B, C et D, A étant la plus récente. Leur position relative est donnée figure 1. Les dernières masses gréseuses surmontant la couche A varient notablement en épaisseur (1 à 14 m), excluant la notion de limite lithostratigraphique précise entre membre inférieur et intermédiaire. Par contre, l'intervalle séparant le mur d'un niveau-repère calcaireux du membre intermédiaire et le toit de la couche A reste relativement constant (24 à 30 m environ) avec une moyenne de 27 mètres (Alix et Chauvel, 1966). Seules les deux couches supérieures, qui présentaient un intérêt économique, sont bien connues. La puissance de la couche unique A varie de 1,3 à 4,2 mètres (moyenne 2,5 m environ) et tend à diminuer vers l'Est, parallèlement à l'appauvrissement de la teneur globale en quartz dans la même direction. La couche B, d'une puissance moyenne de 5,9 m environ, est en réalité subdivisée en trois couches inégales totalisant une épaisseur moyenne minéralisée d'environ 1,9 mètres (Chauvel, 1968). Du point de vue pétrographique, les types les plus fréquents sont des lutites et des arénites ferrifères

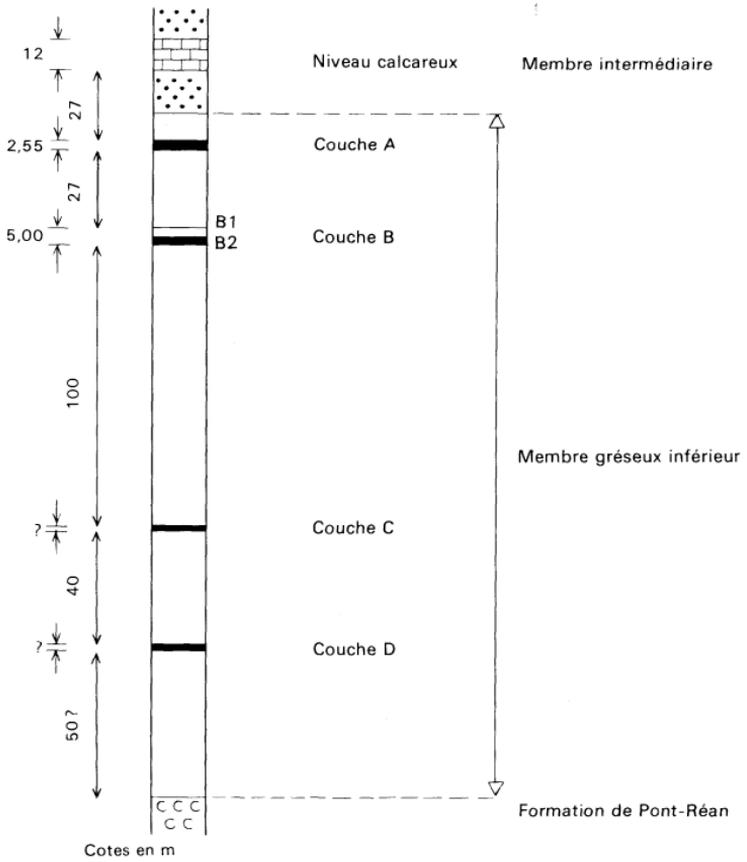


Fig. 1 - Stratigraphie des couches de minerai de fer de l'Ordovicien inférieur et de leurs enveloppes stériles établie à l'aide des puissances moyennes calculées d'après diverses données utilisables, (d'après J.-J. Chauvel, 1968).

pouvant contenir à certains niveaux des sphérites répondant plus souvent à la définition de pseudo-oolithes, les oolithes véritables étant très rares, les oolithes superficielles fréquentes. Les paragenèses les plus courantes réunissent le quartz, la magnétite, la sidérite et des silicates ferrières (bavalite et stilpnomélane). Les paragenèses à hématite ou à pyrite sont rares (Chauvel, 1968). Ce même auteur note la présence de minéraux phosphatés (lazulite, wolféite) et de chlorite incolore (notamment carrière de Saint-Aubindes-Châteaux).

Si dans l'ensemble de la Bretagne, le Grès armoricain est pauvre en organismes : trilobites (*Asaphides*), brachiopodes (*Lingulidae* : *Dinobolus brimonti*), arthropodes (*Ogygia armoricana*), bivalves (actinodontes : *Lyrodesma armoricana*, *Ctenodonta*, etc.) qui ont pu donner un âge arénigien ; par contre, les traces de vie organique peuvent être abondantes à certains niveaux, plus particulièrement vers la base de ce membre, dans le cadre de

cette feuille. De nombreuses formes ont été décrites dont, parmi les plus communes : *Cruziana*, *Dacdalus*, *Skolithes* (anciennement et respectivement bilobite, vexillum, tigillite). La limite stratigraphique inférieure reste problématique et en tout état de cause elle n'est pas synchrone.

O2b. **Membre silto-gréseux intermédiaire** (puissance 80 à 120 m). Ce membre n'affleure que rarement. Il se marque dans le paysage par une dépression séparant les deux membres gréseux où il se manifeste par la présence de quelques lamelles schisteuses tendres versicolores. Les sondages qui l'ont traversé montrent une unité rythmique à tendance homolithique silto-pélimitique dominante, admettant quelques alternances silto-gréseuses d'importance variable où l'on distingue encore des épisodes finement stratifiés, parfois à structure entrecroisée. Dans la moitié inférieure, certains sondages ont recoupé un niveau carbonaté d'une épaisseur moyenne d'environ 12 mètres et dont la base se situe à une distance moyenne d'environ 27 mètres au-dessus du toit de la couche A (Alix et Chauvel, 1966). La régularité, au moins locale, de ce niveau, sous-entend une origine chimique de la calcite qui peut représenter jusqu'à 22 % de la roche. Ce même niveau, régulièrement présent sur le flanc nord de l'anticlinal d'Araize de la feuille voisine Châteaubriant (secteur est), n'a pas été démontré dans la région de Bain-de-Bretagne.

La masse principale est constituée de pélites plus ou moins silteuses et micacées, à chlorite, illite, quartz. Les phyllites détritiques parfois abondantes, sont essentiellement : muscovite, chlorite et traces de biotite. Les minéraux lourds, tourmaline, zircon, sont rares. Les faciès les plus communs sont facilement altérables et prennent alors diverses couleurs : ocre, verdâtre, rose, lie-de-vin. Certains faciès plus sains, bleu noirâtre, conservent leur caractère subardoisier.

Ces sédiments correspondent à l'approfondissement local et temporaire du bassin, probablement en milieu abrité de mer intérieure comme semble en témoigner l'absence totale d'organisme fossile. L'étude des traces de vie met au contraire en évidence l'importance de la bioturbation à certains niveaux, en particulier des terriers dont plusieurs formes ont été décrites : terriers laminaires, terriers de surcreusement, terriers condritiformes, ainsi que des pistes et galeries (Alix, 1966 ; Chauvel, 1968 ; Durand, 1984).

O2c. **Membre gréseux supérieur** (puissance 80 à 120 m). Ce membre marque le retour à une sédimentation arénacée semblable à celle du membre inférieur dont il ne se distingue pas pétrographiquement ni sédimentologiquement de manière fondamentale. Les rares sondages l'ayant recoupé (Pléchatel, Martigné-Ferchaud, Congrier) montrent en effet une sédimentation rythmique et des figures associées très identiques, avec toutefois des intercalations pélimitiques et psammitiques, plus nombreuses et/ou plus épaisses (décimétriques). Ce sont des grès et quartzites très fins à fins (grains < 100 μ) à quartz isogranulaires (90 à 100 % du volume de la roche), muscovite détritique, séricite et traces de chlorite. Les passages aux pôles pélimitiques à muscovite, chlorite, illite se font par tous les intermédiaires, sans granoclassement. De minces lits microconglomératiques à galets phosphatés et tests de lingulidés y ont également été rencontrés. Dans les faciès fins, la schistosité est mal exprimée.

Des niveaux gréso-carbonatés (inconnus en surface) ont été recoupés, au toit, en alternances peu épaisses (< 4 m) et, surtout au mur, en banc homolithique gris clair, assez tendre, d'environ 13 m d'épaisseur et contenant jusqu'à près de 5 % de calcite d'origine primaire probable, surmonté sur plus de 11 mètres d'alternances gréso-pélitiques également carbonatées (Alix et Chauvel, 1966).

Les critères distinctifs d'avec le membre gréseux inférieur sont (*) : l'absence de minéralisation ferrifère sédimentaire (**), l'existence de niveaux radioactifs multiples à zircon et monazite, au toit, en partie médiane et au mur, le niveau central étant le plus riche et le plus épais (Alix, 1966) et enfin la présence, rare, d'*Ogygia armoricana*, fossile caractéristique de ce membre. Les traces de vie organique, localement abondantes, sont identiques à celle du membre gréseux inférieur. L'étude des assemblages de chitinozoaires (Deunff et Chauvel, 1970) confirme l'âge arénigien du Grès armoricain dont l'ensemble de la formation appartient à la seule biozone à *Eremochitina baculata brevis* attribuée à l'Arénigien moyen (zone à *D. deflexus*) (Paris *et al.*, 1982).

Formation d'Angers—Traveusot. Llanvirnien, Llandeilien, *pro parte* Caradocien (puissance 400 à 500 m)

03-4. **Schistes subardoisiers silteux sombres.** Connue également sous le nom de « Schistes d'Angers » ou de « Schistes à Calymènes », cette puissance formation d'environ 400 à 500 mètres d'épaisseur concrétise l'extension maximale du bassin. Elle est caractérisée par une sédimentation calme de plate-forme typique, franchement ouverte au domaine marin (dépôts de tempêtes sans littoral), un faible taux de subsidence plus ou moins associé à des variations eustatiques et par une grande homogénéité verticale et latérale de faciès (Durand *et al.*, 1984). Le passage du Grès armoricain aux schistes llanvirniens se fait généralement par une très brève période de transition en régime d'alternance gréso-silteuse. La Formation d'Angers—Traveusot occupe de larges surfaces déprimées où la monotonie relative des faciès rend toute subdivision interne délicate et aléatoire. Le faciès-type correspond du point de vue granulométrique à une lutite essentiellement quartzoséricito-chloriteuse de couleur grise à bleu-noir et à caractère plus ou moins ardoisier, fonction des proportions relatives des minéraux constitutifs et du degré de métamorphisme inégalement exprimé. Les éléments figurés détritiques ou paragénetiques sont : le quartz (< 50 μ , le plus souvent situé entre 10 et 20 μ) plus ou moins solubilisé sous contrainte en lenticules, les chlorites en fines paillettes néoformées dans la schistosité ou en micro-nodules, et les micas blancs en grosses lamelles (80-100 μ) d'origine détritique (muscovite, phengite) ou en fines paillettes néoformées (phengite, paragonite) et auxquelles il convient d'ajouter divers minéraux accessoires : rutile en feutrage aciculaire parfois abondant dans les plans de schistosité, pyrite microcristalline en petits nodules ou cubes bien cristallisés, plus rarement calcite, phosphates à certains niveaux et très rares minéraux lourds : zircon, tourmaline, monazite. Le chloritoïde, lié au métamorphisme, peut se développer à certains niveaux chimiquement favorables (Le Corre, 1969).

(*) La connaissance du membre inférieur hors des zones d'altération superficielle est insuffisante pour infirmer la présence de niveaux carbonatés.

(**) Une couche problématique semble avoir été recherchée en 1913 à la Guérinais, 2,5 km Ouest d'Ercée-en-Lamée.

Les subtiles variations de microfaciès, difficiles à maîtriser cartographiquement, évoluent verticalement et latéralement avec tous les termes intermédiaires entre un faciès « grossier » riche en quartz (35 %) dont les grains peuvent atteindre 40 μ et en micas blancs détritiques, et un faciès « fin » caractérisant plutôt la base de la formation qui débute parfois par un niveau argiliteux tendre, versicolore sur plusieurs dizaines de mètres. Les faciès « grossiers » (g : **lentilles gréseuses**) se rencontrent de préférence au sommet où s'intercalent de rares lits centimétriques grés-silteux. Des nodules centimétriques noirs, ovoïdes ou allongés, existent dans toute la formation mais peuvent se concentrer abondamment à certains niveaux, généralement au toit et dans la zone médiane. Ce sont des corps silto-quartzitiques souvent très durs, parfois pyriteux ou fossilifères. Des **sphéroïdes grés-argileux** (1) aplatis pouvant atteindre 30 à 40 centimètres se rencontrent localement au sommet de la formation. En différentes régions, et plus spécialement à la base de la formation, ont été décrites de minces discontinuités conglomératiques polygéniques à galets et balles phosphatées ou carbonatées, tests de lingulidés et même à galets d'origine volcanique spilitique (Bénioc) (Chauvel et Durand, 1983).

Dans la partie méridionale de la feuille, de part et d'autre de l'anticlinal de Grand-Fougeray, apparaît un horizon subcontinu se développant surtout vers l'Ouest, à **lits grés-silteux micacés**, parfois quartzitique, d'épaisseur centimétrique à décimétrique (q, « Grès de l'Épinay ») alternant avec des pélites silteuses micacées bioturbées, relativement grossières, fossilifères et noduleuses. Ce sont des grès fins (quartz < 50 à 100 μ) très caractéristiques par leur couleur grise à noirâtre (rarement claire et alors plus quartzitiques) et surtout leur structure à lamines obliques, discrètement granoclassées, parfois micro-ravinées. Cet horizon intraformationnel occupe une position sensiblement médiane dans la Formation d'Angers—Traveusot, comparable à celle des Grès de Kérarvail (Crozon Sud) et peut être à celle des grès carbonatés dans les schistes ardoisiers de Trélazé (Herrouin, inéd.).

La faune de la Formation d'Angers—Traveusot est relativement abondante et variée. La limite biostratigraphique Arénigien—Llandvirnien ne coïncide qu'approximativement avec la limite lithologique.

Le Llandvirnien, estimé entre 100 et 130 mètres d'épaisseur, est confirmé par la présence d'un niveau à *Didymograptus* (*D. bifidus*, *D. murchisoni*, *D. stabilis* ; Philippot, 1950 ; Henry, 1980) situé généralement à une dizaine de mètres au-dessus du Grès armoricain et exceptionnellement associé à des *Orthis* à grosses côtes et de grands trilobites (asaphidés) au Nord du Grand-Fougeray (Donnot, 1969). Un nouvel horizon-repère à *Orthis* à grosses côtes se retrouve assez régulièrement à 40 ou 50 mètres de la base des schistes, plus ou moins associé à de rares trilobites (*Synhomalonotidae*, *N. tristani*). L'association *Neseuretus tristani*—*Dalmanitina* (*Eodalmanitina*) *macrophthalmata* semble localisée à la limite imprécise Llandvirnien—Llandeilien (Henry, 1969).

La faune habituelle llandeilienne est plus riche et variée : trilobites (*Colpocoryphe rouaulti* et *C. salteri*, *Neseuretus tristani*, *Eoharpes guichennensis*, *Kloucekia micheli*, *Placoparia tournemini*, *Ectillaenus giganteus*, *Dionide* sp., *Illaemus giganteus*) ; brachiopodes (*Stropheodonta* sp., *Orthis* à fines côtes,

Aegiromena marina) ; nombreux échinodermes cystoïdes du genre *Calix*, *Codiacystis*, *Aristocystes*, *Tholocystis chauveli* ; gastéropodes (*Bellerophon*) ; céphalopodes (*Orthoceras* sp.) ; ostracodes (*Ctenobolbina hispanica*, *Aparchites* sp.) et quelques graptolithes diplograptidés (*Glyptograptus teretusculus*) et les derniers exemplaires de *Didymograptus murchisoni*.

La formation reste pauvre en micro-organismes. Quelques concentrations de conodontes et de micro-sphérules *incertae sedis* y ont été rencontrées dans de rares niveaux plutôt inférieur à moyen. A l'Est de cette feuille, les 100 derniers mètres de la formation ont livré un matériel microplanctonique mal conservé à acritarches, presque totalement constitué par la réunion d'individus appartenant aux genres *Desmochitina* et *Rhabdochitina* (?) (Le Corre et Deunff, 1969) d'âge llandeilien moyen à supérieur. A la Noë (Sud-Ouest de Sion-les-Mines), à quelques mètres sous une lentille gréseuse rapportée à la Formation du Châtellier, les schistes ardoisiers ont livré un assemblage de chitinozoaires en particulier *Laufeldochitina stentor* et *Desmochitina minor*, limite Llandeilien—Caradocien (Herrouin et Paris, 1984).

Formation du Châtellier. Llandeilien supérieur (?)—Caradocien inférieur (puissance 0 à 120 m)

05X. **Grès micacés.** Appelée aussi « Grès du Châtellier », cette formation constitue un repère lithostratigraphique commode entre les deux formations schisteuses encaissantes qu'elle sépare généralement par un léger relief. Le passage inférieur aux grès est progressif et se fait dans un intervalle réduit d'alternances bien contrastées. Au toit, la limite entre le faciès purement gréseux et la formation silto-gréseuse sus-jacente est moins précise. Sa puissance est variable et peut atteindre son maximum (environ 120 m au Châtellier) dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud. Elle diminue progressivement vers le Sud jusqu'à la disparition de la formation sur le flanc nord du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes où elle est réduite à de rares lentilles ou lits gréseux (Sud de Sion-les-Mines—Le Grand-Fougeray). Les bons affleurements montrent une sédimentation rythmée à bancs gréseux dominants séparés par des joints ou des interlits au maximum décimétriques de shale noir, fin, micacé. On peut y observer quelques stratifications obliques, des rides très fréquentes ainsi que des structures sédimentaires de type « slumping » avec « boules ou cylindres de glissement sous-aquatique » pouvant atteindre 0,5 à 1 m.

Il s'agit d'un grès fin, généralement homométrique (taille moyenne des grains 80 à 100 μ) et bien classé. Trois faciès, inégalement représentés, coexistent : le type pétrographique le plus répandu ainsi que le plus caractéristique est une arénite (limite wacke) micacée, feldspathique, de couleur brun verdâtre à l'affleurement, gris-noir en profondeur. L'échantillon moyen donne : quartz 60 à 70 % du volume de la roche, micas blancs 10 à 20 %, feldspaths 3 à 10 %, matrice chlorito-micacée 10 à 20 %, minéraux lourds et opaques 1 à 2 %. Un faciès blanc grésio-quartzitique (quartz-arénite) apparaît parfois en lentilles épaisses, sans position bien déterminée au sein du faciès vert, donnant en moyenne : quartz 85 à 90 %, micas détritiques 5 %, feldspaths 1 à 3 %, matrice chlorito-micacée \leq 10 %, minéraux lourds et opaques \leq 0,5 %. Un troisième faciès quartzitique brun à beige, peu fré-

quent, se rapproche pétrographiquement du précédent. Les phyllites détritiques se présentent généralement en grandes lamelles de muscovite, chlorite et biotite plus ou moins chloritisée. Les minéraux lourds sont représentés presque exclusivement par du zircon, du rutile, des opaques auxquels s'ajoutent de rares tourmalines. Les lentilles gréseuses méridionales présentent un caractère plus mature en fines alternances grés-quartzitiques grises à beiges, peu micacées.

L'originalité de cette formation, qui la distingue des autres grès paléozoïques, provient de l'abondance relative de la matrice chlorito-micacée et de la présence de feldspaths plagioclasiques proches du pôle albitique et potassique (microcline). Un gradient de répartition des feldspaths, homologue de l'amincissement de la formation, ressort de la diminution progressive du Nord vers le Sud de la fraction de microcline associée aux plagioclases, puis de la quasi-disparition des feldspaths dans les niveaux lenticulaires méridionaux. Biseutage de la formation et raréfaction des feldspaths vers le Sud inclinent à supposer une alimentation septentrionale proche du bassin.

L'âge de la Formation du Châtellier reste controversé en raison de l'extrême pauvreté de la faune : *Delmanites incertus*, *Orthis berthoisii*, cystoïdes, bivalves. Certains (Babin *et al.*, 1976), après F. Kerforne, inclinent à la placer au sommet de l'Ordovicien moyen, se fondant sur l'absence de *Marrolothus bureaui* au sommet de la Formation d'Angers. Mais, suite à la découverte de *Kloucekia incerta*, F. Kerforne proposait déjà un âge ordovicien supérieur. La mise en évidence d'une biozone à *Laufeldochitina stentor* signalée précédemment au toit des Schistes d'Angers, tend à confirmer cette dernière hypothèse, tout au moins dans la partie sud de la feuille. Il semble bien, d'autre part, que la sédimentation arénacée soit d'autant plus précoce que l'on se déplace vers le Nord par diachronisme.

Formation de Riadan—Renazé. Caradocien—Ashgillien (?) (puissance 200 à 350 m)

05S. **Schistes et siltites micacés, grès.** Anciennement appelés « Schistes de Riadan » ou « Schistes à *Trinucleus* ». Le passage des grès sous-jacents à la Formation de Riadan—Renazé se fait en continuité, sans rupture fondamentale dans la nature des dépôts qui se font dans un milieu d'autant plus calme que l'on s'élève dans la formation, avec de rares et courtes occurrences de reprise d'érosion active. La similitude des constituants minéralogiques de la moitié inférieure, plus grossière, de cette formation avec ceux des grès du Châtellier laisse supposer des sources d'approvisionnement comparables. La tranche supérieure montre au contraire une prédominance de sédiments fins, moins littoraux, très argileux au sommet. Si ce découpage principal se confirme assez bien sur l'ensemble de la feuille, il ne semble pas possible d'établir de corrélations de détail systématiques. Des **niveaux gréseux**, feldspathiques (gf) ou non (g), ou **quartzitiques** (q), tantôt minces et sub-continus, tantôt lenticulaires et trapus, peuvent apparaître à tous les niveaux, traduisant des conditions tectoniquement instables. De même, le **niveau ardoisier** (sa), connu épisodiquement sur la bordure nord des syn-

clinaux du Sud de Rennes depuis Renazé (environ 30 m d'épaisseur) jusqu'à Riadan (Nord de Bain-de-Bretagne), n'apparaît plus vers le Sud.

C'est une formation hétérolithique dont les différents faciès sont liés aux variations de proportion et de granulométrie des constituants essentiels suivants : quartz ($< 250 \mu$), mica blanc et chlorite détritiques ou néoformés, biotite et chloro-biotite détritiques, carbonates ($< 15\%$) à certains niveaux surtout gréseux, feldspaths (plagioclases presque exclusivement, le microcline n'apparaissant pratiquement plus), auxquels s'ajoutent les minéraux accessoires suivants : pyrite abondante constituant parfois de gros nodules, rutilite aciculaire, zircon, tourmaline, leucoxène, phosphates et opaques divers. Ces faciès évoluent entre un pôle quartzitique (rare) à film intergranulaire chloriteux et des argilites finement silteuses plus ou moins micacées à chlorite dominante et séricite, de couleur grisâtre, ocre, verdâtre, très tendres, rencontrées principalement au toit. Le classement est généralement médiocre, sans granoclassement franc et le degré de maturité faible. L'un des macrofaciès les plus communs et typiques est une siltite hétérogène assez grossière, micacée à schistosité fruste, grise à brun verdâtre. L'observation microscopique montre une structure « œillée » plus ou moins accusée, à concentrations subsphériques millimétriques de quartz ($< 130 \mu$), phyllites et plagioclases, plus ou moins dispersées ou coalescentes dans une matrice chlorito-micacée à quartz fin ($< 60 \mu$) et moins abondant. Les grès interstratifiés conservent une certaine affinité avec les faciès du Châtellier pouvant entraîner leur confusion. Ce sont des grès relativement fins (quartz 10 à 300 μ maximum), micacés, généralement plagioclastiques, parfois carbonatés, le plus souvent riches en matrice chlorito-ferrière. Parmi les phyllites détritiques, la muscovite et la séricite prédominent habituellement, plus rarement la biotite et chlorito-biotite ; la chlorite est toujours présente en moindre quantité. Les figures sédimentaires autres que les structures « œillées » sont exceptionnelles (très rares « ripple marks »).

La faune, peu abondante, est en outre mal conservée. Parmi les principaux trilobites rencontrés, citons : *Cryptolithus grenieri*, trinuéclidé décrit autrefois sous le nom de *Trinucleus seunesi*, *Prionocheilus pulcher pulcher*, *Colpocoryphe lennieri*, *Dalmanitina (D.) cf. socialis*, *Kloucekia dujardini*. Cette association, dont l'homogénéité se retrouve en d'autres régions, présente d'indiscutables affinités avec les faunes du Caradocien inférieur de Bohême (Henry, 1969). *Pleurotomaria bussacensis* se manifeste plutôt à un niveau sommital, éventuellement associé à divers organismes peu spécifiques : brachiopodes, lamellibranches, orthidés nombreux, tiges de crinoïdes.

Le Sud de la feuille a livré quelques micro-organismes mal conservés d'affinité caradocienne dont : *Jenkinochitina tanvillensi* (?), *Desmochitina minor*, *Conochitina* sp., *Belochitina robusta*. Les ardoisières anciennes de Riadan ont en outre livré : *Trinucleus pongerardi*, *Acridaspis buchi*, *Pharostoma pulchra*, *Illoenus beaumonti*, *Dalmanites incertus*. Le carrefour de Maigé (Pancé) a livré *Onnia cf. pongerardi*, trilobite du Caradocien moyen, avec brachiopodes, gastéropodes et crinoïdes.

L'Ashgillien reste ici problématique et pourrait être représenté, au moins en partie, par la formation surincombante azoïque de la Chesnaie.

Formation de la Chesnaie. Ashgillien (?) – Llandovérien inférieur (?)
(puissance 85 à 100 m)

Celle-ci comprend deux membres lithologiquement bien distincts : un membre gréseux basal (S1a) et un membre argilito-silteux supérieur (S1b).

S1a. **Membre gréseux basal.** Il apparaît brutalement au-dessus des argilites sommitales de la Formation de Riadan—Renazé et se termine tout aussi brutalement sous les argilites supérieures. Cette formation homolithique de 25 à 30 mètres d'épaisseur se suit régulièrement, excepté dans la partie nord-est du synclinal de Mouais où la tectonique cassante directionnelle ne permet plus sa distinction avec les « Grès de Poligné ». Elle est généralement accompagnée de quartz, parfois abondants, qui facilitent son repérage au sol. Ce sont essentiellement des arénites de type grès-quartzite ou quartzite, blancs, d'aspect saccharoïde, matures, assez bien classés, à grains fins plutôt homométriques (grain moyen des quartz environ 100 à 150 μ , avec quelques individus subarrondis atteignant 300 à 500 μ), pauvres ou très pauvres en ciment phylliteux pâle (séricite, chlorite) formant un film intergranulaire plus ou moins frangé. Les micas détritiques, toujours rares ou absents, sont surtout des micas blancs, pâles, de nature complexe, faiblement pléochroïques dans les verts (phengites), avec de rares biotites déstabilisées, associées à des chlorites également pâles ou incolores. Le plagioclase est exceptionnel. Zircon, tourmaline détritique (et néoformée ?) et opaques sont toujours présents en faible quantité. Une moindre cohésion (arénisation locale) et une légère, tendance à l'orientation permettent parfois de les distinguer des « Grès de Poligné ».

Aucune faune n'a été observée sur cette feuille. Les seules traces rencontrées sont une empreinte de ver et de bivalve sans intérêt stratigraphique.

S1b. **Membre argilito-silteux supérieur (« Schistes moyens »)** (puissance 60 à 70 m). Très continu également, ce membre se présente toujours sous un macrofaciès altéré, très homogène, difficile à distinguer des derniers termes de la série de Riadan—Renazé. Ce sont des argilites tendres, de couleur jaune verdâtre, parfois rosâtre, brun-ocre ou violette, rarement gris noirâtre. Microscopiquement, on observe des pélites très fines, chloro-ferrifères, riches en produits diffus d'oxydation, à rubanements flous soulignés par une faible quantité de silt fin plus ou moins granoclassé et de petites paillettes détritiques micacées de muscovite, séricite et biotite altérée avec quelques chlorites pâles. Les plagioclases, très accessoires, sont soit isolés, soit concentrés dans des lenticules millimétriques quartzo-feldspathiques bioturbés (faciès rare). Le caractère le plus typique de ce sédiment consiste en de minces strates lenticulaires à grains de quartz (< 100 μ) très hétérogranulaires et dispersés. Les plus gros d'entre eux sont généralement arrondis, parfois corrodés, les plus fins anguleux. Les figures sédimentaires de type « slumping » ou « load cast » y sont peu fréquentes.

Aucune trace d'organisme n'a jusqu'à ce jour été trouvée dans ce membre. L'âge de la Formation de la Chesnaie reste donc indéterminé et l'on peut hésiter entre le sommet de l'Ordovicien supérieur et le Llandovérien inférieur dont la faune spécifique n'a pas été retrouvée jusqu'alors dans la formation sus-jacente.

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

S1c. **Quartzites clairs (« Grès culminants »).** Cette formation se caractérise par des grès armant des reliefs topographiques qui justifient l'ancienne appellation de « Grès culminants ». Le passage inférieur se fait par des siltites et des grès fins, gris, blancs à bleutés, plus ou moins indurés et schistosés, et des psammites, l'un ou l'autre pouvant dominer suivant les lieux. Les psammites se retrouvent en bancs peu épais au cœur de la formation, puis au toit en termes de transition où elles alternent avec des faciès silto-micacés. Le faciès banal est un grès blanc, saccharoïde, de texture quartzitique plus induré que les grès inférieurs de la Chesnaie, bien lités en bancs décimétriques à centimétriques. Fortement quartzifié à certains niveaux, il pointe localement en lentilles rocheuses massives d'où se détachent de gros blocs erratiques. Microscopiquement, ce sont des quartzarénites pauvres en ciment séricito-chloriteux pâle (5 à 7 % maximum du volume de la roche), bien classées, homométriques (taille des grains compris entre 50 et 400 μ , exceptionnellement 800 à 1 500 μ , avec une moyenne de 150 à 200 μ). Les phyllites détritiques, micas blancs à faible pléochroïsme, séricite, chlorite pâle, biotite déstabilisée, sont rares ou absents et les grains lithiques, quartz mylonitique, micro-quartzite, peu fréquents. Les minéraux lourds, zircon, tourmaline, rutile, peuvent être relativement abondants.

Les faciès quartzitiques, pratiquement azoïques, ont cependant livré dans les déblais d'une ancienne carrière au Nord de Beaumont-Ferard (Thourie) un échantillon riche en empreintes de brachiopodes à sinus très marqué. Au site classique du Tertre-Gris (Poligné, Pancé), A. Philippot a recueilli une faune abondante, principalement graptolithique, dans des lentilles ampélitiques situées au sommet de la formation. Parmi une quarantaine d'espèces déterminées on peut citer :

— à la base des ampélites : *Rastrites peregrinus*, *R. linnaci*, *Monograptus sedgwicki*, *M. turriculatus*, *M. triangulatus* ;

— dans la masse des ampélites, outre les espèces ci-dessus : *Glyptograptus tamariscus*, *Monograptus lobiferus*, *M. barrandi*, *M. communis*, *M. gemmatus*, *M. spiralis*, *Retiolites obesus*, *Orthograptus bellulus*, *Petalograptus palmeus*, *Climacograptus scalaris*, etc.

A l'Est de la feuille Châteaubriant, au Grand-Boulay et au Haut-Ménil (Congrier), les alternances psammitiques basales de la formation ont livré une faune similaire moins variée : *Glyptograptus tamariscus*, *Monograptus sedgwicki*, *M. lobiferus*, *M. cf. distans*.

L'ensemble de cette faune caractérise les zones 19 à 21 de Grande-Bretagne et correspond au Llandovérien moyen à supérieur. Les zones 16 à 18 définissant la partie inférieure de l'étage seraient donc à rechercher dans la Formation de la Chesnaie.

Formation de Renac. Wenlockien—Ludlowien indifférenciés

S2-3. **Ampélites, shales bleu-noir, grès et siltites.** Ces terrains, occupant les cœurs synclinaux, constituent ici les derniers termes connus de la pile sédimentaire paléozoïque décapée par l'érosion. Leur puissance totale reste donc indéterminée. Désignés jusqu'alors sous les appellations de « Schistes

ou Formation à sphéroïdes», la localité-type de Renac (feuille Pipriac) est introduite ici pour la qualité de la coupe visible le long de la déviation de cette agglomération. Cette formation n'affleure généralement pas et correspond topographiquement à un étroit plateau légèrement déprimé aux terres lourdes très argileuses. Les derniers dépôts llandovériens de type euxinique, associés à quelques intercalations silto-psammitiques, se poursuivent au Wenlockien, de sorte que la limite stratigraphique précise ne peut être établie que par la faune et/ou la présence épisodique de sphéroïdes. Les ampélites basales, peu épaisses (quelques mètres), passent insensiblement à des shales tendres bleu-noir à noirs, également riches en matière organique et plus ou moins silteux, alternant avec des lits centimétriques (rarement décimétriques) de grès dont le faciès particulier se retrouve pratiquement identique sur l'ensemble des synclinaux du Sud de Rennes. Généralement seuls marqueurs apparents de terrain, ce sont des grès-psammites rubanés de couleur gris-bleu à noirâtre, bruns à ocres par altération, à surfaces de débit plus ou moins ondulantes, à stratification fine (inframillimétrique à centimétrique) oblique et/ou fortement entrecroisée, très riches en pyrite cubique ou microcristalline le plus souvent altérée et évacuée. Granulométriquement ils doivent être classés à la limite des grès très fins et des siltites vraies. Le litage d'ordre centimétrique est marqué par une quantité plus ou moins grande (5 à > 60 %) de matrice et de ciment à chlorite ferrique verte ou brune, hydroxydes et matière organique en proportions relatives variables. Des films de vannage de magnétite et d'autres oxydes soulignent le microlitage inframillimétrique. Les micas détritiques, principalement muscovite-séricite, toujours petits ou très petits, se disposent régulièrement dans les plans de stratification. Tourmaline, zircon, ilménite et opaques divers peuvent être abondants.

Les **sphéroïdes**, rencontrés de préférence dans les niveaux de base ampélitiques, sont des boules gréseuses souvent altérées et poreuses, de quelques centimètres jusqu'à une soixantaine de centimètres de diamètre, plus ou moins aplaties, constituées d'une fine poussière quartzeuse cristallisée, riche en pyrite. L'érosion met habituellement en relief à la surface des nodules une fine stratification subparallèle à l'aplatissement, mais ils peuvent être lisses. Ce sont de véritables niches à fossiles parmi lesquels : *Monograptus dubius*, *M. priodon* le plus fréquent, *Cardiola*, *Ceratiocaris*, des bivalves, des ostracodes et surtout des orthocères. Cette faune peut se retrouver en partie à d'autres niveaux.

Des faciès de shales silteux ont livré quelques micro-organismes plus ou moins fragmentés d'acritarches, de chitinozoaires dont *Sphacrochitina* sp., de sporomorphes et de diverses spores.

L'association *Monograptus priodon* et *M. dubius* fixe un âge wenlockien dans le Massif armoricain, mais n'exclut pas la présence du Ludlowien que pourraient confirmer certains chitinozoaires (Paris, comm. pers.).

Le milieu de sédimentation, mal élucidé, semble correspondre à un bassin peu profond, faiblement oxygéné, à la topographie complexe, coupé au moins en partie de l'océan et associé à des mouvements eustatiques positifs liés à la fonte des glaces de l'inlandsis saharien (Guillocheau et Rolet, 1982).

Formation de Thiellay

χ. Alternances gréseuses brun verdâtre. Ce faciès d'âge inconnu n'a été observé, sur le territoire de cette feuille, qu'à la Filaisière où il représente le dernier témoin occidental de cette formation reconnue de façon discontinue exclusivement sur le synclinal (*stricto sensu*) de Martigné-Ferchaud (feuille Châteaubriant). Ce faciès se substitue, pour partie ou en totalité, essentiellement aux formations de la Chesnaie et de Poligné qu'il occulte localement en discordance cartographique. Dans le cas présent, il interrompt la Formation de Poligné seulement et n'apparaît qu'en roches éparses dans les labours. Les affleurements visibles ailleurs montrent un régime d'alternances gréseuses centimétriques, rarement décimétriques, séparées par des joints schisteux gris-noir déformés par des figures de charge. Outre cette rythmicité, la couleur brun verdâtre et la présence fréquente de plagioclase et de microcline distinguent ces grès à matrice chloriteuse des faciès siluriens habituels.

Les seuls fragments de chitinozoaires trouvés dans les interlits schisteux n'ont pas permis de datation, aussi sommes nous réduits à quelques hypothèses peu satisfaisantes pour expliquer la présence de ces anomalies cartographiques énigmatiques, parfois disharmoniques structurellement : variation locale de sédimentation, écaillage (affinité relative de faciès avec les grès du Châtellier), olistostrome ? (Herrouin, 1984).

Roches volcaniques et filoniennes

ε. Filons doléritiques. Sills et coulées basiques indifférenciées. Ces métabasites sont le mieux exprimées sur la feuille Châteaubriant dans les régions de Martigné-Ferchaud et de Congrier. Sur la présente feuille, elles sont représentées, en dehors de quelques corps isolés, principalement au Feutel. L'allure générale est celle de champs filoniens orientés N 130 à 140 E en moyenne (extrêmes : N 105 à 165E), obliques sur les mégastructures cartographiques (N 105-110E). Ces corps basiques apparaissent en étroits fuseaux parallèles ou relayés, toujours inférieurs à 10 m d'épaisseur et rarement supérieurs à 200 m de longueur, plus fortement concentrés dans les régions précitées. Ils n'ont été rencontrés exclusivement que dans les formations schisteuses d'Angers—Traveusot et à un moindre degré dans celle de Riadan—Renazé où ils sont souvent décelables par un faible relief des épontes schisteuses légèrement indurées par le métamorphisme de contact (schistes tachetés).

Les faciès évoluent entre deux types :

- un faciès frais, grenu, à texture doléritique souvent pœcilitique, correspondant sans ambiguïté à des injections filoniennes à paragenèse dominée par l'association de plagioclase basique (labrador), clinopyroxène (augite), chlorite verte secondaire, ilménite abondante avec accessoirement quartz, calcite, biotite plus ou moins chloritisée, hornblende, actinote, épidote, apatite ;
- un faciès fin, vacuolaire, présentant des caractères de coulées (Moreau, commun. pers.), à paragenèse de composition spilitique pouvant résulter de

phénomènes hydrothermaux liés au volcanisme. La composition minéralogique est la suivante : plagioclase (albite, oligoclase) en lattes automorphes et en phénocristaux, le plus souvent totalement hydrolysé, chlorite verte interstitielle ou en grande plages, carbonates (calcite, sidérite ?), opaques d'ilménite, quartz, actinote rare (ouralisation du pyroxène ?). Les caractères probables de coulées (selon Moreau) sont : la texture microlitique soulignant parfois une fluidalité, la présence de brèches volcaniques, la diminution de la taille des lattes plagioclasiques à la base de l'unité, la présence de vacuoles, le métamorphisme de contact décelé uniquement à la base de la formation volcanique. Mais l'interprétation en termes de coulées interstratifiées dans les pélites d'âge ordovicien moyen, suivies de dykes doléritiques plus tardifs sécants sur la stratification, doit être tempérée par les remarques suivantes :

- les faciès spilitiques peuvent recouper obliquement la totalité de la Formation d'Angers (Congrier) ;
- les stades intermédiaires existent, tant en ce qui concerne la taille du grain que la composition des feldspaths qui, entre les pôles albitiques et labradoriques passe par l'oligoclase et l'andésine ;
- jusqu'à présent, dans le Massif armoricain, le volcanisme effusif ordovicien n'est connu qu'à partir du Caradocien.

Une minéralisation à stibine principalement avec mispickel, pyrite, or, de type fissural, peut être associée à ces metabasites (Cœsmes, Martigné-Ferchaud).

La schistosité hercynienne qui affecte ces metabasites est surtout marquée dans les faciès les moins grenus. La mise en place des dolérites filoniennes est donc anté-hercynienne et post-Ordovicien supérieur ou peut-être même post-Dévonien moyen (Emsien) si l'on peut établir un parallèle avec les filons basiques très comparables du Paléozoïque médian de la région de Broons.

Le même symbole a été utilisé pour désigner une roche filonienne très altérée et hydrolysée, d'aspect lamprophyrique, rencontrée uniquement dans les grès de la Formation de la Chesnaie (Thourie, Villepot).

Q. Quartz filonien. Les filons d'importance cartographique sont rares et le plus souvent liés à des accidents (Le Grand-Fougeray, Saint-Aubin-des-Châteaux etc.). Le plus conséquent, à La Bosse-de-Bretagne, ne montre par contre pas de lien net avec la tectonique cassante ; elliptique et trapu, il est orienté approximativement Est-Ouest. La méso- et micro-fissuration de tous les terrains s'accompagne au contraire souvent de nombreux filonnets de quartz, parfois en gros cristaux laiteux (le Pont-d'Aron) mais le plus souvent en rognons blancs laiteux plus ou moins fibroradié avec ou sans chlorite, accompagnés ou non d'un tapissage pyramidé hyalin. Dans la région de Sainte-Anne-sur-Vilaine certains d'entre eux peuvent être aurifères.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

Formations sédimentaires et complexes d'altérites du Paléogène

AF, AK. **Altérites supposées paléocènes.** Il s'agit d'un ensemble d'altérites, le plus souvent à texture conservée et installé sur n'importe quel terme

du substrat. Ces altérites sont recouvertes en discordance par les sédiments continentaux éocènes. Ce critère de datation relative est particulièrement net sur les fronts des minières, surtout à l'Ouest de Cropé, au Nord-Est de Teillay, à l'Ouest de la Béhorais, où la discordance prend parfois un modelé karstique témoignant de l'activité pédogénétique éocène. En dépit de la diversité lithologique du substrat, ces altérites ne fournissent qu'un nombre limité de faciès dépendants de la lithologie de la roche-mère : les **faciès kaolinisés** (K) établis sur les niveaux schisteux, généralement en dépression dans la paléotopographie ; les **faciès ferro-kaoliniques** (F) généralement développés sur les ressauts armés par les niveaux plus gréseux. Les premiers forment un manteau discontinu pauvre en fer, d'épaisseur métrique à la base des sédiments éocènes. Ils ont été exploités pour la fabrication de tuiles et briques au Sud de Teillay (Chapelle-Saint-Eustache). Les seconds sont des reliques d'un profil dont l'épaisseur et la teneur en fer sont très variables : le kaolin le plus blanc pouvant cotoyer le grès le plus ferrugineux selon des discontinuités rappelant le litage du substrat, comme dans les minières de Cropé, Rougé et Teillay où ces niveaux ont été également exploités pour le minerai de fer (Monot, 1977).

Relativement aux sédiments présumés éocènes qui les surmontent, ces altérites sont paléocènes ou crétacées.

Les théories relatives à la genèse des minerais de minière sont exposées en détail dans de multiples travaux dont les plus spécifiques sont dus à Kerforne, 1917 ; Durand, 1960 ; Klein, 1962, 1963 ; Clercx, 1970 ; Durand *et al.*, 1962.

e. **Épandages et colluvions réputés éocènes.** L'analyse de ces formations morcelées s'avère délicate car les repères chronostratigraphiques font défaut ; seules lithologie et morphologie sont susceptibles de caractériser ces formations rarement litées. En outre, les processus continentaux de pédogenèse se succèdent et apportent leurs cachets en voilant les traces de sédimentation ou d'érosion. Néanmoins, sur la feuille Bain-de-Bretagne, deux types de lithologie et deux types de processus se combinent en un nombre limité de faciès.

● **Le faciès supérieur**, essentiellement sablo-conglomératique à grains anguleux, couvre les étendues les plus vastes, notamment au Sud de la ligne Sion-les-Mines—Saint-Aubin-des-Châteaux et en forêt de Teillay, ainsi qu'autour et dans le bois de Thiouzé. Empiétant rarement sur les surfaces gréseuses ordoviciennes, ces dépôts devaient tapisser les versants et le fond de dépressions peu accusées et de substrat schisteux où divaguaient des drains provoquant d'étroits chenaux où la stratification s'exprime discrètement. Ces sédiments ne semblent pas franchir la cote + 80 m et peuvent se trouver localement en relief par le jeu des érosions quaternaires (fig. 2).

En alternance avec les processus d'érosion et de sédimentation fluviales, ces matériaux allant du conglomérat (Thourie) au sable (forêt de Teillay, l'Oiselière) subissent plusieurs épisodes de *silicification* (b) et/ou de *ferruginisation* (a). Ceux-ci donnent aux affleurements un débit en dalles indurées, sus-jacentes à un substrat paléo- ou protérozoïque altéré ou à des matériaux argilo-silteux qui constituent le faciès éocène inférieur. Dans le cas de maté-

riaux éocènes finement sableux, l'induration siliceuse conduit à un faciès « grès ladère » décrits dans la région par de nombreux auteurs dont Kerforne (1917), Durand (1960) et Klein (1962). Dans le cas de matériaux plus hétérogènes, cette induration siliceuse conduit à des conglomérats à coiffes d'illuviation titanifère, comparables à celles décrites sur des niveaux yprésiens du bassin de Paris. Visible au-dessus des minières de Rougé (Ouest de la Behorais), la silification avec coiffes polarisées y est discontinue, car elle se dégrade en blocs arrondis colluvionnés ultérieurement.

L'induration ferrugineuse est plus fréquente et se surrime souvent à la siliceuse (c), en provoquant une perte de cohésion. Toutefois si la silification affecte paléoversants et paléobuttes, la ferruginisation semble plutôt localisée sur les bas des versants et dans les dépressions.

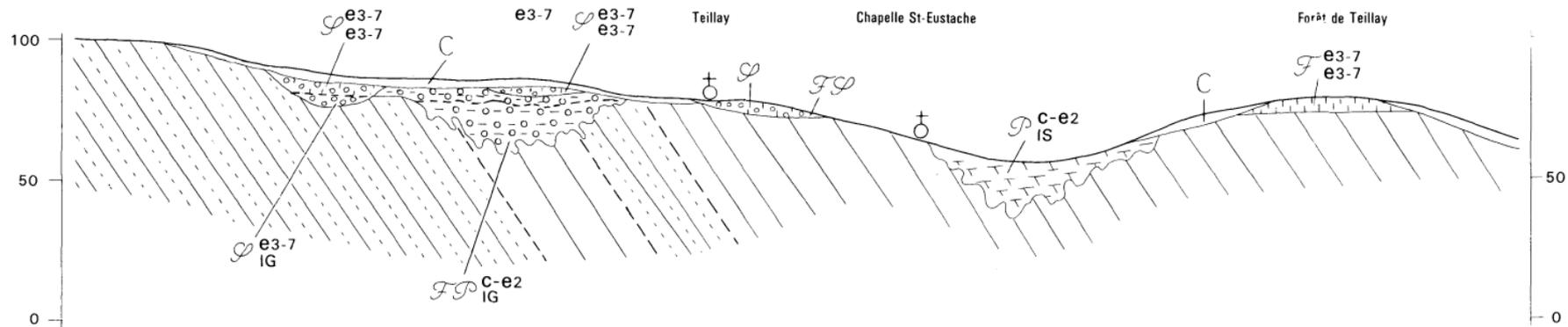
Cette induration ferrugineuse est également diffuse et souligne une illuviation tubulaire particulièrement typique en forêt de Teillay. Elle ne conduit pas à des concentrations ferrugineuses suffisamment volumineuses pour lui conférer le nom de minerai, bien que de vieilles excavations témoignent de tentatives d'utilisation au même titre que certains « roussards » dans le pliocène.

● Essentiellement kaolinique (cf. tableau 1), **le second faciès lithologique**, argileux, est toujours sus-jacent au profil latéritique exploité en minière et le déborde souvent ; il est toujours sur le haut des versants ou sur les buttes, toujours sous les dalles silico-ferrugineuses de granulométrie plus grossière, rarement en dessous de la cote + 80 m à la latitude de Teillay, + 65 m à la latitude de Sion-les-Mines. Ces critères lui confèrent un cachet plus autochtone.

Enrichis d'une fraction détritique quartzeuse, ces niveaux gris à ocres, kaolino-illitiques portent des matières carbonnées dont la teneur s'accroît en profondeur ; prospectées dans la région de Sion-les-Mines, ces argiles sont encore exploitées au Sud-Est de Châteaubriant. Les indurations siliceuses les affectent rarement tandis que l'induration ferrugineuse y est fréquente et forme des concrétions pisolithiques de la taille de boulets, emballées dans l'argile. Cette imprégnation prend parfois des proportions telles que le niveau apparaît comme feuilleté par le fer. Il était encore exploité par des minières près de Rougé en 1981, près de Teillay en 1982, et fournissait un minerai dont la teneur en fer atteignait 40 à 50 %.

Ferruginisation et silification affectent directement le substrat dans les régions dépourvues ou débarassées de leur couverture de sédiments éocènes ou d'altérites plus anciennes. Ainsi, au sommet de la minière de Cropé et au voisinage du château d'eau de la Grande-Minière, les grès ordoviciens sont diaclasés puis indurés par la silice. Le rôle de la ferruginisation est plus délicat à entrevoir car elle peut interférer avec celles plus anciennes qui auraient affecté le substrat paléo- ou protérozoïque.

La datation des sédimentations, des silifications et des ferruginisations est donc toute relative. Toutefois, si la période de silification est l'homologue de celle qui affecte les grès à sabals des régions périphériques (Durand,



P Paléosol

S Silicification

e3-7 Age de la formation

IG Substrat primaire gréseux

F Ferruginisation

C Colluvions

e3-7 Age de la pédogénèse secondaire

IS Substrat primaire schisteux

(Epaisseur des formations tertiaires exagérée)

Fig. 2 - Répartition des faciès tertiaires au voisinage de Teillay.

1960), elle serait fini-lutétienne à fini-bartoniennne. Au Sud de Rennes, la sédimentation kaolinique qui serait l'homologue du faciès inférieur de la feuille Bain, est affiliée à l'Éocène (Estéoule-Choux, 1967). Ainsi le faciès supérieur serait fini-éocène et les processus continentaux qui l'affectent, seraient fini-éocènes ou même du début de l'Oligocène. Néanmoins, dans le bassin de Paris, les formations du type ladère ne sont connues que sous la base du Lutétien ce qui placerait ces différents phénomènes à la base de l'Éocène.

g. **Sédiments smectitiques présumés oligocènes.** Connus uniquement sur le front oriental de la carrière de la Mainguais (Estéoule-Choux, 1967), ces sédiments succèdent au profil d'altération et aux sédiments kaoliniques exploités en minière. L'extension de ces argiles riches en smectites est limitée. Leur âge oligocène n'est fondé que sur la richesse en smectites de telles argiles dans les bassins datés de Saffré, de Saint-Séglin et de Loutehel.

Formations sédimentaires du Néogène

p, pSA. **Sédiments supposés redoniens.** Cette sédimentation essentiellement sableuse s'oppose par son apparente homogénéité à celle chenalisante et rythmique des alluvions. Cependant, si la fraction grossière quartzeuse est dominante, de minces lits argileux localement noirâtres ou gris s'intercalent dans les coupes de Saint-Malo-de-Phily. Dans une des carrières au Sud de cette localité (le Pont-Monvoisin), les sables s'étagent de la cote - 45 m à la cote + 40 m, tandis que dans les travaux voisins plus septentrionaux et plus orientaux les mêmes sables reposent sur le Protérozoïque à la cote + 30 m avec une épaisseur de quelques mètres. Ainsi, probablement aidée par une fragilisation tectonique du substrat, une érosion active a profondément entaillé le paysage avant le dépôt des sables pliocènes. D'autres secteurs comme le défilé de la Brutz à Bonne-Fontaine ou les carrières à l'Ouest d'Ercé-en-Lamée, montrent des accumulations décamétriques de sables dans des poches étroites. La protection de ces gisements semble renforcée postérieurement par la mise en place de grabens responsables de l'encaissement des cours d'eau à travers les horsts adjacents, telle la Vilaine en amont de Saint-Malo-de-Phily (Durand *et al.*, 1962) (fig. 3).

Les sables ainsi piégés (p) sont activement exploités en particulier pour la viabilité et accessoirement pour la construction, après lavage rendu nécessaire en raison de leur teneur fluctuante en argile. Ces argiles sont à dominante kaolinique (tableau 1) et disposées en lits ou sous forme de galets schisteux dont l'altération s'est achevée *in situ* (Estéoule-Choux, 1967). Au voisinage du substrat, des encroûtements noirâtres manganésifères et ferri-fères sont communs et guident les carriers dans l'avancement des fouilles. Rubéfiés à l'affleurement et dans les premiers mètres sous la surface, les sables sont jaunes à blancs au cœur des dépôts les plus épais.

Généralement situés au voisinage de la cote + 100 m, de petits placages de sables (pSA), grossiers et quartzeux, tapissent les reliques d'une surface d'aplanissement sur des épaisseurs métriques. Empâtés d'argile rougeâtre, ces gisements s'opposent aux précédents car ils ont subi une illuviation intense. Ils semblent les témoins des épandages d'arènes qui ont alimenté

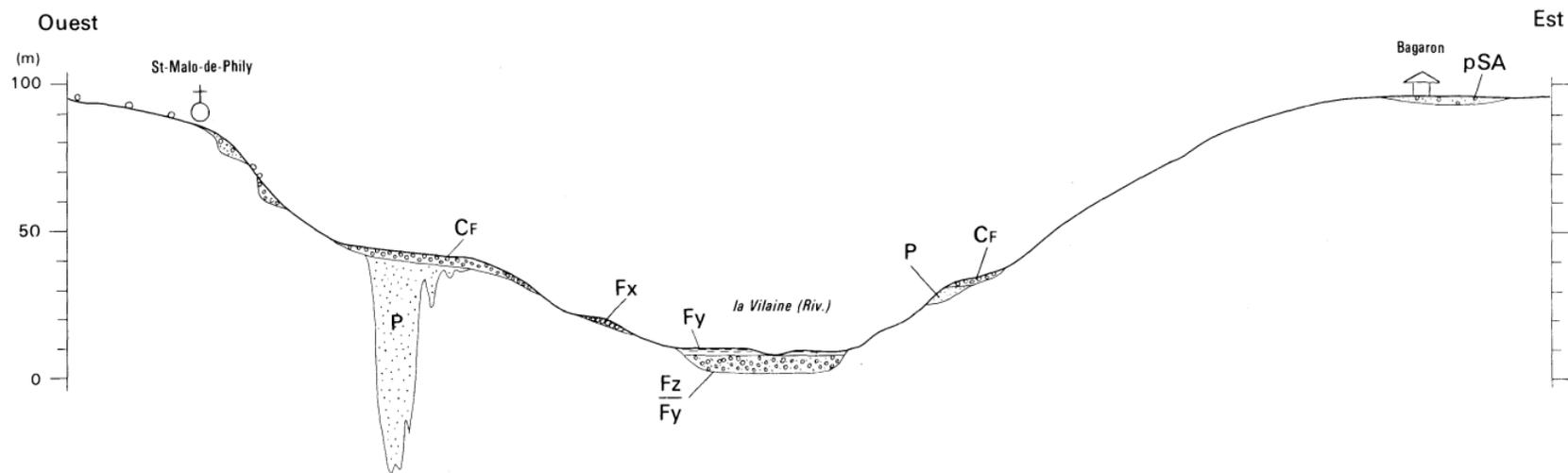


Fig. 3 - Répartition des faciès plio-quaternaires au voisinage de la vallée de la Vilaine.

les gîtes voisins, accumulés en milieu marin dont l'origine est attestée par des grains glauconieux rubéfiés par les altérations ultérieures. De tels placages sont bien visibles dans les tranchées de chaussées récentes, près des Croix-Brault par exemple.

Tableau 1 : Paragenèses argileuses des formations sédimentaires et continentales de la feuille Bain-de-Bretagne

Formation	Localisation	Auteur	Année	Paragenèse
C base	La Grande-Feuillée	Jigorel	1978	MM - Ka.Mc - is
C sommet	La Grande-Feuillée	Jigorel	1978	VC.KA.MM - Ch - is
C sommet	Rennes W	Estéoule <i>et al</i>	1972	VC - Ch - is
Fz	Vilaine	Jigorel	1978	KA.MC - Mm - Ch - is
Fy	Vilaine	Jigorel	1978	KA.MC - mm
pSA	Vilaine	Jigorel	1978	KA.MC
pSA	St-Malo-de-Phily	Estéoule-Choux	1970	KA.IL
Galets du pSA	St-Malo-de-Phily	Estéoule-Choux	1970	HL
g ?	Rougé	Estéoule-Choux	1970	MM.ka
e	Rougé	Estéoule-Choux	1970	KA
e	Sion-Les-Mines	Nicolas	1956	KA - Mc.
	Châteaubriant	Nicolas	1956	KA.MC.
	Rougé	Estéoule-Choux	1970	MC.KA.
	Rougé	Estéoule-Choux	1970	KA - Mc.

Significations quantitatives des abréviations minérales

Dominant	Minéral	Subordonné	Traces
MM	Montmorillonite	Mm	mm
VC	Vermiculite	Vc	vc
KA	Kaolinite	Ka	ka
MC	Mica	Mc	mc
IL	Illite	Il	il
CH	Chlorite	Ch	ch
HL	Halloysite	Hi	hi
IS	Interstratifié	Is	is

Sur cette feuille la sédimentation argileuse pliocène du type Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan) n'est pas identifiée.

La datation de ces niveaux n'est pas obtenue sur cette feuille ; toutefois, l'analogie de faciès avec les sables azoïques sus-jacent aux niveaux datés du Redonien dans le bassin de Rennes, permet de les placer dans cet étage.

Formations résiduelles

Rc. **Éléments résiduels graveleux indifférenciés.** Quelques rares galets gréseux épars à patine brunâtre s'observent à diverses altitudes. Au Nord de Teillay ils se rencontrent autour de la cote 95 m sur le Grès armoricain ; au Sud-Ouest du bois de la Serpaudais aux environs de la cote 60 m.

Re. **Éléments résiduels ou colluviaux des cuirasses du Paléogène.** Ont été ainsi désignés les débris de cuirasses de tous faciès que l'on retrouve fragmentées en blocs et cailloux, très au-delà des reliquats paléogènes préservés *in situ*.

RFw. **Éléments graveleux résiduels des alluvions de hautes surfaces.** Aisément identifiables sur les interfluves de la feuille Châteaubriant, ces reliques fluviatiles sablo-graveleuses s'étendent au-delà du cours actuel des rivières. Elles persistent sur la feuille Bain-de-Bretagne au Sud de Rougé, au-dessus des sables pliocènes de Beau-Soleil sous forme de galets grésos-quartzitiques épars. Ainsi, situées au-dessus de la cote 75 m et décrochées des alluvions anciennes, elles semblent affiliées à la période pliocène ou éocène.

Formations colluviales

Colluvions de versants. Ces formations correspondent à la mobilisation des altérites des formations antérieures indurées ou non, déposées gravitairement sur les versants des vallons. Généralement composites, l'on peut cependant dans de nombreux cas identifier l'origine de la fraction principale. Il est ainsi possible de distinguer :

Co1. **Colluvions argilo-caillouteuses dérivant de la Formation du Pont-Réan.**

Co2. **Colluvions argilo-caillouteuses dérivant du Grès armoricain.**

Cp. **Colluvions argilo-sablo-graveleuses dérivant des formations pliocènes.**

CF. **Colluvions sablo-graveleuses dérivant des épandages du Cromérien.**

CFx-y. **Colluvions limono-graveleuses dérivant des terrasses alluviales** et occupant de larges surfaces basses de la vallée de la Chère.

Le gisement de Cromérien. Au Sud de Saint-Malo-de-Phily, dans les carrières ouvertes sous les cotes 40 à 55 mètres, les alluvions reposent en discordance sur des sables pliocènes et se poursuivent au Sud jusqu'au Déron (cote 31 m). Cette formation graveleuse rougeâtre, épaisse localement de 3 à 4 m, comporte quelques lits sableux irréguliers. Les éléments grossiers, hétérométriques, de taille moyenne inférieure à celle d'un poing, atteignent rarement une vingtaine de centimètres. Émoussés à subanguleux ou arrondis, les éléments grésos-quartzitiques majoritaires sont accompagnés d'éléments polygéniques : conglomérats, schistes et siltites briovériens ou paléozoïques. Dans les fronts de taille, un outillage primitif paléolithique a été récolté. Cet argument associé au cachet ancien des pédogenèses observées dans les limons sus-jacents, a permis à Monnier de les dater du Cromérien *s.l.*

C. **Colluvions de fond et de tête de vallon.** Ces dépôts nappent les bas de versant et les fonds des vallons incisés dans toutes les formations antérieures, et constituent généralement des terrains hydromorphes. Ce sont des

mélanges argilo-sablo-caillouteux empruntés au substratum local et focalisés vers le chevelu hydrographique. La stratification y est faible ou nulle et les éléments grossiers anguleux et/ou altérés.

Formations alluviales

Sur la feuille Bain-de-Bretagne, le drainage s'effectue d'Est en Ouest grâce à deux affluents de la Vilaine, le Semnon au Nord, la Chère au Sud. Ces deux réseaux méandriformes empruntent un cours quaternaire ancien conforme aux structures armoricaines, charpentées par les grès paléozoïques. Toutefois, dans le coin nord-ouest de la feuille, la Vilaine installe son cours moyen en travers de ses structures révélant ainsi un dispositif tectonique ancien emprunté par l'érosion dès le Pliocène et souligné de sédiments marins puis continentaux qui enregistrent ses rejeux. De taille plus modeste, un tel dispositif est connu sur le cours de la Brutz, affluent du Semnon, en aval de Rougé. Les principaux types d'alluvions sont bien représentés sur le cours de la Vilaine. Ils sont minutieusement décrits dans les travaux de A. Jigorel (1978) qui renouvellent les conceptions génétiques sur ces sédiments. En particulier, le substrat local, paléo- et protérozoïque est le pourvoyeur principal des horizons sablo-graveleux et limoneux, tandis que le Pliocène n'apporte sa contribution dans la fraction sableuse que de manière très ponctuelle. Sur les deux niveaux d'alluvions distingués, cet auteur montre également que la fraction argileuse dominante est illito-kaolinique, que leurs modes de sédimentation et leur hétérogénéité les différencient des sables pliocènes (*cf.* tableau 1).

Fx. Alluvions pléistocènes de la moyenne terrasse. Largement entamées par les érosions successives, ces alluvions sablo-graveleuses à la base, limoneuses au sommet, persistent en lambeaux situés à une vingtaine de mètres au-dessus des alluvions récentes. Toutefois plus au Sud (le Déron), leur superposition est connue, comme le montre A. Jigorel, à proximité de Châteaubourg et de Chavagne dans le bassin de Rennes. Elles se différencient des alluvions récentes par une richesse en fines ferri-argileuses et une rubéfaction qui sont les témoins d'une pédogenèse subie après dépôt.

Cette pédogenèse atteint également les niveaux limoneux qui coiffent en discordance les niveaux grossiers. Ainsi, dans tous les faciès des alluvions anciennes, sur le fond illito-kaolinique hérité des altérites tertiaires, la vermiculite et/ou la montmorillonite l'emportent sur la chlorite qui type les alluvions récentes. Les lambeaux sablo-graveleux connus sur le Semnon près du hameau de la Touche et sur la Chère (35 à 37 m en amont aux Nesly, 24 à 26 m en aval de Rennefort) sont probablement des reliques plus orientales de ces alluvions anciennes.

Fy. Alluvions anciennes graveleuses de la basse terrasse. L'étagement des alluvions anciennes est particulièrement net sur le cours inférieur de la Chère où ce niveau s'individualise à une dizaine de mètres sous le précédent. Il repose en lambeaux graveleux à des cotes comprises entre 24 et 26 m à l'amont et 10 à 13 m à l'aval, soit environ une dizaine de mètres au-dessus du cours actuel de la rivière. Les éléments sont très hétérométriques, depuis des blocs de 10 à 15 cm (la Brulais) jusqu'à des sables grossiers en passant par

des graviers parfois schisteux (la Kyrielle). Le degré d'usure est variable mais souvent faible. La pétrographie des composants permet de retrouver, outre le quartz filonien, tous les faciès du substratum.

Fz/Fy. **Alluvions limoneuses récentes sur sables et graves.** Particulièrement bien développées dans les bassins de Rennes au Nord, Messac et Langon au Sud, ces alluvions, sables et graviers de teinte grise, occupent le fond de la vallée de la Vilaine. Elles sont pauvres en fines, mais leur matrice argileuse se caractérise par une richesse en chlorite, ce qui les différencie des alluvions anciennes. Les niveaux grossiers supportent des limons discordants, rapportés au Flandrien dans un sondage réalisé près de Langon. Ainsi, ces niveaux sablo-graveleux seraient anté-flandriens mais leur âge-plancher demeure problématique. En effet, faute d'arguments paléontologiques, A. Jigorel (1978) les place dans le Würm (Weichselien), tandis que Monnier (1980) les considère post-cromériens. En l'état actuel des connaissances, ces alluvions couvriraient donc une période holsteinienne à weichselienne.

Fz. **Alluvions modernes et actuelles.** Ces alluvions largement répandues occupent le méplat des vallées et correspondent dans les cours principaux aux zones inondables. Dans les vallées d'une certaine importance, le matériel limono-sableux, qui constitue la partie supérieure, fossilise des dépôts sablo-graveleux plus ou moins argileux occupant le fond du lit actuel. Les éléments grossiers sont souvent peu roulés et proviennent du remaniement de roches diverses du substratum, dont d'abondants fragments de quartz filonien.

Formations superficielles

X. **Formations anthropiques.** Parmi les plus importantes, citons les pulpes de débouillage de minerai stockées dans les anciennes minières de Bonne-Fontaine à Rougé, qui constituent une importante réserve d'argile expansible ; dans la partie sud-ouest de l'exploitation sont stockés les grossiers stériles à 600 m au Sud d'Ascoué (Rougé) et les remblais d'argiles et de grès à la fosse des Bois (Grand-Fougeray).

Les vestiges d'anciennes forges (sco : amas de scories) sont encore relativement fréquents bien que nombre d'entre eux aient été dispersés ou réutilisées par les fonderies du XIX^e et début du XX^e siècle (forges de Tobago à Saint-Nicolas-de-Redon). La répartition de ces scories est liée à la proximité de gisements de fer d'origine primaire ou tertiaire. N'ont été représentés sur cette carte que les amas ou les traces reconnus, mais L. Davy en a dressé une liste semi-exhaustive parmi lesquels certains ont pu être datés. Cet auteur signale ainsi les scories associées à des restes de briques à rebords gallo-romains à Louvrinai (Saint-Aubin-des-Châteaux). D'anciens textes font remonter au Moyen Age certains amas de la forêt de Teillay, de Pléchatel (forges de Bagaron, 1122) et Sion-les-Mines—Ruffigné (1146 ? 1547 et moderne). De nombreux autres sites, Grand-Fougeray, Rougé, Ercée-en-Lamée, Soulvache etc. restent d'âge inconnu.

Il précise par ailleurs la composition chimique de quelques scories :

	Silice %	Fer %	Phosphore %
Rougé, les Minières	18,50	51,16	0,743
Sion, bois de Thiouzé (abattoir)	16,64	51,78	0,717
Soulvache, bois du Plessis	18,58	51,88	0,848
Ercée-en-Lamée, forêt de Teillay, bois de Vitré	17,02	51,50	0,538
Le Grand-Fougeray, La Hattais	23,12	46,60	0,815
Thourie, bois Guy	18,62	51,99	0,595
Saint-Aubin-des-Châteaux, étang			
Pissouze	27,96	45,61	0,391

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

DÉFORMATION

Les seules indices de déformation antéschisteuse reconnus n'affectent que les formations briovériennes et probablement à un moindre degré la « Série rouge », mais l'événement structural majeur est lié à la tectogenèse varisque responsable des plissements synschisteux qui affectent cette région centre-armoricaine. Il sera accompagné et suivi de phases tectoniques cassantes qui donneront au paysage son allure en mosaïque.

La Bretagne centrale apparaît modérément affectée par les événements géodynamiques hercyniens. Trois grands « moteurs », ayant peut-être une origine commune liée aux mouvements des plaques lithosphériques, paraissent avoir été actifs dans cette région (Le Corre, 1978) :

- une compression prépondérante Nord-Sud avec effet de raccourcissement dans le même sens ;
- la montée diapirique des granites syntectoniques non affleurants dans ce secteur ;
- une composante de cisaillement horizontale dextre, surtout active en fin d'évolution, à la limite méridionale des synclinaux.

L'hypothèse d'une large « shear zone » affectant la Bretagne centrale est également avancée (Gapais et Le Corre, 1980).

Phases précoces (P0)

Une disharmonie structurale se manifeste par la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien (Bolelli, 1951). A l'échelle de l'affleurement, elle se traduit dans le Briovérien par un plongement très variable de la linéation L1 d'intersection de la stratification sur la schistosité (S0/S1) (Le Corre, 1978).

Dans le Nord-Ouest de la carte ils vont de 10 à 75° W. A l'échelle cartographique, les mégastructures de l'anticlinorium briovérien de Bain-de-Bretagne, bien marquées par les niveaux grésos-conglomératiques, s'orientent franchement, quoique plus ou moins en échelon, selon une direction géné-

rale N 65° à 75° E, oblique par rapport aux structures cartographiques paléozoïques et à la schistosité hercynienne N 100° à 110° E.

Ces déformations P0, qui ne sont accompagnées d'aucune schistosité, ne peuvent se concevoir qu'au travers de mouvements anté-transgression d'âge ordovicien inférieur. Considérés jusqu'alors comme les derniers contrecoups de l'orogénèse cadomienne, ces mouvements pourraient être dûs, si l'on admet l'hypothèse d'un Briovérien post-Protérozoïque (Chantraine *et al.*, 1988), à des basculements plus ou moins souples consécutifs à une tectonique distensive en blocs (Ballard *et al.*, 1986) fini-Cambrien à Arénigien, et non à une phase plicative du Briovérien qui n'a pas pu être clairement démontrée. Dans le même sens, on notera pour la Formation de Pont-Réan une organisation en petits bassins orientés N 70° E environ. On pourrait alors considérer le Briovérien comme une formation pré-rift, la Formation de Pont-Réan comme syn-rift et le Grès armoricain comme post-rift (Ballard, Brun et Le Corre, à paraître).

Phase synschisteuse (P1)

La phase plicative hercynienne P1 induit dans les faciès fins une schistosité S1 dont la trajectoire statistiquement homogène, tant dans le Briovérien que dans le Paléozoïque, montre bien qu'il s'agit de l'événement structurant majeur (Le Corre, 1978). Elle détermine un ensemble synclinorial défini du Nord au Sud comme suit dans le cadre de cette feuille :

- synclinorium de Martigné-Ferchaud ;
- anticlinal d'Araize—Bain-de-Bretagne ;
- synclinal de Segré ;
- anticlinorium de Châteaubriant—Le Grand-Fougeray ;
- synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes.

La mégastructure anticlinoriale briovérienne de Ploërmel, dont seules les terminaisons les plus orientales apparaissent ici (Saint-Malo-de-Phily, Bain-de-Bretagne — Araize, Sainte-Anne-sur-Vilaine — Grand-Fougeray), détermine un plongement axial général vers l'Est s'amortissant progressivement et s'inversant même localement en plis coniques de second ordre (Thourie, La Bosse-de-Bretagne, Trébœuf). Cette mégastructure interfère en larges plis coniques dans la moitié sud du territoire, avec l'anticlinal de Châteaubriant à plongement axial inverse Ouest. L'unité subtabulaire anticlinale de Châteaubriant, qui se distingue par ses contours cartographiques mous et complexes (Ruffigné, Sion-les-Mines), s'ennoe progressivement sous les vastes surfaces de la Formation d'Angers—Traveusot (La Dominelais), puis s'amortit totalement peu à l'Ouest ainsi que le synclinal de Segré qui le jouxte au Nord. Elle se comporte en fait comme une zone abritée longitudinale contrastant avec les grands plis plus serrés des unités de Martigné-Ferchaud et de Saint-Julien-de-Vouvantes qui l'encadrent.

Aux plissements primordiaux, droits et concentriques, de longueur d'onde kilométrique, liés aux puissantes masses gréseuses de l'Ordovicien inférieur, s'ajoutent des plissements d'ordre inférieur affectant surtout les niveaux moins épais du Grès du Châtellier et surtout les terrains siluriens. Les formations silto-pélitiques ordoviciennes d'Angers—Traveusot et de

Riadan—Renazé se déforment par aplatissement interne avec tendance au surépaississement dans les charnières grâce au développement de la schistosité.

A ces déformations synschisteuses en plis droits ou faiblement déjetés vers le Nord ou le Sud correspond une schistosité subverticale plus ou moins en éventail selon la nature des formations. En limite sud de feuille, le flanc nord du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes fait exception, avec un net déversement vers le Sud lié vraisemblablement à l'axe anticlinal de Lanvaux.

Statistiquement de plan axial dans les structures paléozoïques de direction moyenne N 105° E au Nord de la feuille, N 97° E au Sud, la schistosité se poursuit sans changement notable dans le Briovérien, associée à des plis dissymétriques et non plans axiaux résultant des mouvements précoces de cette formation. Son intensité, assez faible dans l'ensemble de la feuille, se situe généralement au stade d'une schistosité de fracture ou de crénulation initiale avec parfois début de recristallisation (types 1 et 2 ; Le Corre, 1978). Ceci est surtout vrai pour les faciès fins de l'Ordovicien et du Silurien ainsi que du Briovérien. Dans les Schistes d'Angers où elle est mieux exprimée, elle peut atteindre localement le type de schistosité de flux pénétrative (type 4) (fig. 4). C. Le Corre (1978) y démontre un gradient croissant vers le Sud.

Les linéations d'intersection L1 subhorizontales confirment les faibles plongements d'axes du Paléozoïque. Dans les zones à faible schistosité (anticlinal de Châteaubriant) l'intersection S0-S1 facilite le débit en crayon des schistes. Le délitage se fait même parfois préférentiellement selon les plans de stratification peu pentés (15 à 35°) soulignés par les micas détritiques (la Bossardais—les Grées, Sion-les-Mines, le Moulin des Grées-en-Mouais), le long de couloirs métriques à décamétriques, alternant plus ou moins brutalement avec des couloirs plus schistifiés à S1 verticalisée.

La linéation d'étirement minéral (Le), subhorizontale également et difficiles à mettre en évidence, se confond facilement avec la linéation L1.

Une schistosité de crénulation tardive peut se superposer à la schistosité initiale. Le front nord de la schistosité de crénulation, souvent développée autour de l'axe de Lanvaux plus au Sud, effleure le coin sud-ouest de la feuille. Sa pente, faible, oscille autour de 30° Nord ou Sud. Elle est probablement liée à la mise en place des granites le long de cet axe.

MÉTAMORPHISME

L'ensemble des formations, tant briovériennes que paléozoïques, se situe dans un domaine métamorphique épizonal à paragenèse de type quartz + chlorite + illite ou phengite, chloritoïde, andalousite (plus, hors carte, paragonite, grenat, biotite, staurotide), indiquant une fourchette de température allant de 200 à 450° localement. Si le stade de la diagenèse profonde semble avoir été généralement dépassé, ce métamorphisme couvre approximative-

ment, dans la terminologie de Winckler, le « degré très faible » et une partie du « degré faible » (Le Corre, 1978).

La discontinuité structurale observée entre le Briovérien et le Paléozoïque se retrouve du point de vue thermique dans le degré d'évolution de la cristallinité des micas dioctaédriques (illites, phengite, muscovite) (Le Corre, 1978). Le Briovérien, plus profond et plus proche de la source, présente ainsi des indices relativement constants de l'ordre de 3 à 5, qui le situent franchement dans l'épizone, tandis que les schistes de la Formation d'Angers-Traveusot, considérés sur l'ensemble des synclinaux de la Vilaine, se définissent par une très large dispersion des mêmes indices allant de 3 à 12, c'est-à-dire de la diagenèse profonde à l'épizone. La répartition géographique de ces valeurs montre d'une part la présence d'une anomalie positive oblique sur les structures au niveau de la forêt de Teillay (fig. 5), d'autre part l'existence d'un net gradient croissant du Nord vers le Sud, les

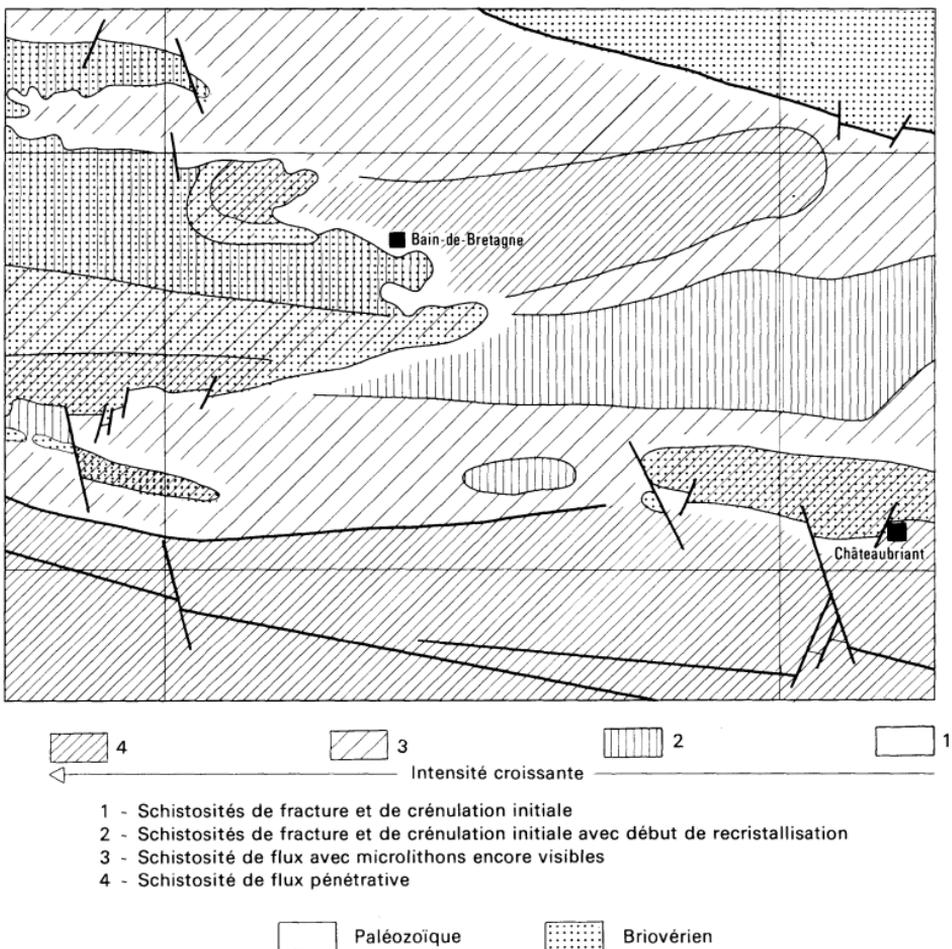


Fig. 4 - Carte typologique de la schistosité dans le Briovérien et le Paléozoïque (Schistes d'Angers). D'après C. Le Corre (1978).

indices paléozoïques finissant par atteindre ceux du Briovérien. Cette discontinuité semble devoir être interprétée plutôt par des différences de profondeur des formations dans la pile sédimentaire, auxquelles aurait pu s'ajouter un rôle d'écran de l'Ordovicien inférieur, que par une évolution antérieure du Briovérien.

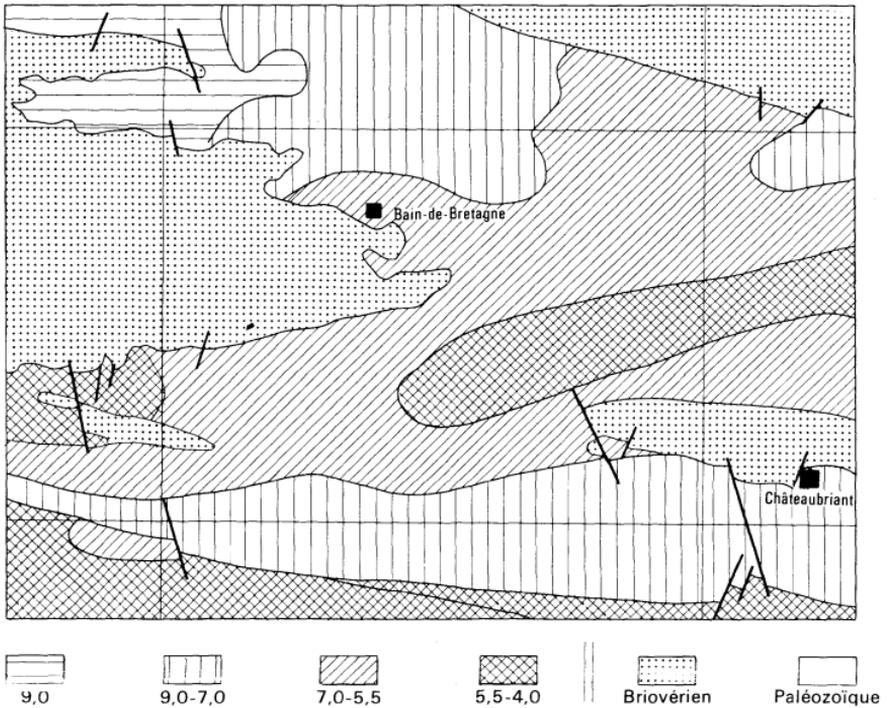


Fig. 5 - Carte de répartition des zones d'isocrystallinité des micas dans les Schistes d'Angers en Bretagne centrale (d'après C. Le Corre, thèse 1978).

Parmi les minéraux-index susceptibles de préciser une zonéographie métamorphique, le chloritoïde étudié dans les schistes d'Angers—Traveusot et du Wenlockien—Ludlowien (fig. 6), souligne le gradient Nord-Sud et confirme l'obliquité sur les structures régionales des anomalies déjà mises en évidence par la cristallinité des micas ainsi que celles de l'abondance relative des chlorites (rapport quartz/chlorite). Ceci, ajouté à la présence d'autres minéraux néoformés: fantômes d'andalousite au Rocher d'Uzel (Saint-Malo-de-Phily), stilpnomélane dans les minerais de fer ordoviciens (et, hors carte, biotite, paragonite, grenat, staurotide), prouverait l'existence d'un diapir leucogranitique syntectonique sous-jacent accompagnant la structuration varisque (Le Corre, 1978).

Les corps basiques antéschisteux, filons ou sills, induisent aux épontes une faible auréole thermique (20 à 50 cm) dans les schistes encaissants plus ou moins cornéifiés et/ou hydrolysés, parfois tachetés, de couleur plus claire et jaunâtre à l'affleurement, avec carbonates, plagioclase, pyroxène, blastes de muscovite et filons quartzeux.

Relations entre métamorphisme et déformation

Les relations entre métamorphisme et déformation ne peuvent être considérées qu'à l'échelle des microstructures et par rapport à un repère chronologique de base, fixe mais non instantané, qu'est la schistosité, éventuellement relayée localement par la crénulation tardive.

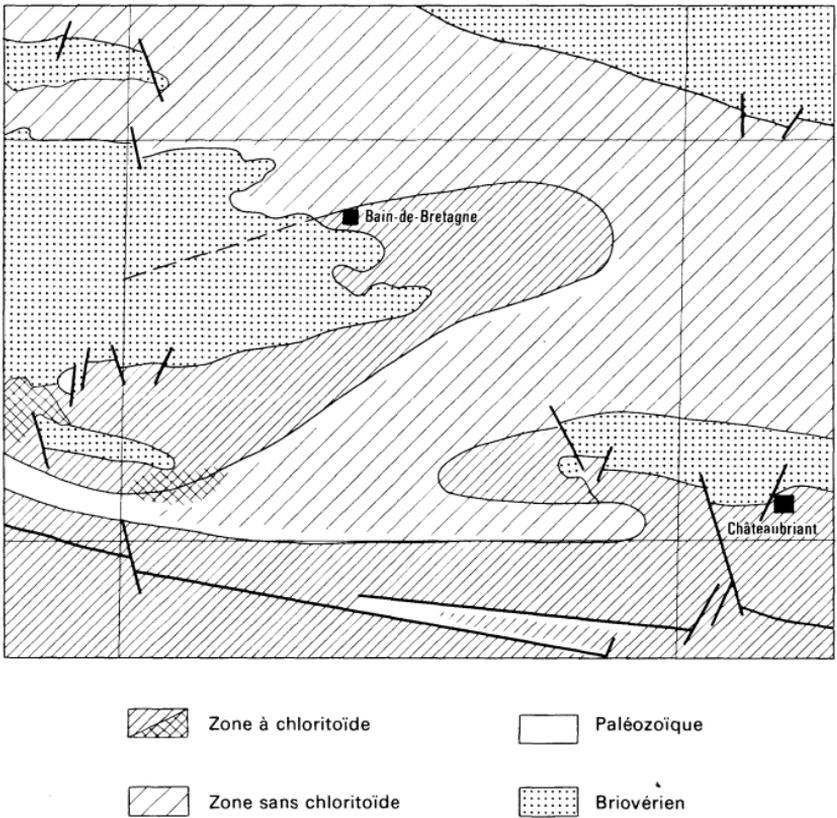


Fig. 6 - Carte de répartition de chloritoïde dans le Paléozoïque (d'après C. Le Corre, thèse 1978).

Les minéraux antéschisteux néoformés sont rares et peu probants. Il s'agit probablement de l'influence précoce de la montée leucogranitique précédant la phase synschisteuse majeure hercynienne.

Les minéraux synschisteux. Dans le principal marqueur que sont les schistes d'Angers—Traveusot, la paragenèse strictement synschisteuse est de

type chlorite + micas blancs + chloritoïde. Les cartes de répartition de la chlorite et des micas (Le Corre, 1978) démontrent une relation croissante entre leur développement et l'intensité de la schistosité dans le plan de laquelle ces phyllites cristallisent. En ce qui concerne le chloritoïde, les germes cristallins ont pu apparaître, sans orientation privilégiée très nette, un peu avant, pendant et après le paroxysme synschisteux. Les cristaux les plus précoces peuvent présenter des traces de déformation, torsion et rupture et sont contournés par la schistosité, tandis que les cristaux les plus tardifs fossilisent les stades initiaux de la schistosité et sont peu contournés par celle-ci.

Les minéraux postschisteux. Le chloritoïde II observé dans le coin sud-ouest de la feuille correspond à un métamorphisme de contact au sens strict. Ce sont des porphyroblastes nettement séquents sur la schistosité, non déformés, généralement mieux développés et plus nombreux que les chloritoïdes synschisteux.

FRACTURATION

L'ouverture supposée d'un bassin éo-ordovicien en distension implique l'existence de blocs limités par des failles normales auxquelles J.F. Ballard suggère une direction moyenne N 60-80° E. Cette direction, qui correspond assez bien aux alignements stratigraphiques briovériens, n'a pu être confirmée en ce qui concerne la fracturation, laquelle constituerait le premier événement cassant de ce socle.

Une autre phase en distension post-Ordovicien supérieur à (?) post-Silurien inférieur et antéchisteuse provoque la montée de petits dykes hypovolcaniques doléritiques de direction moyenne N 130-140° E, le plus souvent groupés en champs filoniens, principalement à l'Est sur la feuille Châteaubriant.

Cependant les structures majeures se dessinent au cours et à la fin de l'orogénèse hercynienne avec de puissants cisaillements WNW-ESE (cisaillement sud-armoricain dont on retrouve quelques répliques sur cette feuille), recoupés ultérieurement par un important réseau conjugué en système compressif N-S. Le plus important des accidents subdirectionnels, en limite sud de la feuille, met en contact anormal le Silurien moyen avec l'Ordovicien moyen et supérieur. L'accident en bordure sud de l'anticlinal de La Bosse-de-Bretagne—Lalleu fournit un autre bel exemple ; recoupé par un accident transverse N 150° E dans la terminaison orientale de cet anticlinal, il occulte la partie basale du Silurien et la presque totalité de la Formation de Riadan—Renazé. De direction moyenne N 100-110° E, ces accidents semblent montrer un caractère inverse incertain avec coulissement dextre probable. La fracturation dominante N 150-160° E à décrochement dextre pouvant atteindre 1 000 m comme la faille de la Brutz au niveau de Thourie, suit cette phase cisailante et s'accompagne de failles conjuguées de moindre importance à rejet senestre rarement supérieur à 100 ou 200 m d'orientation N 20-30° E. La composante verticale de ces failles normales reste toujours secondaire relativement à la composante horizontale, avec le plus souvent abaissement du compartiment est.

Un accident majeur, de même direction N 150° E, se distingue par un décrochement senestre de 1 500 m au niveau des anticlinaux d'Araize et de Châteaubriant qu'il recoupe et où il est jalonné par un faciès mylonitique (étang de Chanin). Il s'amortit rapidement au Sud-Est au-delà de Saint-Aubin-des-Châteaux, tandis que vers le Nord-Ouest sa trace se déduit de contours cartographiques complexes, plus ou moins souples, pour se poursuivre jusqu'au bassin de Chartres-de-Bretagne en passant par la faille minéralisée de Pont-Réan. Cet accident particulier pourrait avoir rejoué tardivement en faille inverse sur un accident dextre N 150° E lors d'une contrainte NNW-SSE.

Aucun marqueur local ne permet de contrôler l'influence des événements tectoniques fini-paléozoïques et mésozoïques, mais il est acquis que c'est sur la phase de fracturation tardi-hercynienne que s'achève l'histoire véritablement active du Massif armoricain. Sur la base d'observations sur les marges continentales armoricaines, J.P. Lefort (1973) propose un âge permotriasique aux premières déformations en cisaillement dextre affectant les structures antérieures N 150° E. Ce canevas hercynien est à nouveau réutilisé au Tertiaire, provoquant l'individualisation de bassins dès l'Éocène

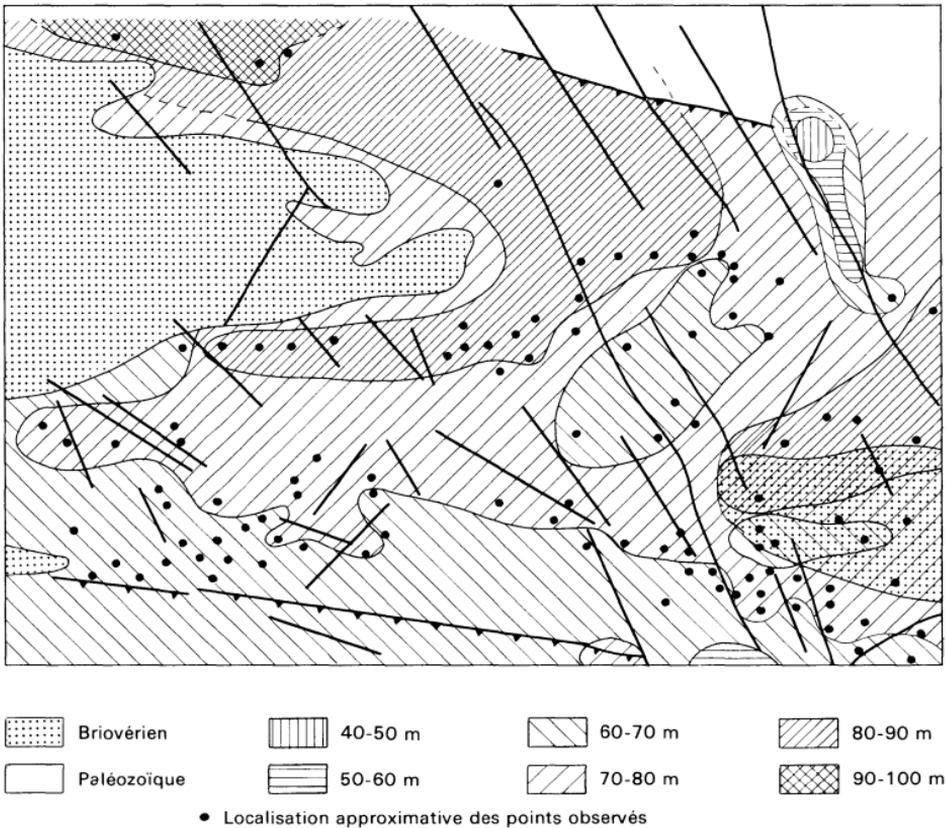


Fig. 7 - Cote altimétrique synthétique (NGF-m) du plancher des surfaces présumées éocènes, tous faciès confondus et principales fractures.

avec continuation des mouvements sur certains d'entre eux au Pliocène. Ce rejeu tertiaire N 150° E se marque par un remplissage sédimentaire parfois épais (200 à 400 m) de bassins paléogènes asymétriques en demi-graben, avec basculement du panneau est vers l'Ouest à la faveur de failles en relais et en régime distensif, donc senestre dans ce cas. Cet événement serait suivi d'une phase de compression Nord-Sud post-paléogène avec rejeu dextre des mêmes accidents, suivie d'une phase senestre. Enfin, une nouvelle phase à jeu vertical provoque la création de nouveaux bassins asymétriques et serait encore active actuellement.

Gros et Limasset (1984) proposent pour ces mêmes époques la chronologie suivante :

- Crétacé supérieur à Éocène moyen à supérieur, compression Nord-Sud (correspondant à la phase pyrénéenne) avec rejeu des failles tardi-hercyniennes décrochantes en failles inverses ;
- Éocène supérieur – Oligocène, distension Est-Ouest et formation de grabens NNW-SSE par rejeu en faille normale des fractures tardi-hercyniennes ;
- Miocène, distension Est-Ouest (?) avec grabens Nord-Sud ;
- Pliocène à Quaternaire, compression NNW-ESE à NW-SE, jeu en failles normales des accidents parallèles à la compression et formation de grabens Nord-Sud.

De l'estimation des cotes des surfaces présumées éocènes, schématisées sur la figure 7, il ressort :

- l'existence d'une pente générale moyenne vers les Sud de l'ordre de 30 à 40 m, dont il est difficile d'affirmer s'il s'agit d'un basculement tectonique ou de la préfiguration du cours ligérien ;
- une grande homogénéité des altitudes relevées, les écarts entre points voisins n'excédant que rarement 10 mètres, deux zones faisant exception : à l'Est de la grande faille de la Brutz (coin nord-est) avec 25 à 30 m de dénivelé par rapport à la moyenne locale, et au Sud de la Noë-Blanche (centre-Ouest) avec environ 20 m de dénivelé par défaut à l'Ouest d'une fracture dextre N 130° E.

Dans le cadre de cette feuille, il y a peu d'arguments témoignant d'une instabilité importante post-éocène. Les rejeux tardifs n'affecteraient ici que certains des accidents N 150° E, ou proches, à une maille décakilométrique minimum, laissant ainsi subsister de larges panneaux intermédiaires peu ou pas concernés.

Une démarche similaire appliquée au niveau de base des « sables rouges » indifférenciés (figure 8) aboutit au contraire à une forte dispersion des cotes estimatives, atteignant ou dépassant 120 m d'écart et ne pouvant s'expliquer par la seule tectonique compte tenu de ce qui précède. Les cotes les plus basses, très variables, occupent les vallées actuelles, aussi bien transverses (vallées de la Brutz et de la Vilaine) que parallèles aux structures (vallées de la Chère et du Semnon), tandis que les cotes les plus élevées demeurent relativement homogènes. Il semble bien que, dans ce cadre restreint, la répartition altimétrique des dépôts pliocènes résulte du mode d'alimentation selon des couloirs préexistants d'une paléomorphologie esquissant les traits

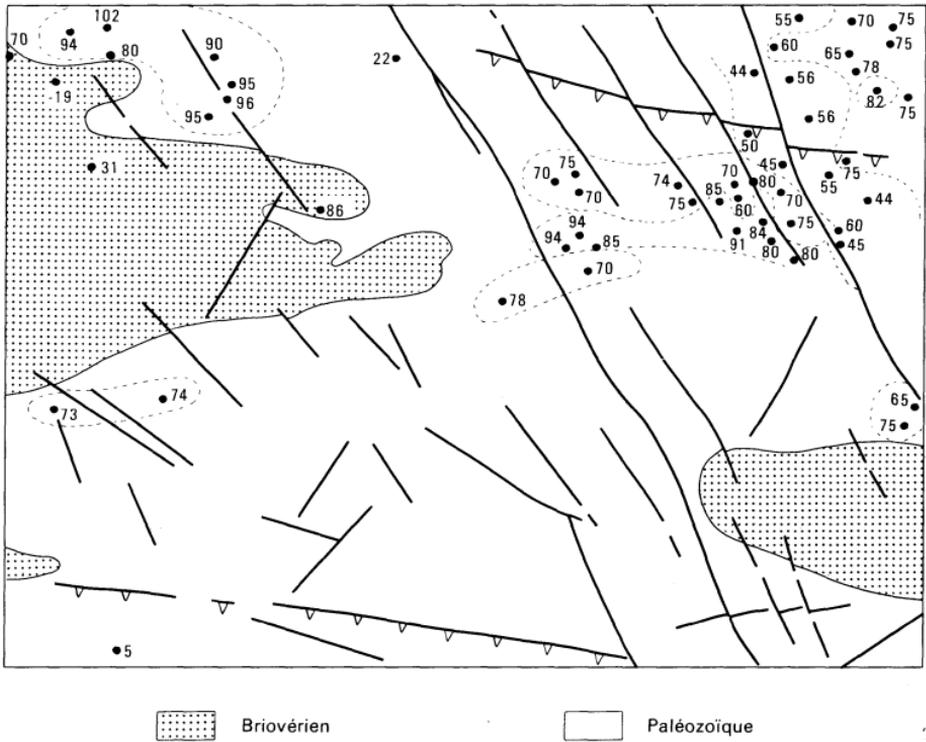


Fig. 8 - Cote minimale approximative (connue ou déduite de la cartographie) de la base des "sables rouges indifférenciés".

Groupements: < 0, 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80- 100 m (NGF)

actuels plutôt que des mouvements verticaux importants du socle. Le bassin de Saint-Malo-de-Phily pourrait cependant faire exception et occuper un graben. On peut y observer sur un front de taille deux petites failles de 10 à 15 cm de rejet vertical, témoignant de mouvements post-pliocènes.

ESQUISSE GÉOMORPHOLOGIQUE

La configuration morphologique actuelle ressort de l'érosion différentielle des structures plicatives et cassantes hercyniennes dont on n'observe plus aujourd'hui que les racines. Le relief appalachien pénéplané fini-crétacé à paléogène est rajeuni au Plio-Quaternaire, donnant des reliefs dérivés soit conformes (combes briovériennes, monts dérivés, combes annulaires, valls et crêtes de l'Ordovicien inférieur, moyen et supérieur), soit inverses (synclinaux perchés siluriens). Il en résulte une succession d'ondulations orientées globalement Est-Ouest en dehors des terminaisons périclinales, plus ou moins décalées par les fractures. Le Grès armoricain inférieur culmine ainsi à 114 m sur l'anticlinal d'Araize, au centre de la feuille, pour descendre autour de 60-70 m à la latitude du Grand-Fougeray. A l'inverse, les plus basses cotes se situent généralement dans la formation silto-péltique

de Riadan—Renazé (3 à 4 m dans la vallée de la Chère près de sa confluence avec la Vilaine) ou dans les faciès argilo-silteux briovériens.

Ce modelé est localement contrarié par les indurations tabulaires éocènes protégeant les faciès tendres de l'érosion et formant des buttes-témoins dont les plus beaux exemples, visibles dans le quart sud-est de la feuille, occupent les formations schisteuses du Briovérien et de l'Ordovicien moyen.

Le réseau hydrographique n'apparaît pas fermement dessiné. Totalement dépendant du bassin versant de la Vilaine, il oscille entre une direction Est-Ouest parallèle aux structures, notamment pour les principaux collecteurs (la Chère, méandres du Semnon) et une direction perpendiculaire à celle-ci (la Vilaine), donnant parfois un tracé en baïonnettes. En général les ruz et les cluses de direction subméridienne n'apparaissent pas directement liés à la fracturation observable. Par contre, dans la mesure où le décrochement des accidents N 150-160° E ou de leurs conjugués N 20-40° E est important par rapport à l'ouverture au sol du relief positif recoupé, une vallée ou deux thalwegs opposés s'organiseront selon une direction conjuguée, soit approximativement selon la bissectrice de l'angle ouvert formé par la faille et la direction stratigraphique.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Trois formations, très inégalement représentées, renferment, ou sont susceptibles de renfermer des aquifères d'intérêt variable :

— *les alluvions récentes et modernes* (vallées du Semnon au Nord-Est, de la Vilaine dans l'angle nord-ouest et de la Chère au Sud), non utilisées ici ; on notera cependant que, hors feuille, la nappe des alluvions de la Vilaine est exploitée par des puits à drains rayonnants à Messac et Langon ;

— *les formations tertiaires*, très peu représentées. Vers 1960, un forage de 42 m de profondeur a été réalisé dans les sables pliocènes de Saint-Malo-de-Phily ; il a été essayé pendant 8 jours au débit de 200 m³/heure, mais n'a pu être exploité du fait de l'extraction des sables ;

— *les formations anté-secondaires (socle)*, couvrant pratiquement la totalité du domaine de la feuille, composées de terrains sédimentaires paléozoïques (Ordovicien et Silurien) et protérozoïques (Briovérien). Les dispositifs de captage s'adressant à ces formations sont traditionnellement constitués par des puits de quelques mètres de profondeur, coiffant des émergences de sources. Depuis l'apparition, il y a quelques années, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (marteau fond-de-trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient, surtout chez les particuliers, agriculteurs et industriels ; les résultats qu'ils obtiennent sont souvent médiocres en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle.

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'ex-

exploitation de l'eau souterraine la fracturation doit être suffisamment importante et ne pas être le siège de développement intense d'altérites argileuses colmatant ces fractures. Par ailleurs, pour assurer la pérennité de la ressource exploitée, il faut qu'un réservoir existe, constitué soit par le développement de la petite fracturation, soit par des formations arénitiques en contact avec le réseau de fracturation 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.

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

- informations issues de la géologie en relation avec la morphologie locale ;
- photogéologie (à partir des photographies aériennes classiques et des missions photos satellite) ;
- géophysique (en général, méthodes aboutissant à des cartes de résistivité) ;
- dosage du gaz radon dans le sol ;
- sondages de reconnaissance et d'essai.

Les débits obtenus dans ces formations sont faibles, le plus souvent compris entre 1 et 5 m³/h (des exceptions notables existent).

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

La plupart des forages sont des ouvrages sommaires exécutés au marteau fond-de-trou et équipés d'un tubage en PVC de qualité ordinaire ; en règle générale le développement est inexistant.

Forages au socle : résultats connus

Réalisés depuis 1976, 84 forages d'eau sont répertoriés sur le territoire de la feuille ; les profondeurs et les débits obtenus au moment de la foration (débits instantanés) sont connus pour 74 d'entre eux. La profondeur moyenne est de 49,6 m (profondeurs extrêmes : 13 et 100 m) et le débit instantané de 3 m³/h (débits extrêmes : 0,1 et 100 m³/h). En première analyse, faute peut-être d'un échantillonnage suffisant, on ne peut établir de relations entre les débits et la lithologie ou la position stratigraphique des formations traversées.

En revanche, une relation pourrait exister entre les profondeurs et les débits ; elle paraît assez nette pour les faibles débits, qui correspondent à des profondeurs sensiblement plus faibles :

Débit instantané	Nombre de forages concernés	Profondeur moyenne en m
$Q \leq 1 \text{ m}^3/\text{h}$	10	34
$1 \text{ m}^3/\text{h} < Q < 10$	51	50,8
$Q \geq 10 \text{ m}^3/\text{h}$	13	53,5

Il faut remarquer par ailleurs que 7 forages seulement ont fourni des débits instantanés $\geq 20 \text{ m}^3/\text{h}$, dont 6 avaient été implantés sur les données d'une étude photogéologique.

Relations entre débits instantanés et possibilités d'exploitation

Les débits instantanés sont l'image des caractéristiques locales (transmissivité, en particulier) de l'aquifère ; les ressources exploitables dépendent aussi de l'extension de l'aquifère et de la variabilité dans l'espace de ses paramètres, très grande en milieu de socle toujours très hétérogène.

Un seul forage a fait l'objet de pompages d'essai d'assez longue durée pour que les résultats puissent être extrapolés avec une fiabilité satisfaisante :

Commune	Lieu-dit	Prof. m	Q inst. m^3/h	Rabattement possible m	Durée de l'essai	Possibilité d'exploit. m^3/j
Grand-Fougeray	La Boutratais	58	102	15-20	1 mois	450

Un autre forage, aux Riáis en Bain-de-Bretagne, profond de 64 m et ayant fourni $25 \text{ m}^3/\text{h}$ à la foration, a fait l'objet d'un essai à $11,5 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant 13 jours, après lesquels le rabattement était de 5,25 m.

Ces deux forages s'adressent à la formation du Grès armoricain, les arrivées d'eau étant principalement situées dans les intercalations schisteuses.

Captages d'A.E.P. des adductions collectives

Sur le territoire de la feuille il y a peu de ressources connues suffisamment importantes pour avoir permis l'alimentation des adductions publiques :

– le captage de la Dère (Grand-Fougeray), constitué par 4 sources captées au moyen de puits profonds de 3 à 6 m, reliés entre eux et fournissant par écoulement gravitaire environ $100\,000 \text{ m}^3$ d'eau par an. Ce dispositif, réalisé dans la formation du Grès armoricain, est complété par le forage de la Boutratais ($450 \text{ m}^3/\text{jour}$), cité plus haut ;

– le captage de Bonne-Fontaine, établi en limite des communes de Teillay (35) et Soulvache (44), fournit en moyenne $4\,100 \text{ m}^3/\text{jour}$ à 18 900 abonnés de Loire-Atlantique. Cet ouvrage, assez particulier, capte en fait son eau dans les galeries des anciennes mines de fer de la Brutz (Ordovicien inférieur), constituant un gigantesque puits recoupé de plusieurs failles.

Indications sur la qualité des eaux souterraines

Localisation	Résistivité Ω cm à 20°C	pH	TII	Fe ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l
Teillay Forage de Malaunay	3 663	5,75	5,6	3,6	0,3	7	56
Bain-de- Bretagne Forage des Riais	7 200	5,95	2	7,5	< 0,03	2	16
Grand-Fougeray Sce La Dère	5 128	5,4	5,9	0,0	0,0	44	35
Forage de la Boutratais	6 100	6,1	6,1	1,45	0,24	1,4	22

Les quatre analyses ci-dessus ont été effectuées par le Laboratoire des Eaux de l'E.N.S.P. de Rennes.

On remarquera que les eaux « profondes » provenant de forages sont ici très peu chargées en nitrate et montrent des concentrations élevées en fer. Par contre, les sources de la Dère, eau très peu profonde, ne contiennent pas de fer, mais leur teneur en nitrate est élevée, proche de la limite de potabilité. Ceci est lié à l'existence de phénomènes de dénitrification naturelle qui se produisent en profondeur, ou l'effet d'une activité biologique (*Thiobacillus denitrificans*), facilitée par l'existence de pyrite dans les formations concernées.

SUBSTANCES UTILES

Minéralisations

A l'exception du minerai de fer, aucune substance métallifère n'est ou n'a été exploitée sur le territoire de la feuille Bain-de-Bretagne. La prospection minière entreprise systématiquement par le BRGM dans les deux dernières décennies a conduit à la découverte d'indices variés qui se rapportent à deux grands groupes de minéralisations :

- des minéralisations stratiformes de type sédimentaire, liées surtout aux formations aréniennes et llanvirniennes, comprenant outre les couches de minerai de fer exploitées dans les zones superficielles à diverses époques, des concentrations détritiques de zircon-rutile et des niveaux de vases marines à nodules de monazite exceptionnellement riches en europium qui sont à l'origine de concentrations alluvionnaires dans les vallées (placers à monazite) ;
- des indices métallifères divers, de faible importance, soit contrôlés par la fracturation et correspondant à des venues hydrothermales probablement en relation avec des coupes leucogranitiques hercyniennes situées à une assez grande profondeur, soit en disséminations stratiformes.

Minerai de fer

Sur les versants des reliefs constitués de Grès armoricain, des minerais de fer affleurants ont été explorés et partiellement exploités depuis l'Antiquité. De nombreux champs de scories et parfois des galeries datant de l'époque gauloise (Rougé-Teillay) témoignent de cette activité minière très ancienne, également sidérurgique (forges), qui s'est prolongée pratiquement sans interruption jusqu'à la grande expansion des recherches pour fer à partir de 1872 (Puzenat, 1939). Plusieurs permis de recherches ont alors couvert l'ensemble des anticlinaux ordoviciens, tandis que des concessions étaient attribuées à Teillay, Ercée-en-Lamée, La Dominelais, Limèle (Sion-les-Mines), donnant lieu à des travaux souterrains ou à ciel ouvert, ainsi qu'à des recherches par sondages et prospection magnétique. Actuellement, les dernières petites exploitations en carrière de minerai de fer supergène tertiaire, qui subsistent dans le secteur de Teillay, appartiennent à la Société industrielle et minière de Rougé.

Couches intra-arénigiennes. Du point de vue gîtologique, les minerais de fer ordoviciens des synclinaux du Sud de Rennes sont assez bien connus depuis les travaux publiés de L. Davy, L. Cayeux, F. Kerforne, S. Caillere et F. Kraut, L. Bubenicek et enfin de J.J. Chauvel (1968). En outre, de nombreuses données provenant des archives minières ont été rassemblées dans diverses synthèses non publiées et conservées à l'IRSID. Les gisements de la région de Bain-de-Bretagne ont des caractères qui diffèrent peu de ceux de l'ensemble du bassin ferrifère angevin.

Les minerais sont des grès ou grès-quartzites très fins formés de grains de quartz et d'un ciment où se développe la paragenèse ferrifère. Ils sont répartis en couches parallèles dans le Grès armoricain inférieur (*cf.* fig. 1) : couche A, à quelques mètres sous la base de la formation des « Schistes intermédiaires », d'une puissance de 2 à 5 m (moyenne 2,5 m environ) ; faisceau B comprenant 2 à 3 couches de 0,50 à 2 m (puissance totale moyenne environ 5,80 m, puissance moyenne minéralisée environ 1,90 m) et débutant à 27 m environ sous la couche A ; enfin couches C et D beaucoup moins bien connues que les précédentes, situées à 80 et 160 m au mur du faisceau B (Limèle).

Les figures caractérisant la sédimentation rythmique (straticules) et entrecroisée du Grès armoricain se retrouvent dans le minerai de fer. Celui-ci contient des quantités variables de corpuscules ellipsoïdaux cryptocristallins ayant la même composition que le ciment des grès (chlorite, sidérite) qui, selon J.J. Chauvel, ont très rarement une structure concentrique d'oolithe complète. Il s'agit plutôt d'oolithes superficielles ou de pseudo-oolithes. Les minerais se classent en 3 types principaux :

- type à magnétite-chlorite, caractéristique de la couche A entre Bain-de-Bretagne et Soulvache, contenant de 10 à 20 % de quartz, un peu de stilpnomélane et de l'apatite ;
- type à sidérite-chlorite avec une quantité variable de magnétite, rencontrée à l'Ouest de Bain-de-Bretagne, au Sud du Soulvache (couche A), ainsi qu'à Limèle et Saint-Aubin-des-Châteaux ;
- type à hématite associée à un peu de magnétite, caractérisant surtout la

zone superficielle d'oxydation, jusqu'à des profondeurs de 80 à 100 m (la Brutz, Teillay).

La chlorite de ces minerais est une bavalite (chamosite selon Chauvel) riche en fer (20 à 40 % Fe_2O_3). L'apatite est intimement liée à la magnétite, ce qui confère au minerai son caractère phosphoreux. Elle est strontianifère à Saint-Aubin-des-Châteaux. La pyrite est fréquente sous forme de mouchetures dans le minerai.

Les minerais magnétiques riches, tels que ceux des couches A et B de Limèle, titrent de 52 à 61 % Fe, avec 4 à 15 % SiO_2 et 0,3 à 0,4 % P. Il est possible de les enrichir jusqu'à 65 % Fe par séparation magnétique après broyage.

Selon J.J. Chauvel, les couches ferrifères du Grès armoricain résultent du dépôt en mer peu profonde, parsemée d'îles, de matériaux détritiques continentaux et de la précipitation du fer existant dans l'eau interstitielle au cours de la diagenèse, dans des conditions d'agitation et d'oxydation variables. Les silicates ferrifères se formeraient en présence d'argiles, la magnétite en présence de matière organique et de soufre, la sidérite en milieu agité et oxydant.

Formations sidérolithiques. Dans la région de Rougé—Teillay, le Grès armoricain ferrifère est surmonté d'une zone d'altération latéritique d'âge éocène qui affecte aussi les « Schistes intermédiaires » et le Grès armoricain supérieur. Le fer a migré de bas en haut et latéralement dans ces formations altérées argilo-sableuses, produisant des poches de concrétionnement riches en hydroxydes, puissantes de 2 à 15 m et qui ont été exploitées dans les minières de la région à partir de 45 % Fe. La description de ce type de gîte a été donné par S. Durand (1960).

Le minerai de Rougé, dont l'étude a été reprise en 1978-79 dans le cadre d'une action concertée DGRST, est composé de goethite amorphe et d'hydrohématite englobant des grains de quartz de diamètre inférieur à 0,05 mm. La fraction est notablement phosphoreuse (0,8 %), siliceuse (4,5 %) et alumineuse (6 %). Ce minerai ne peut être notablement enrichi après broyage et doit donc être commercialisé en morceaux.

D'autres minerais sidérolithiques comparables à celui de Rougé ont été exploités à la Haute-Noë (2 km Est de Sion), la Blandinais (1 km Ouest de Saint-Aubin-des-Châteaux), au Nord de Belle-Étoile (1,8 km Est de Grand-Fougeray). Il en existait aussi sur la Formation de Pont-Réan et sur le Briovérien, à l'Ouest de Châteaubriant (Bonneval, les Naudais, Languedon, la Noë).

Concentrations de rutile et zircon

Des concentrations en minéraux lourds de très petit calibre ont été découvertes par le BRGM dans les années 1960 à l'intérieur de la formation du Grès armoricain supérieur (travaux inédits de Mulot). Ce sont des paléoplacers d'une extension régionale remarquable, riches en rutile, anatase, leu-

coxène, zircon et monazite, relativement faciles à détecter à l'affleurement en raison de leur radioactivité. Une étude de ces gîtes a été réalisée par P.P. Faure (1978), tandis que le minerai a fait l'objet de nombreux travaux en laboratoire en vue de sa valorisation industrielle.

Sur la feuille Bain-de-Bretagne, les concentrations détritiques de rutile-zircon forment un horizon à peu près continu à la base du Grès armoricain supérieur. On peut les suivre au scintillomètre de Saint-Malo-de-Phily à Soulvache, du Sud de la Noë-Blanche à Teillay et Fercé, du Sud de La Dominelais à Ruffigné, autour de Sion-les-Mines et à l'Est du Grand-Fougeray. La minéralisation semble disparaître ou s'atténuer au Sud-Est de Sion en direction de Saint-Aubin-des-Châteaux, ainsi que vers la Vilaine à l'Ouest du Grand-Fougeray. Il est très exceptionnel de pouvoir l'observer à l'affleurement. Si la carrière Saint-Laurent à l'Est d'Ercé-en-Lamée, devenue dépôt d'ordures, n'est plus visitable, on peut par contre accéder à la minéralisation dans la petite carrière de la Vallée à 4 km à l'Est du Grand-Fougeray, ainsi que dans la galerie ouverte en 1968 dans la carrière du bois de la Houssaie (1,5 km NNE de Rougé).

Le faciès minéralisé du Grès armoricain est très légèrement plus coloré, grisâtre à rosâtre, que le grès banal stérile. Les grains détritiques de rutile et de zircon y sont disposés en lits très fins, parfois entrecroisés. Leur diamètre est de 0,05 à 0,08 mm. La concentration peut dépasser 10% en poids, les autres minéraux étant, outre le quartz, la kaolinite et l'illite du ciment, le leucoxène, l'anatase, la monazite et un peu de tourmaline.

Au cours de la diagenèse, les grès ont subi une silicification (nourrissage des grains de quartz) qui est atténuée dans les faciès minéralisés plus riches en phyllites, en même temps qu'est apparu l'anatase authigène aux dépens du rutile et du leucoxène. On constate aussi une ou plusieurs phases de kaolinisation.

Les recherches par sondages effectuées en 1976 dans les secteurs de Saint-Saturnin (Nord-Ouest de Bain-de-Bretagne) et d'Ercé-en-Lamée, ainsi qu'à l'Est de la minière de Rougé (Fercé) et à l'Est de Ruffigné sur la feuille Châteaubriant, ont permis d'obtenir des informations sur la géométrie des bancs minéralisés et leur richesse. La minéralisation est étalée sur une puissance d'environ 10 m, formant soit une couche unique, soit deux couches voisines. La teneur d'ensemble en rutile + zircon est d'environ 3%. Cependant, on peut isoler au sein de la formation un lit de 1 à 3 m d'épaisseur dont la richesse s'élève à 10-15% rutile + zircon constituant le minerai d'intérêt économique. Le rapport rutile/zircon varie de 1,3 à 4.

En direction, le niveau minéralisé est relativement continu en puissance et teneur sur plusieurs centaines de mètres, puis s'appauvrit. Cette répartition lenticulaire des concentrations évoque des chenaux. La granulométrie légèrement plus grossière des matériaux détritiques dans les zones minéralisées et leur épaisseur relativement faible au sein du Grès armoricain font également penser à une sédimentation de haut de plage, du type cordon littoral (Faure, 1978). Dans la région de Bain-de-Bretagne, le dépôt principal caractérise bien le début de la seconde phase de la transgression aréni-gienne. Au bois de la Houssaie, en effet, le banc minéralisé commence à 1 m

au toit d'une formation silto-gréseuse altérée, considérée comme représentant les « Schistes intermédiaires ». Il existerait localement des récurrences du faciès minéralisé au milieu et vers le sommet du Grès armoricain supérieur, comme cela a été constaté près de Congrier (Mayenne) dans le sondage de la Guillotière (Alix, 1966).

Concentrations de terres rares

De petits grains lourds, en forme d'ellipsoïdes aplatis, découverts en abondance dans les alluvions de la région du Grand-Fougeray en 1966, ont été identifiés comme étant une variété particulière de monazite riche en europium et très pauvre en thorium, auparavant signalé au Zaïre (1958) et en Sibérie (1962). En raison de son intérêt économique, ce minéral a été étudié en détail à la fois dans les alluvions des bassins de l'Aron et du Gras et dans les niveaux sédimentaires dont il provient, à savoir des niveaux schisteux à nodules de la base de la Formation d'Angers-Traveusot (Llanvirnien). La plupart des données relatives aux gîtes primaires de monazite sont dues à Y. Lulzac (travaux inédits) et sont résumées dans la note de M. Donnot *et al.* (1973).

Les nodules de monazite, de densité 4,65 et de couleur grise, ont la forme de petites lentilles de 0,1 à 1,8 mm d'allongement. Ils sont composés d'un agrégat de petits cristaux de monazite, parmi lesquels se remarquent parfois des éléments fibro-radiés, ainsi que des éléments épars plus fins constitués de phyllites (séricite, muscovite, chlorite), quartz, graphite vermiculé, rutile, oxyde de fer. Un échantillon moyen provenant de la rivière Aron près de la Monnerie a la composition suivante : 23 % P_2O_5 ; 8,2 % SiO_2 ; 3,6 % Fe_2O_3 ; 3,4 % Al_2O_3 ; 25,3 % Ce_2O_3 ; 9,4 % La_2O_3 ; 3,2 % Pr_2O_3 ; 14 % Nd_2O_3 ; 3,1 % Sm_2O_3 ; 3,1 % Gd_2O_3 ; 0,4 Y_2O_3 ; 0,5 % Eu_2O_3 . Par rapport à une monazite d'origine endogène, ces nodules ont donc une composition en lanthanides plus variée, avec de plus fortes valeurs en Nd, Sm, Gd, Eu mais, par contre, une pauvreté remarquable en Th.

Les schistes llanvirniens de la région du Grand-Fougeray sont porteurs de nodules, généralement très dispersés. La teneur des niveaux les plus riches ne dépasse pas 200 g/t. Ces nodules sont obliques sur le plan de schistosité et antérieurs à celle-ci. Ils semblent plus abondants dans des niveaux riches en fossiles et concrétions diverses soit chloriteuses (le Perray), soit siliceuses (Bois-Régné). Ils peuvent être interprétés comme dérivant de concrétions phosphatées sédimentaires dans des vases marines riches en débris organiques, recristallisées progressivement en rhabdophanite et monazite au cours de la diagenèse et d'un métamorphisme de faible intensité. Celui-ci serait en relation avec la mise en place syntectonique de masses leucogranitiques hercyniennes (Guigues, 1984).

Le Briovérien de la région de la Noë-Blanche semble également contenir des occurrences de monazite grise de petit calibre, observées jusqu'à présent en alluvions, qui pourraient avoir la même origine que celles des régions briovériennes de Craon et Chemazé (feuille Craon). Près de cette dernière localité, le minéral a été extrait de faciès schisteux (tranchées de recherche de la Derbournière).

Les placers à monazite de l'Aron et du Gras, respectivement à l'Est et au Nord du Grand-Fougeray ont été explorés dans la période 1966-68. Une tentative d'exploitation a eu lieu près de la Monnerie. Les concentrations en monazite peuvent atteindre plusieurs kilos par mètre cube d'alluvion.

Minéralisations diverses

Des **indices sulfurés** de pyrite et galène existent parfois dans les fractures du Grès armoricain. C'est probablement à un tel type filonien quartzeux recoupant le grès que doit être rattaché l'indice de galène signalé autrefois à Sion-les-Mines (puits de l'école). Par contre, les anomalies géochimiques Pb-Zn-Ag ou Pb-Zn-As localisées dans la Formation d'Angers-Traveusot aux alentours du Grand-Fougeray sont probablement dues à des minéralisations sulfurées stratiformes. Il en est de même de la minéralisation à galène-blende-chalcopryrite-sidérite découverte dans un sondage à 4 m de profondeur dans la vallée du Semnon à 2 km au Nord-Ouest d'Ercé-en-Lamée (le Val-Giffard). Mais le plus connu et le plus important indice est celui de la carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux, situé dans un horst quartzitique au SSW du bourg et qui a fourni de beaux spécimens de pyrite cristallisée. Parfois considéré comme filonien, l'avancement actuel des travaux démontre à l'évidence son origine stratiforme. En de nombreux points des fronts de taille, il est possible, d'observer un niveau interstratifié d'environ 0,50 à 0,80 m d'épaisseur, occupant la position de la couche ferrifère A au toit du Grès armoricain inférieur et rarement recoupé de fractures subverticales également minéralisées. La couleur générale noirâtre est due à une chlorite pâle (clinocllore) qui constitue l'essentiel de la couche, et accessoirement à une variété de chlorite rouge manganésifère. La pyrite, très abondante, est polycristalline, massive ou noduleuse, ou en beaux cristaux cubiques plurimillimétriques, associée à la marcassite, la melnicovite, la galène, la schalenblende, la fluorine, c'est-à-dire une paragenèse de basse température. Au Nord de la feuille, dans la Formation de Riadan-Renazé, le niveau pyriteux de Poligné est radioactif et contient parfois un peu de blende.

Deux **secteurs aurifères** principaux ont été décelés par la prospection alluvionnaire : celui de la Noë-Blanche qui a fourni très récemment des indices de quartz aurifère dans le Briovérien, et celui de Sainte-Anne-Grand-Fougeray dans lequel l'or semble provenir de la base du Paléozoïque.

Le champ filonien doléritique **antimono-aurifère** du Semnon, bien développé sur la feuille Châteaubriant, traverse l'angle nord-est de la feuille Bain-de-Bretagne, près de l'Alleu-Botrel. Bien que des dolérites fracturées aient été reconnues dans ce secteur, aucun indice de stibine n'a été mis en évidence. De faibles anomalies géochimiques Sb existent, mais surtout développées sur la feuille Janzé au Nord de Moussé.

Les principaux gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont donnés dans le tableau 2.

Autres substances

Sable (sab). Le Pliocène constitue la principale source de sable de ce territoire. Cependant, inégalement répartis en placages de faible extension et

épaisseur, ces sables n'ont donné lieu qu'à de petites exploitations réservées à un usage local épisodique et pour la plupart aujourd'hui abandonnées (le Bréhil, Cogneuf, Thourie, le Fretay, Bonne-Fontaine, Beau-Soleil). En outre la proportion d'argile les rendent le plus souvent impropres à un emploi autre que la viabilité et le remblaiement. Seul le bassin de Saint-Malo-de-Phily, d'importance économique, est encore exploité. Il s'agit d'un sable peu argileux, fin, blanc à ocre, admettant quelques passées grossières. L'épaisseur peut atteindre localement 60 m. Lavé et traité dans la carrière voisine de Monserrat, il est employé comme sable à béton.

Sables et graviers (sgr). Seules les alluvions récentes (Fy) de la Vilaine et les colluvions pleistocènes (1 à 4 m d'épaisseur) surmontant les sables de Saint-Malo-de-Phily (CF/p) ont été et sont encore exploitées comme tout-venant et pour sable à béton.

Les sédiments gravelo-sableux inférieurs des alluvions de la Vilaine sont exploités sur 2 à 4 m d'épaisseur sous 0,5 à 2 m d'alluvions modernes argilo-sableuses. L'activité est concentrée présentement dans la zone de Macaire tandis que les anciennes balastières qui jalonnent cette même vallée sont laissées en plan d'eau (Saint-Laurent, les Genétais, la Gaudelinais, la Brouardais).

Les alluvions de l'Aron, du Gras et probablement de la Chère comportent une fraction grossière volumétriquement réduite et nécessiteraient surtout un débouage dispendieux des argiles associées. Les terrasses alluviales de la Chère ne semblent pas avoir été exploitées en raison sans doute de leur faible épaisseur.

Argiles (arg). A notre connaissance, il n'existe qu'une seule exploitation peu ancienne d'argile à brique, près de la Chapelle-Saint-Eustache en Teillay. Il s'agit de produits d'altération kaolinique des schistes d'Angers—Traveusot, de couleur sombre gris bleuté et dont on retrouve les structures conservées. Cette altération d'origine météorique, liée au climat chaud et humide éocène, se retrouve en de nombreux endroits, en relation étroite avec les formations de même âge (Thiouzé, la Bigotière, la Petite et la Grande-Bréharais, la Lande de la Minière, la Dominelais, la Lande du Bois Chupé, la Cour Naulay, la Briquerie en Sion-les-Mines, l'Oiselière, etc.). Des argiles similaires et de même âge sont exploitées pour réfractaire près de Châteaubriant.

A la minière de Rougé, les pulpes argileuses de débouage des minerais de fer sont refoulées hydrauliquement et stockées dans les anciennes excavations, constituant ainsi une importante réserve. Des tests d'aptitude à l'expansion effectués sur ces argiles se sont révélés positifs.

Le bassin fermé briovérien, au Nord-Ouest de Ruffigné, supporte une épaisse couverture d'altérites colluviales qui ont été recoupées par sondage sur 17 m. Il s'agit d'argiles silto-micacées, ocre, roses ou blanchâtres, plus ou moins plastiques mais impropres à la cuisson et comportant à certains niveaux quelques éléments graveleux hétérogènes (quartz, grès, siltites micacées) plus ou moins usés, millimétriques à centimétriques.

Limons. Au Lezelais (Sainte-Anne-sur-Vilaine) et pour mémoire, à l'intersection de la D 54 et de la D 57 une petite excavation est ouverte sur 2 à 3 m de profondeur dans un faciès limoneux silto-argileux beige de très faible extension.

Tourbe. L'atlas des tourbières de France signale deux indices de tourbe, l'un d'intérêt négligeable le long du ruisseau de l'Étang-Neuf, 500 à 700 m au Sud-Ouest de la Chapelle-Saint-Eustache (Teillay), le second, non exploité, proche de la Maladrie, à la confluence de la rivière de la Brutz et du ruisseau du Moulin-de-Rouelle (Rougé), affleurant sur 0,10 hectare pour une épaisseur de 1,25 m environ.

Grès, quartzites, schistes (grs, quz, sch). D'importance très inégale et pour la plupart d'entre elles aujourd'hui comblées, les carrières de grès et quartzites sont de beaucoup les plus fréquentes. Toutes les formations grésos-quartzitiques ordoviciennes, siluriennes et à un moindre degré briovériennes, ont été exploitées soit pour moellons de construction souvent tirés de petites excavations proches de l'habitat même, soit pour l'empierrement des routes et chemins. Le Grès armoricain cependant a été et demeure le matériau le plus utilisé. Il n'est pratiquement plus exploité aujourd'hui qu'industriellement et qu'en deux seuls points : au bois de la Roche au SSW de Saint-Aubin-des-Châteaux et à Montserrat au Nord de Saint-Malo-de-Phily. Les produits concassés interviennent dans les bétons et en sous-couches et/ou revêtement routiers de bonne qualité.

Parmi les formations schisteuses, seuls le Briovérien et l'Ordovicien inférieur et moyen ont été exploités pour moellons et produits de viabilité. Les « Schistes pourprés » de l'Ordovicien inférieur n'ont donné lieu qu'à de rares exploitations pour moellons mais aussi pour dalles et pierres taillées d'embrasure de portes et fenêtres d'un bel effet (Yvrieul, Saint-Saturnin, la Chevalerie). Les rebuts des quelques exploitations ardoisières dans les schistes d'Angers—Traveusot ont été utilisés également en viabilité et comme moellons. Pour mémoire, signalons que certains faciès silteux servaient autrefois à émorfiler les outils tranchants. Les seules exploitations d'importance moyenne se situent dans le Briovérien (le Pont-au-Roux, en activité, Beauchène, le Breil-Coterel).

Ardoises et dalles rustiques (ard). La fissilité médiocre des schistes d'Angers—Traveusot de ce territoire, n'a pas favorisé les quelques tentatives ardoisières, toutes réservées à un usage local et abandonnées à ce jour. A ciel ouvert pour la majorité d'entre elles (l'Hôtel-Ferré, Chère, le Moulin-des-Grées, le Moulin-Briand, Ercé-en-Lamée, Saint-Martin, la Perdriais), seuls deux sites près d'Ercé-en-Lamée ont été exploités par puits (la Bouffairie, la Grée-Suzanne) auxquels il convient d'ajouter une amorce de travers-bancs à la Hannetière. A Sion-les-Mines, les carrières de l'étang de Leuzerais fournissaient des dalles se délitant selon les plans de stratification. La Formation de Riadan—Renazé tient son nom (orthographié Riadun par erreur sur cette carte) des ardoisières du même lieu-dit (en Poligné) d'où ont été extraites des ardoises de bonne qualité. Le faciès à caractère ardoisier de cette formation ne se rencontre que sur la bordure nord des synclinaux du Sud de Rennes.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bois de la Robinais Lary	2.4001	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Quartzite	Sur 300 mètres anciennes minières en tête des couches. 8 tranchées, 1 descendrie de 26 m. 2 bancs de minerai puissant de 0,7 à 1 m. Fer: 50,1% silice 20,6%, perte par calcination 5%.
La Renouais	2.4002	Fe	Limonite Gœthite	Couche	Grès Quartzite	Anciennes minières
Riadan	2.4003	Pyr U	Quartz Pyrite Hydroxide de Fer Gypse Chalcopyrite Blende	Stratiforme	Schiste	Les schistes exploités localement comme ardoise sont riches en concentrations pyriteuses. Ils peuvent présenter une radioactivité assez élevée : 100 à 300 g/U/T
La Galivelais	2.4004	Fe	Limonite Hématite	Couche	Argile	Ancienne minière, servant de dépôt d'ordures.
Cailla-Bœuf	3.4001	Fe	Limonite Hématite Magnétite	Couche	Grès Quartzite	Anciennes minières réparties sur 700 m. 1 puits, 1 descendrie et campagne géophysique montrent un gisement très faillé. 3 couches reconnues Fer 51%, silice 18,1%, perte 4,7% sur minerai calciné.
Les Pierres-Grises	3.4002	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Argile	Minières anciennes sur 170 m. 1 descendrie de 38 m. 1 sondage de 204 m. 3 bancs de minerai de 1,2 à 1,8 m de puissance.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Guerinais	3.4003	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès	Anciennes minières. Plusieurs puits dont 1 de 72 m. 3 couches de minerai puissantes de 0,4 à 0,65 m. %, silice 8,45 %, P 0,33 %.
Le Fretay	3.4004	Fe	Gœthite Limonite	Stratiforme	Argile	Minière en activité
La Fleurias	3.4005	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Stratiforme	Grès	Plusieurs bancs minéralisés découverts par scintillométrie, échantillonnage Zr=2,8 %, Ti 6 %.
La Quesselais	3.4006	Fe	Limonite	Amas	Argile	Ancienne minière, envahie par la végétation.
Crope	3.4007	Fe	Gœthite Limonite	Amas	Argile	Minière récemment exploitée.
Les Landes	3.4008	Fe	Gœthite Limonite	Amas	Argile	Minière récemment exploitée.
Basses-Rivières	4.001	Fe	Hématite Magnétite	Couche	Grès	1 578 mètres de galeries, descentes, recoupés 3 couches de minerai à 50-58 % de fer.
La Noë-Rouge	4.4002	Fe	Limonite Hématite	Couche Amas	Schiste Argile	Exploitée en minière depuis l'antiquité. Reprise en 1883, production 1883. 1891 = 16 000 T à 51 % de fer, 11 % de silice et 0,21 % de P. Production de 1901 – 11 = 115 000 T.
La Mainguais	4.4003	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Quartzite	2 couches exploitées : couche du toit : Fer : 60,9 %, silice 5,9, perte par calcination 3,3 %. Couche du mur : Fer 59,9 %, silice 9,1 %, perte 3,5 %.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Hubaudière	4.4004	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Schiste Argile	Fer 36 % à 40,4 %, perte 5 à 9,7 %, insoluble 29,9 à 34,4 %.
Sainte-Barbe Brutz	4.4005	Fe	Hématite Magnétite	Couche	Grès Quartzite	Très anciennes minières. L'exploitation de 1923 à 1952 a produit environ 1 million de tonnes de minerai à 50-55 % Fer, 9 à 15 % silice et 0,7 % P.
La Haute-Cointerie	4.4006	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Échantillonnage de bancs minéralisés s'étendant sur plus de 40 km Zr = 2,95 %, Ti = 7,95 %.
La Thebaudais	4.4007	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Teneur maximum : Zr 2,40 %, Ti : 6,40 %.
La Chapelle	4.4008	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Teneur maximum : Zr : 2,40 %, Ti : 6,40 %
La Boulaye	4.4009	Fe	Limonite Gœthite Hématite	Couche	Argile	Grande minière récemment exploitée.
Haut-Jangland	5.4001	Zr, Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Haut-Branfeul	5.4002	Fe	Limonite Gœthite Hématite	Couche	Grès Schiste	Exploitation ancienne. En 1912, 2 galeries de recherche, 60 et 120 m. Fer : 47,1 à 56,7 %, silice : 9,2 à 21,7, Perte par calcination 4,5 à 6 %.
La Rondelais	5x.4009	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Schiste	1 Puits, 20 m, prolongé par un travers-banc. Fer 52,5 %, silice 15,8 % après calcination.
La Hattais	5x.4004	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès	Puits, sondage et descenderie, une couche de minerai en 2 bancs. Dosage après triage : Fer = 52,35 %, silice = 17 %.
La Ville-ès-Roux	5.4005	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Structure minéralisée de 18 km reconnue par prospection scintillométrique. Teneur maximum : Zr = 1,6 % Ti = 5,6 %.
Le Haut-Noyal	5.4006	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Les Monts	5.4007	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Les Places	5.4008	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Dere	5.4009	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Structure minéralisée de 18 km reconnue par prospection scintillométrique. Teneur maximum : Zr = 1,6 Ti = 5,6 %.
Brandeneuf	5.4010	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Nourai	5.4011	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Le Bas-Bonneheu	5.4012	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Le Haut-Branfeul	5.4013	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	
Le Gras-Richomme	5.4014	T.R	Monazite Zircon Tourmaline Apatite	Flat minéralisé placer	Gravier Sable	Un essai de traitement sur 651 m ³ de gravier à fournir 1.8 tonne de monazite contenant 0,48 % d'Europium.
Le Logis	5.4015	Fe	Hématite Limonite	Couche	Grès	Indice non travaillé.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Bataillais	6.4001	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Structure de 4 km Teneur maximum : Zr = 1,48, Ti = 3,55 %.
Moulin de Cherhal	6.4002	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Structure de 5,5 km Teneur maximum : Zr = 0,75, Ti = 4,30 %.
La Coudraie	6.4003	Zr Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Stricte de 5,5 km. Teneur maximum : Zr = 1,36, Ti = 3,97 %.
La Roussière La Rouxière	6.4004	Fe	Gœthite Limonite Hématite Magnétite	Couche	Grès	Anciennes minières. En 1912-14 recherches par puits, sondages, tranchées et galeries. Fer 50 à 60 %, silice 7 à 20 %.
La Haute-Ville	6.4005	Fe	Hématite Magnétite	Couche	Grès	Anciennement exploité aux affleurements. En 1912 recherche par petits puits espace. Fer=50 à 52 %, silice = 7 %.
Bonne-Fontaine	6.4006	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès	2 puits de 14 et 17 m. Fer = 56,7 %, silice = 7 %.
La Petite-Helandais	6.4007	Zr, Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Cf 5.4005.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Pinelais	6.4008	Zr, Ti	Zircon Rutile Tourmaline Monazite	Couche	Grès	Cf 5.4005.
La Monnerie Aron	6.4009	T.R	Monazite Pyrite Zircon Tourmaline Apatite	Placer	Gravier Sable	Un test d'exploitation portant sur le traitement de 30 000 m ³ de gravier a fourni 78,2 tonnes de concentré à 52,3 et 55,94 % de terres rares dont 0,8 % E ₂ O ₃ .
La Herviais	6.4010	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Structure de 4,5 km.
La Belle-Étoile	6.4011	Fe	Limonite	Amas	Schiste Argile	Ancienne minière minerais fondu au haut-fourneau de la Hunaudière. Fer=26 à 40 %, silice = 17 à 18 %.
La Gree-Fosse	6.4012	Fe	Goëthite Limonite Hématite	Amas	Grès Schiste	Minières anciennes.
La Grande-Minière	6.4013	Fe	Limonite Hématite	Amas	Grès	Minières anciennes.
Sion	7.4001	Fe	Hématite Limonite	Couche	Grès Quartzite	Sondages, Puits, tentative d'exploitation en 1928 sur 1 couche puissante de 3,6 4,5 m - 50 à 60 % de fer, 5 à 18 % de silice.
Le Perray	7.4002	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 1,19 %, Ti = 3,92 %.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Maladrie	7.4003	KaO	Kaolin Illite Quartz Limonite	Amas	Schiste	1 puits de 7 mètres pour échantillonnage.
Limele	7.4004	Fe	Hématite Magnétite	Couche	Grès	Puits, descenderie, traçages, sondages. Exploité sur 2 niveaux de 1963 à 1965. Teneur : 50 à 60 % Fer, silice = 4,15 à 16 %.
La Forgerais	7.4005	Fe	Hématite	Couche	Grès	Sondages, 2 puits, 1 descenderie de 36 m. Fer : 59,1 %, Silice 8,1 %, perte à la calcination : 5 %.
Aubertais	7.4006	Fe	Limonite Hématite Oligiste	Couche	Grès Quartzite	Anciennes minières. 2 Puits, 1 descenderie. Fer : 62,8 %, silice 6,4 %, perte : 5,7 % sur calciné.
Croix-de-Four La Nombreil	7.4007	Fe	Hématite Magnétite	Couche	Grès	1 Puits de 15,8 m, prolongé par un travers-banc de 11,4 m.
La Belle-Frie	7.4008	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 2,8 %, Ti = 6 %.
Meguinel	7.4009	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 2,75 %, Ti = 9,10 %.
Villauger	7.4010	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Structure suivies sur 7 km.
La Haute-Noë	7.4011	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès Schiste	Ancienne minière alimentant le haut fourneau de la Hunaudière.
Le Verger	8.4001	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 3,90 %, Ti = 9,20 %.

Tableau 2 : Indices et gîtes minéraux de la feuille Bain-de-Bretagne (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Plumante	8.4002	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 3,90 %, Ti = 9,20 %.
Grignordais	8.4003	Zr, Ti	Zircon Rutile	Couche	Grès	Zr = 3,90 %, Ti = 9,20 %.
L'Entrehaie	8.4004	Fe	Limonite Hématite	Couche	Grès	Minière antique. 2 Puits, 1 descenderie, sondage, une couche puissante de 1,8 à 2 m. Fer : 59,1 %, ,1 %, perte 5 % sur calciné.
La Blandinais	8.4005	Fe	Limonite Hématite	Amas	Grès	Ancienne minière.

Métabasite, dolérite (dte). Les filons doléritiques du Feutel près de Bain-de-Bretagne, d'une épaisseur inférieure à 10 m ont été exploités probablement pour l'empierrement des chemins.

OCCUPATION HUMAINE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

La présence humaine aux temps les plus reculés du Paléolithique est attestée dans cette région par la découverte (par J.L. Monnier) dans les niveaux sablo-graveleux surmontant les sables de Saint-Malo-de-Phily de « choppers », outillage frustre de grès et quartzite grossièrement éclaté et daté des environs de 700 000 ans. Aucune structure d'habitat néolithique n'est signalée sur ce territoire, mais l'art mégalithique de cette période y est présent : menhir de Louères (Saint-Aubin-des-Châteaux) extrait des dalles locales de grès éocène, menhir de la « Pierre-Longue » (ou menhir du « Pairin » ou du « Perrin ») en Pléchatel, dolmen renversé appelé « Pierre-Blanche » signalé près de la Chapelle-du-Châtellier. L'industrie néolithique se résume ici à quelques trouvailles isolées de haches polies en dolérite récoltées lors des levés : la Croix des Mares-Rouges et la Croix Guillaume-Jean en Teillay ou portée à notre connaissance : Vauzelles (Le Grand-Fougeray), Pomméniac (Bain-de-Bretagne).

La pérennité de la présence humaine est attestée à l'Âge du bronze par quelques haches de ce métal ; la Bigotière et Leume (Le Grand-Fougeray), Pomméniac déjà cité, ainsi que par divers objets de parure au Val-Dréo (Bain-de-Bretagne), sites proches de la moyenne vallée de la Vilaine riche en dépôts de l'Âge du bronze moyen.

Le monde celtique, qui s'organise dès l'Âge du fer au gré des grandes migrations belliqueuses ou commerciales, ne laisse pas de trace caractérisée dans ce secteur qui, à l'époque gauloise, se situe au carrefour des pays des Redones et Namnètes respectivement au Nord et au Sud du Semnon, et des Curiosolites sur la rive droite de la Vilaine.

L'occupation romaine marque au contraire son empreinte par un tracé routier rationnel dont on peut suivre encore quelques tronçons : voie romaine de Nantes dit « chemin Rennais » ou « de la Reyne » passant par Blain, le Gué-de-Chère, les villages de la Roulais, du Chêne-Poirier, de Brandeneuf, du Gras-Aulnay, du Pont-au-Roux, du Fresne et du Plessis-Bardoult ; voie romaine d'Angers—Carhaix par Châteaubriant, la forêt de Teillay, les bourgs de Teillay, d'Ercé-en-lamée, de Bain et franchissant la Vilaine au Pont-Neuf. Plus ou moins proches de ces axes, la présence romaine se manifeste par quelques sites ruraux ayant livré divers fragments de tuiles et poteries : au lieu dit « les Chapelles » entre la Haute et la Basse-Prévotais en Mouais, à la Gourdelais en Pléchatel, à la Souchais en Grand-Fougeray. Dans cette dernière commune, à l'Ouest de la Trabatière, la photo aérienne montre les substructions d'une double enceinte rectangulaire aux abords desquelles ont été trouvés des tessons de poterie commune et sigillée datés (ans 75 à 200 ap. JC). Citons également les débris de briques à rebords gallo-romains récoltés dans les scories de Louvrinai (Saint-

Aubin-des-Châteaux). Près du village de Sévignac (La Noë-Blanche), au lieu dit « le Patis des Douves », appelé aussi « le Camp de César » sont connues des douves partiellement comblées au pied d'un talus haut d'environ 3 m dessinant une forme trapézoïdale. Près de la Hellière (Bain) des terrassements ont parfois été attribués à des vestiges d'un camp romain.

Le Haut Moyen Age se signale par la découverte récente (1981) d'une nécropole au pied de l'antenne hertzienne de Thourie. Enfouis dans les sables, les sarcophages ont été taillés dans un falun friable, excepté l'un d'entre eux constitué de dalles de schiste, démontrant l'utilisation très ancienne de ce matériau. De l'époque médiévale subsistent quelques mottes féodales d'âge incertain, entourées de douves profondes comme celles du Coudray et du Véral (actuellement la Carriais) en Bain sur lesquelles ont dû être établies des structures en bois, ou celle de la Chapelle-Saint-Eustache (Teillay) à double douves et flanquée de quatre tours avec donjon central. Citons également deux autres mottes près de la Marzellière. Les constructions de bois font place dès le XI^e siècle aux constructions en dur plus ou moins conservées : château de Teillay, château du Fretay aux imposantes ruines, puissantes fortifications du Grand-Fougeray dont ne subsiste que le donjon.

Les richesses naturelles exceptionnelles en fer associées à l'abondance de bois conditionnent depuis l'antiquité l'industrie de cette région qui se perpétuera jusqu'au XIX^e siècle et justifiera l'importance des recherches engagées jusque dans les années 1960. Les nombreux amas de scories témoignent de cette activité, mais peu d'entre eux sont datables par les objets qu'ils renferment ou par les chroniques locales ; parmi les principaux centres citons : les nombreuses forges à bras des Landes de Bagaron qui remonteraient à 1122 et jusqu'au Moyen Age, celles de Teillay (1222) et d'Ercé-en-Lamée, avec les amas de scories de Saint-Eustache, la Simaudais, l'Étang-Neuf, la Serpaudais, et de Saint-Martin dans la forêt de Teillay, les forges anciennes de Bain, Messac, le Grand-Fougeray, les bas fourneaux de l'Armorique romaine de la Dominelais, les forges de la Renoulais (Bain) ouvertes en 1628, le haut fourneau du Plessis-Bardoult autorisé en 1828, les amas de scories de la Hunaudière et son haut fourneau définitivement éteint en 1881, les ateliers de fonderie des étangs de Chahin qui fonctionnèrent jusqu'en 1830.

L'extraction du minerai s'est parfois effectuée souterrainement ; lors des sondages de recherches de niveaux minéralisés ordoviciens à la Pignerie (Teillay) le train de tiges s'est brusquement affaissé dans une cavité. Au milieu du siècle dernier, on « pouvait encore s'introduire dans les galeries en grand nombre, se croisant en tous sens, avec, aux intersections de vastes salles » dans la minière de Rougé, comme l'écrit L. Davyen (1913).

Les argiles liées aux processus pédogénitiques éocènes ont également été employées pour les usages locaux.

Le bocage actuel ne se généralise qu'à partir de la seconde moitié du XIX^e siècle entamant de larges surfaces forestières et de landes dont on retrouve la toponymie en d'innombrables lieux. Les excès d'un morcelle-

ment parcellaire inadapté aux techniques modernes justifieront le remembrement récent des terres sans qu'il ait toutefois toujours été pris en considération les risques réels d'érosion des sols.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le fascicule **Bretagne** des **Guides géologiques régionaux**, par S. Durand *et al.* (Masson éd., 1977) décrit quelques sites géologiques de cette feuille dans son *itinéraire 11* : bassin pliocène et conglomérat briovérien de Saint-Malo-de-Phily, Rocher d'Uzel, minières de Rougé et de Teillay. Quelques sites complémentaires méritent d'être mentionnés (fig. 9).

Itinéraire I

Cet itinéraire vient en complément de l'itinéraire 11 ci-dessus. De Saint-Malo-de-Phily prendre vers l'Ouest la direction de Quéléneuc (limite feuille Pipriac). Dans le fossé nord, 300 m environ avant le village, affleurement de galets hétérogènes très arrondis, brunifiés, à la cote 63 m (I-1), correspondant à un épandage de type « glacis périglaciaire » équivalent du Villafranchien (Colleau, comm. pers.). De ce point, parcourir vers le Nord champ et bois où l'on peut observer des galets quartziteux résiduels jusqu'à la cote 100 m sur une surface anté-éocène, ainsi qu'une ancienne petite carrière de sable pliocène vers 80 m. Se rendre dans le bassin de Saint-Malo-de-Phily (I-2) où l'on pourra observer les terrasses gravo-sableuses (cotes 40-50 m) surmontant les sables pliocènes sur 4 m d'épaisseur environ (carrière nord indiquée) ainsi que les relations des sables avec le substratum briovérien (carrière sud). Traverser la Vilaine ; les quatre sites suivants permettent d'observer les placages sableux à galets quartziteux des cotes 95 à 100 m : la Miochais (I-3), ancienne petite carrière comblée, le Bréhil (I-4), ancienne carrière, la Gourdelais (I-5) et Bagaron (I-6), affleurement en bordure de route. Rejoindre la D 42 en direction de la Vilaine. A 100 m à l'Ouest du dernier bâtiment de la métairie d'A-Haut, le Poudingue de Montfort (I-7) visible dans chacun des fossés, surmontant un Briovérien argilo-silteux rouge. Dans un petit bois immédiatement au Nord de cet affleurement, une petite carrière montre le Grès de Courouët avec un faible pendage. Poursuivre vers la ferme voisine de la Minaurais et s'engager vers la butte au Sud sur 200 m environ. Proche d'un chemin, ancienne petite carrière (I-8) de « Schistes pourprés » du faciès « Le Boël ».

Quitter la D 42 et prendre la D 51. Au bord de la Vilaine, dans un virage, à 200 m avant l'embranchement vers la Jeussais, ancienne carrière de schistes ardoisiens briovériens (I-9), subverticaux ; sur le front de taille nord, chapelet lenticulaire de wackes quartzieuses à faciès « grès-quartzite », localement finement conglomératiques. Toujours sur la D 51, stationner à la sortie sud de la Beraudais. A l'entrée d'un chemin plus ou moins broussailleux montant la butte vers l'Est, affleurement de Poudingue de Gourin (I-10) orienté Est-Ouest, mettant en évidence la discordance du Briovérien avec le Paléozoïque orienté sensiblement Nord-Sud dans cette zone de fermeture. Suivre ce même chemin sur 150 m environ vers le bois des Roches-Rouges, et obli-

quer à 90° vers le Sud ; deux petites carrières anciennes y ont été ouvertes dans des grès attribués au « faciès Courouët », visibles seulement dans la plus méridionale.

Itinéraire II

Cet itinéraire s'inscrit le long de la RN 137 de Rennes à Nantes complété par quelques antennes latérales. Du Châtellier (Nord de la coupe) prendre la première route à droite au Sud du bourg. 50 m après la traversée du ruisseau de Bagaron, stationner au carrefour. La route menant au village de Riadan montre clairement la zone de contact entre les schistes de la Formation d'Angers—Traveusot et la Formation des Grès du Châtellier qui ont été définis en ce lieu et dont la partie basale est bien visible (II-1). En poursuivant cette même route vers le Nord jusqu'à la limite de la feuille, on peut observer les haldes de l'ancienne ardoisière de Riadan. Sur la D 777 en direction de Vitré, au niveau de la Ménottière (II-2), affleurement de schistes d'Angers—Traveusot, fossilifères, principalement à *Orthis* et trilobites.

A la sortie de Bain vers Châteaubriant, bifurquer à gauche au niveau de la Haute-Chapelle, puis encore à gauche peu avant le village de la Garenne en direction du Feutel ; 50 à 100 m, avant le village, à l'Ouest de la route, filons à faciès doléritique hydrothermalisé et schistosé visibles dans deux petites carrières (II-3), dont l'une récente au Sud.

Rejoindre la voie express récemment ouverte et contournant Bain-de-Bretagne ; à l'Ouest de la ville, sur environ 1 km de longueur, cette voie offre une coupe complète de la Formation du Grès armoricain (II-4). La partie basale grésilo-silteuse, au Sud, attribuable au « faciès type Pomméniac » transitionnel, occultée par les coulées boueuses n'est malheureusement plus visible. Sur cette même voie, vers le Sud, la butte de Cogneuf (II-5) permet d'observer les relations d'un synclinal secondaire de Grès armoricain inférieur avec l'encaissant (contact par faille au Nord avec le Briovérien).

Prendre la direction de la Noë-Blanche par la D 53. Autour de la cote 85 au Sud de Beau-Chêne (II-6), rochers de siltites briovériennes plus ou moins grossières et litées, avec schistosité régulière nettement distincte de la stratification. Au droit de la Roche-Signolet (II-7), au Sud de la D 53 et le long de la petite route nord-ouest, nombreux affleurements rocheux de ces mêmes roches, mais fortement tectonisées avec microplis associés. A la carrière du Pont-au-Roux (II-8), faciès de Briovérien rubané très caractéristique, à alternances plus ou moins rapides de faciès silteux et wackeux bien lités ou à lentilles plus grossières ; figures de sédimentation et plis à fort plongement d'axe vers l'Ouest et à plan axial penté Nord.

Reprendre la RN 137 et se parquer le long de celle-ci en passant par le village de Pomméniac. Les talus de la voie express, progressivement repris par la végétation, montrent encore une coupe très représentative des faciès de transition de la « Série rouge » vers le Grès armoricain inférieur (II-9) accompagnés d'une abondante faune de skolithes. Le versant sud de cette coupe permet d'observer plusieurs passées faiblement minéralisées en fer ainsi que le passage aux « Schistes intermédiaires ».

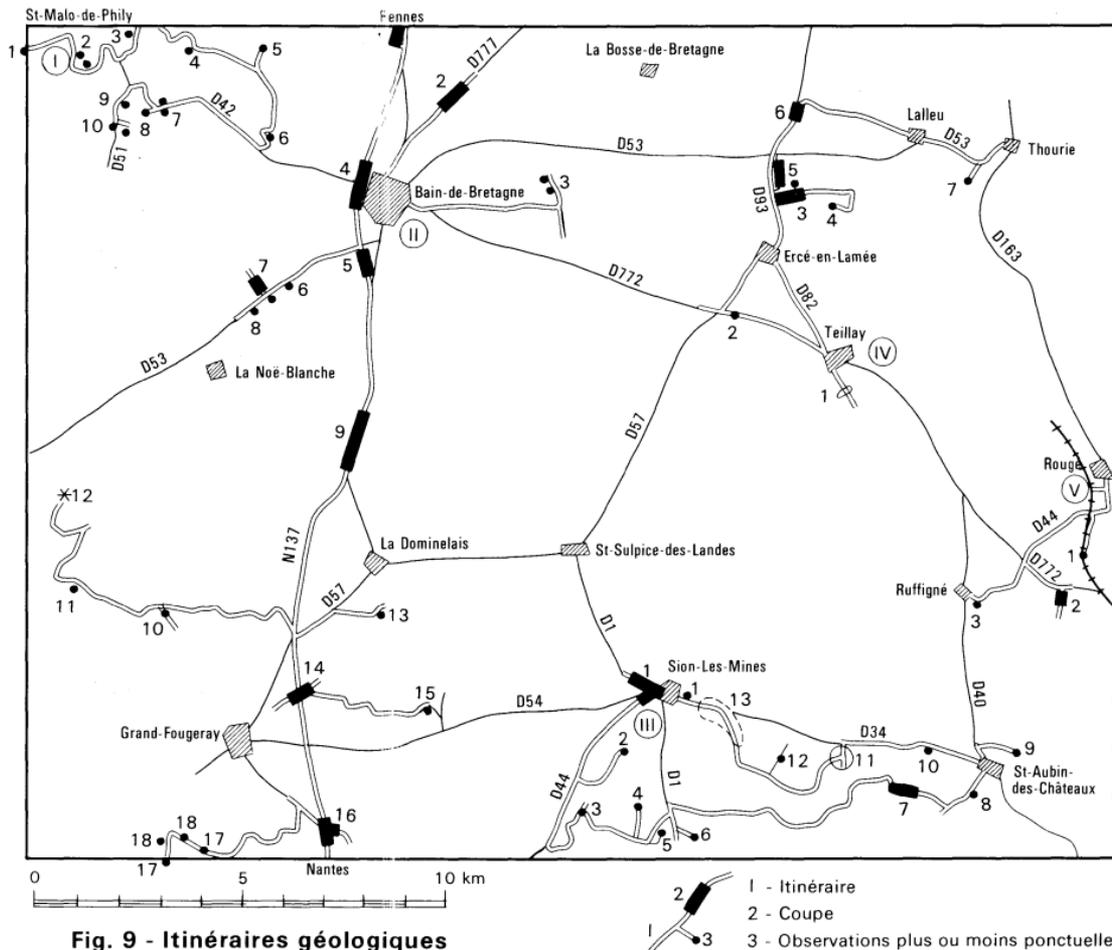


Fig. 9 - Itinéraires géologiques

Quitter la RN 137 au niveau de la Bardouillère et s'arrêter autour de la cote 41 au second carrefour à environ 1 km à l'Ouest de la Glévardais. Au milieu de schistes relativement grossiers et micacés, on peut observer en pierres volantes les faciès grésilo-silteux gris sombre à lamines en minces lits intraformationnels de la Formation d'Angers-Traveusot (II-10). Ces mêmes niveaux sont visibles sur la butte à la cote 32 au Sud de l'Épinay (II-11). Passé le Moulin de Belle-Née plus au Nord, tourner immédiatement à gauche en direction de la Ville-ès-Roux sans l'atteindre. La ligne de crête qui domine ce village (II-12) est armée par le Grès armoricain inférieur. Son épaisseur anormalement faible en ce lieu peut être interprétée par une lacune de la base de cette formation transgressive directement sur le Briovérien au Nord.

Quitter la D 57 vers la Dominelais et se rendre au pied du château d'eau de la Grande-Minière. De là, suivre un chemin vers le Nord-Est sur 50 m environ. À l'entrée d'un champ en bordure d'un bois, gros rochers de dalles siliceuses éocènes (II-13) cimentant à leur base une brèche de quartzite ordovicien inférieur.

À son intersection avec la RN 137, la route des Sables-Noirs aux Fosses, en tranchée, (II-14) offre une intéressante coupe depuis le profil kaolinique de base et ses rapports avec le substrat ordovicien, les grès éocènes et des formations allochtones supérieures à caractères exoscopiques montrant une double origine fluvio-glaciaire et éolienne.

De là, se rendre au Moulin de Cherhal (II-15) sur la rive gauche de l'Aron. Du Sud vers le Nord, il est possible d'observer le toit du « membre silte-gréseux moyen » (en affleurements massifs derrière les habitations) et le « membre gréseux supérieur » de l'Ordovicien inférieur (ancienne carrière et affleurements) jusqu'à son contact avec les Schistes d'Angers.

Au carrefour de la RN 137 et la route vers la Kirielle (II-16), passage normal mais en série inverse de la Formation d'Angers-Traveusot (à minces et rares lits gréseux et gros sphéroïdes gréseux) à la Formation de Riadan-Renazé sans la Formation du Châtellier (flanc nord du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes).

L'itinéraire peut se terminer par la reconnaissance de l'étagement des terrasses graveleuses de la Chère, Fx des cotes 26 au Sud de Rennefort et 22 au Sud de Cher (II-17) et Fy des cotes 13 à l'Ouest de Castres et surtout au Nord de Cher (II-18).

Itinéraire III

Du bourg de Sion-les-Mines jusqu'au bois de Thiouzé, ainsi que dans les anciennes carrières de l'étang de Leuzerais (III-1), les Schistes d'Angers-Traveusot privilégient alternativement un double débit : parfois selon une schistosité S1 de strain-slip subverticale, parfois selon le plan de stratification S0 penté 20 à 30° SW. Un phénomène identique est observable entre les villages de la Bossardais et des Grées (III-7).

Quitter la D 44 vers Derval à la Grée à Midi et se diriger vers la Noë. Dans le talus, face à l'entrée du chemin d'accès à la ferme (III-2), lentille gréseuse

affleurance occupant la position du Grès du Châtellier en contact avec un faciès ardoisier à chitinozoaires (*Laufeldochitina stentor*), espèce limitée au sommet du Llandeilien-base du Caradocien. Sur la route du Grand-Loray à la Robinais, au carrefour vers le Tremblay, (cote 27), affleurement caractéristique du faciès « œillé » des siltites micacées de la Formation de Riadan-Renazé (III-3). Sur le chemin menant de la Perdriais au Grand-Nesly et approximativement à mi-distance, affleurement sur le talus est, d'une lentille gréseuse (III-4) homologue de la lentille III-2, Caradocien inférieur. Les points III-5 (extrémité nord du chemin sans issue à l'Est de la Perdriais) et III-6, au Sud du château de la Galotière, montrent le passage par faille longitudinale de l'Ordovicien moyen au Wenlockien à sphéroïdes (III-7, voir III-1). La carrière en activité de Saint-Aubin-des-Châteaux (III-8) expose bien le passage du « membre gréseux inférieur » au « membre silto-gréseux intermédiaire » ; la couche « A » bien visible sur les fronts de taille ouest et est, est ici essentiellement chloriteuse (aspect noirâtre) et sulfurée (PBG et divers). A la sortie nord de Saint-Aubin-des-Châteaux, quitter la D 40 au niveau de la Gaudinai et se rendre au château du Plessis (III-9) (propriété privée, demande d'autorisation préalable de pénétration) ; contre les dépendances au Sud-Est du corps d'habitation, bel affleurement de Poudingue de Montfort à galets orientés dans une matrice silteuse. Au calvaire de Nicord sur la D 34, suivre le chemin sud sur 100 m environ, puis pénétrer sur une distance équivalente dans le champ vers l'Est, le long d'un talus ; une légère dépression (ancienne carrière comblée de la Blandinai) (III-10), laisse cependant apparaître la partie supérieure de dalles siliceuses éocènes en place. Ce type de dalles à structure colonnaire plus ou moins bien exprimée est visible en blocs erratiques dans les zones III-11, la Belle Étoile et III-13, de la Mitonnière à la Maladrerie ; à la faveur de faibles excavations les altérites argilo-kaoliniques gris-bleu du substratum peuvent apparaître. S'engager d'environ 500 m sur le petit chemin partant du village des Vallées vers le NNE ; des travaux de dérochage dans un champ bordant ce chemin à l'Est (III-12) ont extrait de gros blocs de grès à ciment ferrugineux à « faciès cannelé » attribué à l'Éocène ; bel exemple de relief protégé par ces encoûtements tertiaires.

Itinéraire IV

De Teillay, se diriger vers la route aux Lièvres en forêt de Teillay. 350 m après la Chapelle-Saint-Eustache, anciennes carrières d'argile kaolinique d'altération de l'Ordovicien moyen sous produits argileux de colluvionnement de pente (IV-1).

Sur le tracé de la D 772 contournant les Croix-Brault (IV-2) minces placages sableux de la cote 95 à 100 m associés à des galets quartzitiques éparses et bien roulés. Au Moulin de Briand (IV-3), l'on peut suivre du Sud vers le Nord le passage des Schistes d'Angers, au faciès vert du Grès du Châtellier ; puis 100 m au Nord-Ouest du village des Mondrais, dans les labours, à un faciès quartzitique blanc lenticulaire, au sommet de la formation. La cours d'accès à la ferme de la Hannetière (IV-4) expose de beaux affleurements du faciès vert du Grès du Châtellier et, plus au Sud, son passage aux Schistes d'Angers.

Le long d'un chemin à l'Est et parallèle à la D 93, une coupe (IV-5) montre du Sud vers le Nord : les siltites grossières, grises, micacées de l'Ordovicien

supérieur passant au toit à des argilites ocrés à verdâtres, les grès blancs de base puis les argilites de la Formation de la Chesnaie et enfin la base de la Formation de Poligné. Sur la D 93, une coupe comprise entre le ruisseau des Bruères au Sud, et des Bruères au Nord (IV-6) montre une structure anticlinale à cœur ordovicien moyen, remontée par faille inverse à faible vergence sud, sur un flanc sud caradocien fortement amputé. Au niveau du coude de la route reliant la Riochetais à Beaumont-Férard (IV-7), on peut observer sur l'un des plus gros rochers (déplacés) l'expression d'un profil pédogénétique éocène incluant les strates paléozoïques à la base et passant à des paléocolluvions au sommet ; belles « structures en coiffes » également visibles.

Itinéraire V

A 200 m au Sud du passage à niveau sur le chemin allant de la Salle au Moulin-de-Haut (V-1) et le long de la voie ferrée, affleurement de belles dalles de roussard à la base de sable pliocène reposant sur le Grès armoricain. Sur le chemin au Sud du Bourgneuf vers Bonneval (V-2), affleurement entre les cotes 70 et 87 m, des alternances silto-gréseuses rouges du faciès de « type Pomméniac ». Au Sud-Ouest du cimetière de Ruffigné (V-3), les terrassements d'un lotissement permettaient d'observer un profil kaolinique de latérisation plus ou moins rubéfié.

BIBLIOGRAPHIE

ALIX Y., CHAUVEL J.J. (1966) — Présence de niveaux calcaireux dans l'Ordovicien inférieur du Massif armoricain. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 1, p. 382-83.

ALIX Y. (1966) — Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. Étude stratigraphique et essai d'interprétation tectonique du sondage carotté « CO2 » effectué par la Société des Mines de Fer de Saint-Pierremont à Congrier (Mayenne). D.E.S. Rennes, inédit.

BABIN *et al.* (1976) — The Ordovician of the Armorican Massifs. *In* : The Ordovician System. Basset M.G. éd., p. 359-385.

BALLARD J.F. (1985) — Mise en évidence d'une distension ordovicienne dans les synclinaux du Sud de Rennes : modélisation numérique appliquée. D.E.A. Paris-Sud, Orsay, inédit.

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, t. 303, p. 1327-1332.

BOLELLIE. (1951) — Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale du sud de Rennes. Contact Briovérien — Cambrien. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, T. IX., 68 p.

BONJOUR J.L. (1985) — La Formation du Cap de la Chèvre : la transgression paléozoïque en presqu'île de Crozon. D.E.A. Rennes, inédit.

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. *Chemical Geology*, 72, p. 329-336.

BONJOUR J.L., CHAUVEL J.J. (1988) — Un exemple de sédimentation initiale dans un bassin paléozoïque : étude pétrographique et géochimique de l'Ordovicien inférieur de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 1, pp. 81-91.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABUD., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) — Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Sect. I*, n° 1-2, pp. 3-17.

CHAUVEL J.J. (1968) — Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse Rennes, 244 p. et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1971, n° 16.

CHAUVEL J.J. (1983) — Les niveaux conglomératiques phosphatés à galets de spilite de l'Ordovicien de Bénéoc (Formation de Traveusot, Bretagne Centrale). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, n° 1, p. 17-26.

CHAUVEL J.J., PHILIPPOT H. (1961) — Sur la discordance de la base du paléozoïque dans la région de Rennes (I. et V.). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, nouv. série, n° 1 (1960), p. 1-7.

CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) — Cisaillement ductile sud-armoricain, et déformations discontinues 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 (L.A.). *Ann. Soc. géol. Belg.*, vol. 93, n° 2, p. 317-330.

COGNÉ J.P., CHOUKROUNE P., COGNÉ J. (1983) — Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 773-776.

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.

DONNOT M. (1969) — Subdivision dans les « Schistes d'Angers », Ordovicien moyen du synclinorium Nord du Grand-Fougeray (I. et V.). Rapport inédit BRGM, 3 cartes à 1/25 000.

DONNOT M., GUIGUES J., LULZAC Y., MAGNIEN A., PARFENOFF F., PICOT P. (1973) — Un nouveau type de gisement d'europlum : la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. *Miner. Deposita*, vol. 8, n° 1, p. 8 à 18.

DURAND J. (1984) – Le Grès armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôts. Thèse, Rennes et *Doc. Cent. arm. ét. struct. socles* 1985, 3, 150 p.

DURAND J., GUILLOCHEAU F., HAMOUNIN. (1984) – L'Ordovicien ouest-armoricain : cycle d'évolution complet d'un bassin de plate-forme intracratonique. Réunion R.C.P. 705 « Géodynamique du Massif armoricain », Le Mans, p. 25, inédit.

DURAND S. (1960) – Le tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique et tectonique. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. Bretagne*, n° 12, 389 p.

DURAND S., ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J. (1962) – Données nouvelles sur les formations de la minière de Rougé (Loire Atlantique). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 302-303.

ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1970, n° 14, 319 p.

FAURE P.P. (1978) – Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse ingén. doct. École nat. sup. mines Paris 293 p.

GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) – Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature*, 288, p. 574-576.

GROS Y., LIMASSET O. (1984) – Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. *Doc. BRGM*, n° 84, p. 51-65.

GUIGUES J. (1984) – Prospection stratégique et métallogénique : caractérisation d'auréoles autour des granites hercyniens dans l'Est du Massif armoricain (France). *Chron. rech. min.*, n° 475, p. 17-34.

GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1982) – La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 14, n° 2, p. 45-62.

HANMER S.K., LE CORRE C., BERTHE 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.

HENRY J.L. (1969) – Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 1, n° 1.

HENRY J.L. (1980) – Tribolites ordoviciens du Massif armoricain. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 22, 250 p.

HERROUIN Y. (1984) – Extension du Silurien basal au Sud de Rennes et problème soulevé par une discordance cartographique. *C.R. 10^e RAST*, Bordeaux, p. 286.

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.

JIGOREL A. (1978) — Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine. Considérations géotectoniques. Thèse, Rennes, 153 p.

KERFORNE F. (1917) — Sur l'âge des minerais de fer superficiels de la région de Châteaubriand. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVII, p. 229-232.

KLEIN C. (1962) — Roches « malades », minerai de minière et grès ladères dans la région de Châteaubriant (L.A.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 254, n° 12, p. 2195-2197.

KLEIN C. (1963) — A propos de la minière de Rougé (L.A.). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 67-68.

LE CORRE C. (1964-65) — Sur le faciès « grès de Courouët » au Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, 1964-1965, p. 133-136.

LE CORRE C., DEUNFF J. (1969) — Sur la présence d'acritarches au sommet des schistes de l'Ordovicien moyen du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 1, n° 1, p. 45-48.

LE CORRE C. (1969) — Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). Thèse, Paris-Orsay, 1969, 116 p.

LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale. Essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, 1, n° 3, p. 219-254.

LE CORRE C. (1978) — Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 381 p.

LE POEZAT-GUIGNERS. (1967) — Étude géologique de la terminaison périsynclinale de Pléchâtel (synclinorium de Martigné-Ferchaud). D.E.S., Rennes, 37 p.

MONNIER J.L. (1980) — Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Thèse, Rennes, 607 p.

MONOT B. (1977) — Étude morphologique des cuirasses ferrugineuses tertiaires exploitées dans le secteur de Bain-de-Bretagne. DEA, Rennes, inédit.

PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) — The lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Paleontol. Contrib.*, 280, p. 41.

PHILIPPOT A. (1950) — Les Graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. VIII, 295 p.

PUZENAT L. (1939) – La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, 399 p.

RABUD. (1982) – Lithostratigraphie du Briovérien de la région de Châteaubriant et ses rapports avec la Paléozoïque. 9^e Réun. ann. Sc. Terre, Paris p. 259.

SAUNIER J.F. (1985) – Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes-du-Nord). Thèse Rennes et *Doc. BRGM*, 1986, 109, 119 p.

Cartes géologiques anciennes

CAILLAUD F. (1861) – Carte géologique du département de la Loire inférieure. *Ann. Soc. Acad. Nantes, Loire-Inf.*, 1861, p. 263 à 276.

Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine (1866) par Durocher Lorieux et Massieu.

Cartes géologiques de la France à 1/320 000

Feuille *Nantes* :

1^{re} édition (1940) pr C. Barrois, G. Mathieu, G. Waterlot

2^e édition (1972) par Y. Kerrien, J. Cogné, G. Mathieu, M. Ters

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Château-Gontier* :

1^{re} édition (1895) par L. Bureau, D.P. Oehlert

2^e édition (1941) par L. Bureau, D.P. Oehlert

3^e édition (1967) par E. Raguin, C. Le Corre

Feuille *Redon* :

1^{re} édition (1890) par C. Barrois et L. Bochet

2^e édition (1938) par C. Barrois et P. Pruvost

3^e édition (1964) par C. Barrois et P. Pruvost

Cartes géologiques de la France à 1/50 000

Feuille *Château-Gontier* : 1^{re} édition (1987) par J. Guérandé, B. Guérandé *et al.*

Feuille *Châteaubriant* : 1^{re} édition (1988) par Y. Herrouin, D. Rabu *et al.*

Feuille *Saint-Mars-la-Jaille* : 1^{re} édition (1988) par M. Dubreuil, J. Blaise *et al.*

Feuille *Nozay* : 1^{re} édition (1987) par F. Trautmann *et al.*

Feuille *Redon* : 1^{re} édition (1985) par F. Trautmann *et al.*

Feuille *Pipriac* : 1^{re} édition (à paraître) par P. Dadet, Y. Herrouin *et al.*

Feuille *Janzé* : 1^{re} édition (à paraître) par F. Trautmann

Cartes thématiques

- Atlas des tourbières françaises (1949). Direction des Mines, Paris.
- Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille *Nantes* (1979), coordination J. Meloux.
- Cartes gravimétriques à 1/80 000 : feuille *Redon* (90), *Château-Gontier* (91), BRGM édit.
- Cartes magnétiques à 1/50 000, SAPA, mission Anjou, feuilles A et B (1960).
- Cartes magnétiques à 1/25 000 (1961). Documents Mines de Fer de Saint-Pierremont. Feuilles *Bain-de-Bretagne*, *Tresbœuf*.

Guides géologiques

Guide géologique régional de Bretagne, par S. Durand, 1977. Masson éd.

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 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-de-Vilaine, au SGR Bretagne, 14, avenue Maginot, 35100 Rennes ;
- ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Autres documents : archives des Mines de Fer de Saint-Pierremont. Archives des Mines de Fer de Saint-Pierremont (Meurthe-et-Moselle) – Recherches en Bretagne, 1959-1965, transférées à la Soc. Métallurgique et Minière – Rodange-Athus, Luxembourg (et pour partie au BRGM-SGR Pays de Loire).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- P. DADET, géologue au BRGM, pour le Protérozoïque supérieur et, pour partie, la Formation du Pont-Réan ;
- P. LAVILLE, géologue au BRGM, pour les formations tertiaires ;
- P. LAVILLE et Y. HERROUIN, pour les formations quaternaires ;
- H. TALBO, pour l'hydrogéologie ;
- J. GUIGUES, géologue au CNRS, collaborateur extérieur du BRGM, pour les minéralisations ;
- Y. HERROUIN, géologue au BRGM, pour le reste et la coordination générale.

