



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

COMBOURG

COMBOURG

La carte géologique à 1/50 000
COMBOURG est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : DINAN (N° 60)
- au nord-est : AVRANCHES (N° 61)
- au sud-ouest : RENNES (N° 75)
- au sud-est : LAVAL (N° 76)

Dinan	Dol- de-Bretagne	St-Hilaire- du-Harcouët
Caulnes	COMBOURG	Fougères
Montfort- -s-Meu	Rennes	Vitré

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



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

par

F. PARIS et P. DADET

1988

Éditions du B.R.G.M. — B.P. 6009 — 45060 ORLÉANS CÉDEX — France

SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT</i>	
<i>DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES SUPÉRIEURES</i>	8
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	12
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	22
<i>FORMATIONS QUATÉRNAIRES ET TERTIAIRES</i>	44
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	50
<i>BRIOVÉRIEN ET GRANITOÏDES CADOMIENS</i>	50
Métamorphisme régional	50
Structuration, histoire tectonique	51
<i>SYNCLINORIUM PALÉOZOÏQUE</i>	53
Les plis varisques	54
Les fracturations varisques	57
Métamorphisme et schistosité	60
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	61
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	61
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	62
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	67
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	67
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	67
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	73
AUTEURS DE LA NOTICE	73

INTRODUCTION

PRÉSENTATION ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Combourg à 1/50 000 se situe dans le Nord de l'Ille-et-Vilaine. La région présente dans l'ensemble un relief assez mou puisque l'altitude y est comprise entre 12 m au Nord-Est (vallée du Couesnon) et 120 m au Sud-Ouest. Le territoire de la feuille est cependant morcelé en un certain nombre de compartiments de formes diverses, en paliers d'altitude différente (inférieure à 50 m, 50 à 80 m, 80 à 120 m). Le réseau hydrographique, en grande partie inadapté, se surimpose à ces compartiments, pouvant donner des gorges relativement profondes aux pentes boisées, comme celles du Couesnon (75 m), dans la traversée des parties hautes. Le drainage est partagé entre les bassins du Couesnon au Nord-Est, de la Rance au Nord-Ouest et de l'Ille ailleurs. Une dénivelée inférieure à 5 m sépare les bassins du Couesnon et de l'Ille entre Saint-Léger-des-Prés et Lanrigan, de l'Ille et de la Rance au Sud de Lanrigan et au Nord de Guipel où passe d'ailleurs le canal qui fait communiquer les deux rivières.

Cette morphologie, résultant de l'érosion d'une vieille pénélaine, est l'héritage de l'histoire géologique locale. Les compartiments hauts correspondent aux roches les plus résistantes à l'érosion : môles de granites cadomiens de la Mancellia mais surtout bourrelets de schistes briovériens cornéifiés, souvent boisés, qui les enveloppent, longues crêtes des filons de quartz ou de dolérite et des grès et quartzites ordoviciens et dévoniens, à petits bois de pins, du Synclinorium médian armoricain qui occupe une large bande au Sud de la carte. Les compartiments bas sont constitués des formations plus tendres, briovériennes ou paléozoïques, montrant ici ou là des résidus de placages et petits bassins tertiaires, avec cultures et prairies, et de grandes forêts sur les zones les plus altérées. La combinaison des tectoniques cadomienne puis varisque, laquelle prédomine au Sud, donne la disposition relative complexe des différents compartiments, encore plus ou moins décrochés par les fracturations tardives.

Les principales données géologiques antérieures sont fournies par :

- les cartes à 1/80 000 Laval (1960), Dinan (1964), Rennes (1966) et Avranches (1970) ;
- les travaux de F. Paris (1971) pour le Paléozoïque et M. Jonin (1981) pour les granitoïdes cadomiens ;
- les cartes à 1/50 000 voisines Caulnes, (1977) et Fougères (1981).

Pour l'établissement de cette carte, on a cherché à bien caractériser et cartographier les auréoles de métamorphisme de contact autour des granitoïdes cadomiens dont on a distingué les différents faciès. Plusieurs subdivisions du Paléozoïque du Synclinorium médian armoricain ont été établies d'après des formations lithologiques définies sur cette feuille et datées par les fossiles et microfossiles, donc étudiées très en détail. Des interprétations quant à la structuration de l'ensemble découlent aussi de ces travaux. La rareté des bons affleurements en roches tendres et localement l'épaisseur des limons au Sud comme au Nord, gênent comme toujours dans ces régions l'étude de telles roches, et spécialement du Briovérien.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les divers terrains représentés sur le territoire de la feuille Combourg traduisent une longue histoire géologique de plus de 600 Ma et qui, de fait, se confond avec l'histoire des domaines centre-armoricain et mancellien. L'information géologique reste toutefois très inégale selon les périodes et si les "archives géologiques" sont assez complètes pour le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque, il en va tout autrement pour les temps mésozoïques et, dans une moindre mesure, pour le Cénozoïque. Malgré tout, par la diversité des terrains présents et par la variété des phénomènes géologiques qui y sont exprimés, la feuille Combourg constitue l'une des régions les plus riches de la géologie armoricaine.

L'histoire géologique débute par la sédimentation des mudstones, siltstones et wackes du Briovérien (partie terminale du Protérozoïque). Cet ensemble sédimentaire marin monotone, rythmique et immature, de puissance inconnue, implique l'existence d'un substrat encore plus ancien, repoussant les premiers indices d'une histoire géologique locale à plus de 600 Ma. Les rares informations recueillies permettent seulement d'esquisser le style et l'ampleur des mouvements tectoniques propres à ce Briovérien (cadomiens). On sait toutefois qu'au Protérozoïque terminal, des granodiorites d'origine crustale dominante, appartenant au batholite mancellien (540 Ma) se sont mises en place dans un contexte géodynamique de type marge continentale, développant un thermométamorphisme dans les formations briovériennes encaissantes.

Aucun vestige de l'histoire cambrienne de la région n'est parvenu jusqu'à nous. Il est cependant vraisemblable que l'histoire cadomienne s'y soit terminée par une exondation générale et que, durant une cinquantaine de millions d'années, ces terrains protérozoïques ont été soumis à une érosion intense. De fait, le Grès armoricain, premier dépôt de la transgression ordovicienne, repose indifféremment sur le Briovérien sédimentaire et sur les granodiorites, ce qui implique l'ablation de plusieurs centaines de mètres de Briovérien thermométamorphisé, d'abord pour mettre le toit du batholite granitique à nu, puis pour permettre à l'érosion de l'entamer.

Atteignant la région vers 490 Ma, la mer paléozoïque s'y établit de façon durable. Elle y persistera pendant plus de 150 Ma, si l'on excepte les brèves émergences localisées à la limite Ordovicien-Silurien, puis Dévonien-Carbonifère. Durant toute cette période, la sédimentation paléozoïque conserve des caractéristiques de dépôts épicontinentaux. Les apports détritiques compensant grossièrement la subsidence locale, l'environnement sédimentaire oscille entre le milieu littoral, parfois même avec des influences tidales manifestes (Formations du Grès armoricain, de Saint-Germain-sur-Ille, de Gahard ...) et un domaine de dépôt distal, mais jamais très profond (Formations d'Andouillé, de Bois Roux, de la Foulerie ...).

Le hiatus stratigraphique qui apparaît entre l'Ashgill et le Llandovery supérieur est relié ici à la glaciation fini-ordovicienne, responsable des variations isostatiques du niveau marin (stockage de l'eau dans l'inlandsis saharien).

Comme dans la majeure partie de la Province méditerranéenne, la sédimentation silurienne se caractérise par des dépôts de type euxinique (ampélites de la Formation de la Lande Murée). Seule la tranche d'eau superficielle autorisait une activité biologique (faunes pélagiques et épipélagiques)

tandis que sur le fond marin, où régnaient des conditions réductrices (abondance de sulfures, absence d'oxydation de la matière organique), la vie ne pouvait se développer. Ce milieu "empoisonné" s'estompe progressivement vers la fin du Ludlow. Puis, avec le dépôt des mudstones, siltstones et grès impurs de la Formation du Val, l'environnement sédimentaire change complètement. La présence de spores et de microfragments ligneux indiquent une relative proximité de terres émergées. Par ailleurs, le milieu de dépôt reste peu profond durant le Pridoli, tout comme au Dévonien inférieur où la Formation de Gahard conserve des indices de sédimentation littorale, parfois même tidale. L'environnement est propice à la prolifération des faunes benthiques (Brachiopodes, Bivalves, Trilobites ...) que l'on trouve sous la forme de niveaux d'accumulation (transport faible à nul). Au Lochkovien supérieur, la mer s'approfondit légèrement et une sédimentation argilo-calcaire succède aux dépôts sableux précédents. La faune, toujours très abondante, devient plus diversifiée. Le développement de coraux coloniaux suggère des conditions climatiques sinon subtropicales, du moins plus chaudes que celles qui prévalaient à l'Ordovicien et au Silurien. Ce type de sédimentation va se poursuivre durant une bonne partie du Dévonien, troublé momentanément par des épisodes plus arénacés (Membre de l'Aubriais ; passées gréseuses de la Formation de la Potinais) où l'influence de tempêtes se marque dans les sédiments.

Vers la fin des temps dévoniens une sédimentation à tendance euxinique s'installe à nouveau (Formation de la Rabine). A l'inverse du Silurien, où les "dépôts noirs" se sont mis en place lors d'une phase de transgression marine, au Frasnio-Famennien les sapropélites à faunes pélagiques ou épipélagiques (Goniatites, Bivalves) coïncident avec une régression importante aboutissant au Famennien supérieur - Tournaisien basal, à l'émersion de la région. Faisant suite à une longue période de calme tectonique, cette émersion, accompagnée d'effusions volcaniques et d'une érosion des terrains plus anciens, marque les premières manifestations de l'Orogenèse varisque. Aucune structuration majeure ne peut, pour l'instant, être imputée à cette phase bretonne (absence de schistosité antécarbonifère). Il s'agit pourtant d'un événement important car la géométrie du bassin va se trouver changée, avec une migration de l'aire de dépôt vers le Sud. Après un épisode de sédimentation à influence continentale prépondérante (arkoses à plantes et grès impurs de la Formation de l'Huisserie, d'âge tournaisien), on assiste au retour d'une sédimentation marine franche (calcaires bioclastiques de la Formation de Quenon, du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur). Là s'arrêtent les "archives sédimentaires" paléozoïques de la région. Pourtant l'histoire géologique carbonifère est loin d'être achevée et, par comparaison avec le synclinorium de Laval, on peut établir la chronologie relative et même dater les grands événements varisques qui vont façonner la région au cours du Carbonifère supérieur. Il s'agit d'abord d'une tectogénèse, englobant des plis grossièrement orientés E-W dans le synclinorium (et induisant sans doute une fracturation dans le socle mancennien au Nord). Cette structuration souple s'accompagne de schistogénèse dans les niveaux structuraux les plus profonds (unités de Saint-Germain-sur-Ille et de Liffré et Briovérien de type centre-armoricain plissé avec elles). Puis les cisaillements E-W, déjà esquissés au cours des mouvements bretons, dilacèrent la séquence paléozoïque locale et son substratum d'âge protérozoïque supérieur. Dans leur phase paroxysmale, ces mouvements à composante dextre donnent le grand accident cisailant Hédé-Saint-Rémy dans le Protérozoïque et engendrent des plans d'écaillage orientés NE-SW, responsables notamment de la géométrie actuelle du synclinal de Gahard. Un réseau relativement dense de failles subméridiennes

donne naissance à de multiples décrochements, bien exprimés sur les flancs de la structure synclinoriale du Ménez-Bélair.

L'histoire mésozoïque de la région ne peut être appréhendée, faute de données géologiques. On admettra toutefois que le secteur est resté émergé pendant plus de 250 Ma, alors que les reliefs issus de l'orogénèse varisque depuis longtemps déjà, avaient été arasés.

Au cours du Tertiaire, une brève incursion marine se marque par les dépôts miocènes. Mis en place dans un contexte climatique subtropical et conservés à la faveur de réajustement des failles varisques, ces faluns "du Quiou" traduisent une sédimentation de mer très peu profonde, à régime hydrodynamique élevé (granulométrie grossière, à éléments biogéniques le plus souvent brisés). Très éphémère, l'invasion de la mer des faluns est elle-même suivie par une ultime incursion marine à l'aube du Pliocène ou peu auparavant, il y a une dizaine de millions d'années (argiles de Chasné-sur-Illet).

Par retouches successives : épandage des "sables rouges" pliocènes, mise en place des loess, solifluxion pleistocène, surcreusement du réseau hydrographique, cette région entre Ille et Couesnon acquiert son aspect actuel, au cours du Quaternaire. Quelques silex néolithiques témoignent d'une présence humaine précoce entre Saint-Aubin d'Aubigné et Saint-Germain-sur-Ille.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PROTÉROZOIQUES SUPÉRIEURES

Briovérien supérieur épimétamorphique

Les terrains les plus anciens de la feuille affleurent sur environ 60 % de sa superficie. Deux ensembles ont été distingués, l'un au Sud, l'autre au Nord du synclinorium paléozoïque. Cette séparation ne correspond pas à des différences très évidentes dans la nature pétrographique des deux formations, elle a surtout pour but d'insister sur leur appartenance à deux domaines à caractères différents du Briovérien armoricain : le domaine centre-armoricain et le domaine mancellien ou normand. Nous y reviendrons à propos des phénomènes géologiques (métamorphisme, tectonique) qui motivent cette distinction.

b2. Formation de type normand. Elle occupe les trois-quarts de la superficie au Nord du synclinorium paléozoïque. Les roches qui la composent sont ici décrites telles qu'elles ont résulté des processus sédimentaires, c'est-à-dire à peu près dans leur état actuel dans les zones exemptes de métamorphisme de contact cadomien, le métamorphisme général ne les ayant pas notablement modifiées. De telles zones s'étendent : du coin Nord-Ouest à la forêt de Bourguët, dans la forêt de Tanouarn, à l'Ouest de la basse vallée du Couesnon, dans la forêt de Saint-Aubin-du-Cormier et sur des surfaces plus réduites et morcelées au Sud-Est de Marcillé-Raoul et au Sud-Est de Dingé.

C'est un ensemble monotone de roches détritiques terrigènes, de faible maturité, surtout de texture, à sédimentation rythmique. La finesse générale de la granulométrie s'ajoute ici aux facteurs gênants habituels dans ces terrains : rareté des bons affleurements, non continuité des rares niveaux un peu caractéristiques, répétitions tectoniques selon un style mal connu. S'il n'est donc pas possible d'établir de subdivisions lithostratigraphiques dans

cette formation globalement homogène, on peut toutefois y distinguer trois faciès selon la grosseur des grains et les proportions grain/matrice : argilites (mudstones), siltites (siltstones) et wackes. On observe partout des alternances répétitives de niveaux de ces trois faciès, leur périodicité et les combinaisons possibles sont variables. Le contraste entre les faciès fins sombres et grossiers généralement plus clairs fait bien ressortir ces alternances millimétriques à métriques. Le plus souvent, le couple argilites-siltites finement litées à rubanées domine, des niveaux peu fréquents, au plus métriques, de wacke étant subordonnés. Il n'a pas paru possible de faire ressortir sur cette carte des bancs de wacke, qui ne sont jamais ni assez puissants, ni assez continus pour être individualisés. Signalons toutefois dans le Nord-Est (vallée du Couesnon) un relatif développement de ces niveaux grossiers.

Les laminations argilite-silteuses sont parfois obliques sur le litage, un granoclassement des grains détritiques a pu être noté localement ainsi que des convolutions dans certains lits. Aucun vestige d'organisme vivant n'a été jusqu'ici signalé dans ces formations.

Les *argilites* sont tendres, gris sombre, parfois massives, le plus souvent à laminites, fissiles se débitant en plaquettes, beiges à l'altération. Ces roches sont mi-argileuses mi-silteuses, en masse ou bien à microlits. La fraction argileuse est en grande partie remplacée par des phyllites (séricite, chlorite) néoformées (anchizone à épizone), la fraction silteuse étant constituée de poussière de quartz. Un pigment noir carboné les assombrit localement.

Les *siltites* sont plus claires, peuvent être aussi massives ou litées-rubanées avec des argilites ou des wackes. Elles contiennent des grains détritiques de quartz (supérieurs à 30 μ) épars à peu abondants, et rares plagioclases (moins de 15 %) dans une matrice plus fine de type argilite à prédominance de quartz.

Les *wackes*, rugueuses et massives, gris clair à verdâtre ou brunâtre, sont formées d'une plus grande proportion (jusqu'à 50 %) de grains détritiques grossiers (jusqu'à 800 μ) dans une matrice silteuse avec phyllites. Les éléments détritiques, généralement anguleux, sont par ordre de fréquence : quartz (parfois un peu émoussés), plagioclases, feldspaths alcalins, microquartzites, schistes à pigment noir, muscovite, biotite chloritisée, zircon, tourmaline, (ilménite-leucoxène, hématite-limonite). Ces roches ont une assez bonne maturité de composition, se groupant assez près du pôle Q (quartz, quartzites) du diagramme triangulaire Q/feldspaths/lithiques de Pettijohn, près de la limite des zones wackes quartzieuses-wackes subfeldspathiques. Les proportions moyennes des éléments figurés sont : quartz 90 %, plagioclases 8 %, feldspath potassique 1 %, lithiques 1 %. La présence de pigment noir carboné est encore moins fréquente que pour les faciès plus fins, les occurrences en sont dispersées.

Cet ensemble de roches, succession de séquences de détritiques plus ou moins grossiers à caractères de turbidites, s'est probablement déposé dans un bassin du domaine cadomien externe plus éloigné des sources des sédiments que la Formation de la Laize en Normandie à laquelle il s'apparente. Il a en effet une meilleure maturité de composition et plus généralement un type sédimentaire plus distal.

Le rattachement à la Formation de la Laize et l'intrusion dans notre ensemble des granitoides cadomiens datés, permettent d'estimer qu'il est briovérien supérieur (protérozoïque supérieur).

b₅¹⁻². **Formation de type centre-armoricain.** Il s'agit des terrains qui constituent la bordure sud de la carte sur une largeur de 1 à 2 km au Sud du synclinal paléozoïque de Saint-Germain-sur-Ille et de 2 à 3 km au Sud du synclinal de l'étang d'Ouée, de part et d'autre de celui de Liffré. Les affleurements y sont rares et peu explicites, plus de la moitié de la surface est recouverte de limon.

Abstraction faite des modifications dues au métamorphisme hercynien épizonal marqué, les roches observées sont à peu près celles décrites dans la formation de type normand. Les faciès gris argilito-silteux prédominent, des niveaux wackeux métriques sont notables près de la Cheminée (Ercé-près-Liffré). Au Sud du synclinal de Saint-Germain-sur-Ille, entre cette localité et Montreuil-le-Gast, signalons quelques indices de volcanisme subconcordants dans les sédiments briovériens, sous forme d'une roche microlitique vacuolaire (Sud de l'Aunay-Ricord) et de tuffites probables (Monbuisson-la Sépelais, la Pommerie-Est de Montreuil-le-Gast), les conditions d'observation ne permettent pas de mieux préciser.

Briovérien métamorphisé au contact des "granitoïdes cadomiens"

(Thermométamorphisme)

Au Nord du synclinorium paléozoïque, la plus grande partie des sédiments briovériens décrits sont affectés par le métamorphisme de contact des granitoïdes cadomiens. On distinguera à partir des massifs granitiques : une auréole proximale de cornéennes et une auréole distale de schistes tachetés.

b₂γ. **Schistes tachetés.** A ce stade, les caractères sédimentaires de la roche ne sont pas affectés, lithologie et figures diverses sont inchangées. La morphologie du terrain est la même que sur le Briovérien intact.

Le premier indice macroscopique est l'apparition de taches plurimillimétriques d'abord de chlorite, puis rapidement de biotite verte dans les niveaux d'argilites (et siltites fines). Puis les taches affectent l'ensemble des niveaux argilito-silteux (allumineux) et prennent des formes caractéristiques de la cordiérite : masses ovoïdes ou baguettes trapues à section hexagonale. Une certaine orientation planaire peut être observée. Les faciès wackeux ne présentent guère de modifications évidentes avant la zone de passage aux cornéennes où des taches commencent à parsemer les niveaux à matrice abondante.

Au microscope, sur fond de phyllites et petits grains de quartz, les taches sont des amas de lamelles de chlorite ou de biotite verte pauvre en titane, la cordiérite figure en blastes, pinitisés et phyllitisés, certains cristaux à section hexagonale montrent la mâcle en roue, la tourmaline est assez fréquente. Les faciès wackeux ont même aspect que hors de l'auréole, sauf près des cornéennes où le quartz commence à recrystalliser en plages espacées, et la cordiérite apparaît avec ou sans quelques muscovites.

(b₂)γ. **cornéennes (et schistes tachetés cornéifiés).** Dans l'auréole interne, proche du corps intrusif, la recrystallisation de l'encaissant est plus poussée, voire complète, et les textures sédimentaires peuvent être plus ou moins fortement modifiées. Ces roches très indurées donnent des hauteurs qui dominent souvent avec rupture de pente, d'un côté le massif granitique, de

l'autre les zones de schistes tachetés (très net de part et d'autre du massif de Sens et sur le bord Sud-Ouest du massif de Fougères).

Sur le terrain les cornéennes se distinguent par leur aspect plus cristallin et micacé, leur dureté ou bien leur couleur rougeâtre d'altération. Cette auréole est bien marquée par de très nombreuses pierres volantes de quartz dans les champs, provenant des lentilles d'exsudation. Sauf très près (quelques dizaines de mètres) des granitoïdes où la texture est aplitique ou nébulitique, la roche est encore fréquemment litée comme le sédiment d'origine :

- niveaux quartzo-feldspathiques à biotite correspondants aux lits grossiers
- niveaux à cordiérite-muscovite abondante aux lits silto-argileux.

Au microscope :

- les niveaux quartzo-feldspathiques sont composés d'une fine mosaïque de quartz et plagioclase subordonnés, parsemée de courtes lamelles de biotite brun-rouge riche en titane, avec encore cordiérite en plages squelettiques avec rare muscovite associée, et quelques tourmalines.
- les niveaux silto-argileux sont constitués essentiellement de cordiérite en grosses plages souvent presque jointives, biotite brun-rouge et muscovite très abondante en lamelles blastiques tardives. Quartz et plagioclase en mosaïque sont très fins et accessoires, la tourmaline est fréquente ainsi que la pyrite. A proximité même du granitoïde la cornéenne se présente en mosaïque polygonale équante de quartz et plagioclases, avec des bouffées nébulitiques des autres minéraux et parfois sillimanite comme dans les enclaves de cornéennes dans la roche plutonique.

C'est un thermométamorphisme de séquences alumino-silteuses et wackeuses dans le faciès "cornéenne à hornblende".

Définition des courbes isogrades, répartition des zones délimitées

- *la première isograde* marque la limite externe du thermométamorphisme nettement identifiable sur le terrain, c'est-à-dire l'apparition de taches de chlorite ou biotite verte dans les niveaux les plus alumineux : $b_2 \gamma$
- *la deuxième correspond* à l'apparition de la biotite brun-rouge et à la disparition de la chlorite tandis que cordiérite et muscovite blastique rétrograde deviennent très abondants (b_2) γ .

Autour de massifs granitiques d'un même batholite la largeur des zones ainsi délimitée est fonction de différents facteurs comme le niveau atteint par l'érosion dans le corps granitique et son environnement, la pente de son toit, la position des plans de contact par rapport à la structuration de l'encaissant, le tout modifié par la tectonique postérieure. On notera ici : *la très grande extension de l'auréole externe* qui relie entre eux tous les massifs granitiques affleurants, confirmation de leur appartenance à un même ensemble batholitique, *la largeur de l'auréole de cornéenne* selon les massifs avec deux extrêmes :

- à l'Est du massif de Hédé, elle s'étend jusqu'à plus de 6 km, indiquant probablement un plongement très faible du toit de la granodiorite sous la surface topographique, que l'on peut aussi (toutes proportions gardées et hors

zones faillées) supposer pour les petits massifs de Montreuil et Feins et le Nord du massif de Fougères.

— au Nord et au Sud du massif de Dingé son étroitesse relative (250 à 500 m) jointe à l'observation de contacts verticaux évoque un niveau d'érosion plus profond du corps granitique, dont l'auréole externe, réduite aussi, n'est rattachée qu'au Sud-Est avec celles des autres massifs.

A propos de la morphologie du batholite, M. Jonin (1981) remarque, à l'examen de la "carte gravimétrique du Massif armoricain" (1967) que les massifs granitiques mancelliens ne sont généralement pas bien circonscrits par des anomalies négatives, conséquence probable de la complexité de l'architecture du batholite. Le massif de Fougères est, lui, bien cerné par des isanomaes faiblement négatives et s'enracine à l'Est, mais vers l'Ouest, l'anomalie devient positive, avec des courbes orientées N-S en travers des massifs de Hédé, Dingé et Bonnemain. Le phénomène pourrait être dû au faisceau de filons de dolérite subméridiens ou/et à un non-enracinement et un faible volume de ces massifs.

ROCHES PLUTONIQUES

Granitoïdes cadomiens

Environ 20 % de la feuille sont constitués de roches granitoïdes qui affleurent en plusieurs massifs, tous situés au Nord du synclinorium paléozoïque. Ces massifs sont des parties actuellement visibles du grand "batholite mancellien" (M. Jonin, 1981) : 150 km de la Sarthe à la Rance, sur 90 km de Vitré à Vire. Manifestation plutonique tardi-cadomienne, ce batholite d'âge fini-protérozoïque est intrusif dans les formations briovériennes déjà décrites et recouvert localement par les sédiments paléozoïques ou plus récents.

A l'Est affleure la terminaison occidentale du grand massif de Fougères ou Louvigné-Gorron, puis la carte écorne au Nord-Est le petit massif de Tremblay et le massif de Bonnemain au Nord, contient à l'Ouest la majeure partie de celui de Dingé, la terminaison orientale (Hédé) de celui de Bécherel au Sud-Ouest et encore, au centre, les deux petits massifs de Montreuil-sur-Ille et Feins.

Ces granitoïdes appartiennent à trois types pétrographiques : granodiorite à biotite de Louvigné-du-Désert, granodiorite à biotite et cordiérite de Vire (M. Jonin, 1973), leucogranites. L'assez bonne constance de ces types en tous points du batholite permet de les décrire en général, les éventuelles particularités de chaque massif étant précisées.

Localisation des différents types

γ^4 . **Granodiorite à biotite.** Dans deux petites zones, à Saint-Christophe-de-Voulains et vers le Nord et Nord-Ouest (massif de Fougères), au Nord de Noyal-sous-Bazouges (massif de Bonnemain).

γ^4c . **Granodiorite à biotite et cordiérite.** Faciès le plus courant que l'on trouve autour de la zone de γ^4 dans la terminaison Ouest du massif de Fougères, et qui constitue l'essentiel du massif de Dingé et les massifs de Hédé, Montreuil et Feins.

γ^2 , $f\gamma^2$. **Leucogranites et aplites.** Dans leur faciès granite, ils forment le petit massif de Tremblay et une partie de l'extrémité orientale du massif de Dingé ; dans leur faciès granite ou aplitite (exceptionnellement pegmatite), ils constituent de nombreux filons surtout dans le massif de Fougères, mais aussi celui de Dingé.

Description, étude pétrographique

γ^4 . **Granodiorite à biotite.** Assez chargée d'enclaves à l'affleurement, la granodiorite "blanche" est une roche grenue homogène à fond de feldspaths blancs et quartz vitreux parsemé de lamelles de biotite noire mordorée. Le grain est moyen, isométrique, la texture hypidiomorphe grenue équante et sans orientation préférentielle des minéraux. L'altération en boules est la règle et donne une morphologie caractéristique à petites collines escarpées. L'analyse modale moyenne sur 13 échantillons typiques de deux massifs concernés (mais pris en dehors de la feuille) est selon M. Jonin (1981) :

		Ecart-types
Quartz	28,4	2,1
Feldspath potassique	16,7	4,1
Plagioclase	41,3	3,1
Biotite	12,9	3,0
Divers	0,7	0,2

Cette composition est nettement granodioritique (rapport plagioclase / feldspath total = 71 %).

Au microscope

- le quartz est xénomorphe, en plages souvent globulaires mono ou polycristallines.
- le feldspath potassique est xénomorphe, moulant ou incluant les autres minéraux dont du quartz sub-automorphe. Il est toujours perthitique.
- le plagioclase, plus abondant, automorphe ou subautomorphe à macles polysynthétiques et de Carlsbad, est zoné. Sa composition varie d'andésine An 35-40 au coeur à oligoclase An 20-25 à la périphérie. Des bourgeons et franges de myrmékite apparaissent au contact du feldspath potassique. L'altération en damourite et grains d'épidote se fait à partir du coeur.
- la biotite est en lamelles très pléochroïques montrant des faces hexagonales (001) et des inclusions de zircon, apatite, minéraux opaques. La chloritisation, peu intense, s'accompagne d'exsolution de minéraux titanés (rutilite, ilménite-leucoxène, sphène) selon leur habitus propre, et d'épidote en fuseaux dans les clivages.
- la muscovite, quand elle est présente, est très subordonnée à la biotite.
- l'apatite existe aussi hors de la biotite, en prismes hexagonaux trapus.

Un faciès de bordure à tendance aplitique et avec muscovite et quartz plus abondants, a été observé à l'Est-Nord-Est de la Grétais (massif de Bonnemain).

γ^4c . **Granodiorite à biotite et cordiérite.** La granodiorite "grise" doit cette teinte à la cordiérite plus ou moins altérée dont les plages gris verdâtre assombrissent la roche, par ailleurs d'aspect très voisin de la granodiorite à biotite. Elle est aussi plus riche en muscovite et à l'échelle de l'affleurement paraît plus hétérogène à cause de la plus grande abondance des enclaves. Cette

granodiorite est plus altérable que la précédente et ne présente généralement pas l'altération en boules.

M. Jonin (1981) donne l'analyse modale moyenne sur 28 échantillons typiques de l'ensemble des massifs du batholite :

		Ecarts-types
Quartz	30,5	2,1
Feldspath potassique	14,6	5,8
Plagioclase	34,0	5,2
Biotite	13,8	2,9
Cordiérite	2,9	3,1
Muscovite	3,2	2,6
Divers	1,0	0,8

Le rapport plagioclase/feldspath total = 70 % justifie l'appellation "granodiorite".

Proportions des différents minéraux et textures sont plus variables que dans la variété à biotite seule. Un faciès moyen, majoritaire dans tous les massifs, se distingue de cette dernière par la présence constante, mais en quantités très variables de :

— cordiérite en petits prismes pluri-millimétriques ou plages centimétriques xénomorphes poecilites (biotite, quartz) et parfois symplectiques avec le quartz. Elle est généralement pinitisée et/ou phyllitisée de façon caractéristique en échelles à partir des bordures et des cassures du cristal. Nous reparlerons de sa teneur dans la roche, assez variable, à propos des relations avec la granodiorite à biotite ;

— muscovite en lamelles isolées ou interstratifiées avec la biotite, mais toujours subordonnée à celle-ci, ou associée à la cordiérite. Son abondance est en partie liée à celle de la cordiérite, des teneurs élevées ne sont atteintes que dans des faciès particuliers.

Un faciès fin porphyrique, à débit en boules, qui rappelle ceux signalés sur les cartes Saint-Hilaire-du-Harcouët, Avranches et par M. Jonin (1981) à la bordure orientale du batholite, est observable localement près des contacts de la granodiorite avec son encaissant et plus étendu dans le massif de Dingé (Est de Travoux, Rocher Taupin). Les faciès de bordure, hétérogranulaires ou non, présentent des micropegmatites et un plus ou moins grand développement des textures aplitiques qui envahissent la roche hypidiomorphe grenue, assombrie par l'abondance des biotites.

Dans le *massif de Dingé*, M. Jonin décrit un faciès bleuté à microcline quadrillé, légèrement cataclastique, qu'il rapproche de la granodiorite de Lanhélin (massif de Bonnemain), avec en plus de la cordiérite. Ce type de roche résulterait de l'action des déformations tectoniques régionales sur la granodiorite. Ce faciès semble toutefois cantonné dans la partie Nord-Est du massif, zone très tectonisée, et où l'on note aussi des leucogranites.

Contrairement à sa partie occidentale (Bécherel), le *massif de Hédé* est de faciès normal, seulement localement cataclastique (limite Nord).

Des passées leucocrates à grain moyen à fin, en dykes ou de forme mal définie, sont fréquentes dans la partie du *massif de Fougères* située à l'Est de Sens et se trouvent aussi dans le massif de Dingé. Ils semblent indiquer une phase pneumatolytique interne (ou avec apport sodique). Au microscope, dans les faciès à grain moyen, les plagioclases non zonés (oligoclase-albite) sont xénomorphes comme les autres éléments blancs, la muscovite est en général plus abondante que la biotite et se présente parfois en association symplectique avec le quartz. Micropegmatite et myrmékite sont fréquentes. On observe des perthites de remplacement en taches qui peuvent aller jusqu'à l'habitus "en échiquier" ou l'albite pseudomorphose largement le feldspath potassique. Le faciès aplitique semble former des cloisons envahissantes dans le faciès précédent, il peut aussi se trouver en corps filoniens dans la granodiorite à cordiérite normale avec des contacts francs à l'échelle de l'affleurement, en fait progressifs sur quelques millimètres à un centimètre à l'échelle microscopique, ce qui indiquerait plutôt des dykes de remplacement créés à partir de fissures, que des dykes intrusifs dans des fractures ouvertes. Ces roches sont localement cataclasées avec recristallisation de quartz et chlorite, pyrite. Elles ont été groupées dans la légende avec les aplites et leucogranites a γ 2, avec qui elles ont des affinités pétrographiques de convergence et desquelles il est malaisé de les distinguer systématiquement sur le terrain lorsque gisement et contacts sont mal observables.

Les enclaves des granodiorites. Deux grandes catégories d'enclaves, communes dans les granodiorites intrusives, sont représentées dans les deux types de granodiorite du batholite mancellien :

- les enclaves de *roches magmatiques microgrenues* ;
- les enclaves de *l'encaissant sédimentaire ou métamorphique* : cornéennes, enclaves surmicacées, quartz.

La granodiorite à cordiérite contient beaucoup plus d'enclaves, en particulier surmicacées, que la granodiorite à biotite où les plus fréquentes sont microgrenues. Les enclaves ne présentent ni orientation d'allongement ni agencement particulier.

● *Les enclaves microgrenues* : sombres, arrondies, fréquemment pluridécimétriques, ce sont surtout des roches à composition de microdiorite quartzique, à texture déterminée par les microlattes de plagioclase (andésine) dominante avec biotite, quartz, apatite aciculaire, zircon. Elles peuvent présenter ou non une bordure micacée (biotite). Ces enclaves représentent des éléments de roches plus basiques antérieures, indépendantes du magma granodioritique, incorporées par ce dernier sous forme de "bulle" immiscible.

● *Les enclaves de l'encaissant briovérien* : ces enclaves semblent le plus abondantes dans la granodiorite à cordiérite, dans une bande de surface plus ou moins étendue en relation avec la bordure des massifs, ceux dont le niveau d'érosion actuel entame seulement le toit en sont particulièrement riches (Hédé). On distingue :

- les enclaves de cornéennes : sombres, anguleuses, à contact net, pouvant atteindre quelques décimètres, ce sont des fragments de cornéennes identiques à celles de l'auréole thermométamorphique de la granodiorite, "incorporées par le magma granodioritique lors de sa mise en place" (M. Jonin, 1981).

— les enclaves surmicacées : centimétriques à décimétriques, de formes diverses, elles comportent en proportions variables un fond de cordiérite et plagioclase et une trame orientée de biotite, sillimanite, avec parfois corindon, andalousite ou muscovite. Ces enclaves constitueraient des restites des niveaux les plus alumineux (pélitiques) du Briovérien.

— les enclaves de quartz : pouvant mesurer plusieurs décimètres, elles rappellent les amas de quartz que l'on trouve en abondance dans les cornéennes autour des massifs, ce sont en tous cas des résidus infusibles de roches assimilées par les granodiorites.

γ^2 , $\alpha\gamma^2$. **Leucogranites (et aplites)**. Ces granites clairs sont formés essentiellement de quartz et feldspaths, avec muscovite plus abondante que biotite, tourmaline toujours présente, les pourcentages sont précisés par M. Jonin (1981) pour le massif de Tremblay (moyenne de 2 échantillons) :

Quartz	34,7
Feldspath potassique	23,4
Albite	32,6
Muscovite	6,4
Biotite chloritisée	1,9
Tourmaline	1,0

Ils présentent des variations sur les mêmes types de texture que les faciès leucocrates décrits dans la granodiorite de Vire. Cordiérite et andalousite ont été signalées. Le plagioclase est ici franchement de l'albite, en cristaux séparés ou en perthites dans le microcline. La muscovite est particulièrement abondante par rapport à la biotite toujours chloritisée. La tourmaline est toujours abondante dans ces roches, cristallisée parfois en symplectites avec des feldspaths, elle caractérise une phase hydrothermale. Les bouffées pegmatitiques associées à ces roches sont rares.

Relations des différents types entre eux.

Sur le terrain la distinction entre la granodiorite de Louvigné et celle de Vire se fait par l'identification macroscopique de cordiérite dans cette dernière. L'apparition de ce minéral dans une roche par ailleurs inchangée est décelable ponctuellement dans les conditions moyennes d'affleurement (boules éparses). Il n'y a pas de contact entre deux roches distinctes mais passage progressif de l'une à l'autre, dans une zone de quelques décamètres de largeur, aussi a-t-on choisi sur la carte un tracé moyen pour limiter les deux faciès. Cette progressivité est illustrée par le fait que la granodiorite déjà à cordiérite conserve dans une zone au moins hectométrique une forme d'altération en boules comparable à celle de la granodiorite à biotite voisine.

(Note : le phénomène a entraîné une erreur sur la feuille Fougères où une zone située en bordure du massif au Nord-Ouest de Saint-Marc-le-Blanc (du Rocher Métayer à la Perrette, environ) a été attribuée au γ^4 alors que les boules de granodiorite qu'on y trouve contiennent de la cordiérite. Cette zone prolonge vers le Nord-Est la granodiorite γ^4c nettement identifiée sur la feuille Combourg au Nord du γ^4).

Les différenciations leucocrates de la granodiorite de Vire se présentent plutôt comme des filons de remplacement. Les leucogranites proprement dits, aplitiques ou non, sont nettement intrusifs, à contact franc, dans les

granodiorites ou dans le Briovérien (Tremblay). A l'intérieur des massifs, les uns et les autres ont une localisation et une orientation en relation avec la fracturation régionale, ainsi qu'avec la limite des deux granodiorites dans le massif de Fougères.

Etude géochimique

M. Jonin (1981) donne les analyses chimiques de 11 échantillons de granitoïdes prélevés sur la feuille ou à proximité. Les compositions moyennes en éléments majeurs pour chaque type figurent dans le tableau ci-dessous d'où il ressort que :

— les teneurs en calcium sont faibles pour des granodiorites, surtout dans le faciès à cordiérite plus riche en aluminium par rapport au calcium et sodium. Il est notable toutefois que les teneurs en CaO et H₂O⁺ sont plus basses dans des roches altérées, or la granodiorite de Vire est nettement plus altérable que celle de Louvigné.

— Les teneurs en fer et magnésium sont élevées.

ANALYSES CHIMIQUES DE GRANITOÏDES CADOMIENS
(extraits de la thèse de M. Jonin, 1981)

	γ^4	γ^{4c}	γ^2
SiO ₂	68,33	68,04	76,20
Al ₂ O ₃	14,96	14,76	13,19
Fe total	4,20	4,50	0,86
MnO	0,05	0,05	0,01
MgO	1,26	1,54	0,09
CaO	2,02	1,57	0,36
Na ₂ O	3,49	3,25	3,77
K ₂ O	3,90	3,79	4,27
TiO ₂	0,64	0,63	0,01
H ₂ O ⁺	0,75	0,93	0,59
H ₂ O ⁻	0,09	0,13	0,12
Total	99,69	99,19	99,47

γ^4 : moyenne de 3 échantillons du massif de Bonnemain et 2 du massif de Fougères.

γ^{4c} : un échantillon de Fougères, un de Hédé, deux de Dingé.

γ^2 : un échantillon de Tremblay, un de Dingé.

M. Jonin conclut (sur une centaine d'analyses de tout le batholite) qu'il y a bonne correspondance entre ces résultats et ceux de l'analyse pétrographique mais la géochimie des majeurs, si elle permet de bien séparer granodiorites et

leucogranites, ne permet pas de distinguer nettement γ^4 et γ^4c ; les granodiorites sont chimiquement homogènes à l'échelle du batholite. L'auteur met l'accent sur le caractère très alumineux des granodiorites manceliennes (corindon normatif) et en particulier de leurs biotites comme le montrent des analyses de ces minéraux qui joueraient ici un "rôle essentiel dans le comportement général des éléments majeurs et des traces". Cette richesse en alumine est un caractère des granitoïdes crustaux.

Les granodiorites ont des teneurs faibles en terres rares, caractère de granitoïde crustal déjà assez évolué, et ces teneurs sont, bien sûr, encore plus faibles pour les leucogranites.

La géochimie des isotopes stables (A. Autran *et al.* 1983) permet dans les granodiorites manceliennes de déceler, avec l'oxygène, des phénomènes d'interaction (assimilation, échange) avec des métasédiments et de caractériser, avec le soufre, des granitoïdes à souche crustale dominante.

Etude géochronologique

Diverses datations radiométriques ont été faites sur le batholite mancelien, en dehors de la feuille Combourg, qui ont donné des résultats assez dispersés. M. Jonin (1981) utilise des datations en roche totale par la méthode Rb/Sr sur le massif de Vire-Carolles, puis reporte sur l'isochrone obtenue des échantillons d'autres massifs (dont un de Fougères et deux de Bonnemain proches de notre feuille, dans la granodiorite à biotite). Selon que l'on considère ou non la diorite quartzique de Bois-du-Gast comme cogénétique des granodiorites, les âges obtenus sont 617 ± 12 Ma pour l'ensemble, avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7025 \pm 0,0004$ (typique d'une origine profonde) ou bien 580 Ma pour les granodiorites seules avec un rapport initial 0,707 environ plus compatible avec une origine crustale. Quoi qu'il en soit, ces granodiorites étaient antérieures au Cambrien dont l'âge de base était estimé à 570 Ma (colloque Holmes 1967).

Utilisant la même méthode pour les leucogranites, M. Jonin donne un âge de 525 ± 6 Ma, avec un rapport initial de $0,716 \pm 0,002$ franchement crustal, ce qui daterait un épisode magmatique nettement plus jeune que l'épisode principal. Des aplites et pegmatites, considérées généralement comme des faciès de cristallisation tardive acide des magmas granodioritiques devraient donner des points hauts sur l'isochrone obtenue pour ceux-ci, or ces échantillons s'alignent sur l'isochrone des leucogranites. Rappelons les ambiguïtés de gisement et les convergences pétrographiques des différents faciès leucocrates. L'âge 525 ± 6 Ma pourrait dater en fait un épisode hydrothermal tardif.

P. Pasteels (*in* Odin 1982) calcule un âge U/Pb sur monazite : 540 ± 10 Ma, âge de la mise en place et cristallisation de la granodiorite ou bien âge de fermeture du système U/Pb ?

A. Autran *et al.* (1983) font état d'un âge obtenu par la méthode Rb/Sr sur une granodiorite du massif de Fougères et quatre de ses minéraux : 521 ± 11 Ma avec un rapport initial de $0,709 \pm 0,0005$ caractéristique d'une source crustale.

Ces derniers âges et celui des leucogranites sont de même ordre et voisins des 530 ± 10 Ma proposés par N. H. Gale (*in* Odin 1982) comme âge de la base du Cambrien.

L'origine du magma granodioritique serait "à composante crustale majeure" (A. Autran *et al.*), moins profonde que celle envisagée par M. Jonin, bien que l'on doive probablement admettre une origine mantellique pour certaines roches dioritiques (absentes sur la feuille Combours) et enclaves de même composition, induisant peut-être la fusion de matériel crustal métasédimentaire qui donne la masse de la granodiorite. Le contexte géodynamique du batholite mancelien serait de type marge continentale active, lié à une zone de subduction située au Nord-Ouest, en Manche actuelle.

Relations avec l'encaissant

Les trois principaux types de granitoïdes cadomiens peuvent se trouver au contact des sédiments briovériens qu'ils thermométamorphisent. C'est le cas de la granodiorite à biotite du massif de Bonnemain, des leucogranites de Tremblay ou du Nord de Dingé et de la granodiorite à cordiérite partout ailleurs.

En dehors des zones où le contact est faillé, et dans les limites des médiocres conditions d'observation, on peut noter sur la carte différents cas de figure pour l'intersection des massifs de granitoïdes avec les couches encaissantes. Ainsi :

- les contours sud du massif de Bonnemain et nord de celui de Dingé recourent obliquement la stratification briovérienne, de même que le leucogranite de Tremblay ;
- les contours sud des massifs de Dingé et de Sens sont peu différents des directions du Briovérien mais les couches pendent généralement vers le massif ;
- les autres contours sont sub-concordants avec les directions des couches briovériennes et le pendage de celles-ci est en général moyen et dirigé vers l'extérieur du massif.

On constate aussi que les massifs les plus franchement sécants sur l'encaissant (Dingé, Bonnemain) sont ceux où l'auréole interne qui correspond au métamorphisme de contact le plus intense, est la plus étroite. Sur le pourtour des autres massifs cette auréole est très développée, indiquant sans doute une enveloppe de surfaces de contact peu pentée sous le Briovérien, voisine de la surface d'érosion actuelle, donc une allure en coupole pour ces massifs.

Les granitoïdes ne présentent pas toujours de faciès de bordure aplitique ou porphyrique. Le contact intrusif, localement franc et plan, est globalement progressif sur quelques dizaines de mètres, avec des bouffées granitiques au-dessus dans le Briovérien cornéifié, et des panneaux de cornéennes en-dessous, enclavés dans le granitoïde.

Roches filoniennes

fy². **Leucogranites et aplites.** ce sont les mêmes roches au gisement près, que celles décrites déjà avec les granitoïdes cadomiens.

ε. **Dolérites.** De très nombreuses dykes de dolérite sont intrusifs dans le Briovérien et les granitoïdes cadomiens à l'Ouest d'une ligne Andouillé-Marcillé Raoul et surtout dans la partie occidentale de cette zone puis sur les feuilles adjacentes (Caulnes, Dinan, Dol). Deux petits filons isolés ont été représentés pour mémoire près de Louinais dans le massif de Fougères au Sud du Couesnon. Aucun n'est connu dans le synclinal paléozoïque, ni dans le Briovérien au Sud de celui-ci.

L'orientation de la plupart des filons de dolérite est subméridienne (entre N 030 surtout au Sud et N150 plus au Nord), quelques uns sont NE-SW, de très rares plus proches d'E-W.

Ces dykes peuvent exceptionnellement être suivis sur plus de 800 m (Montdidier, N.NE de Hédé) avec une puissance parfois supérieure à 20 m, mais sont plus généralement de puissance inférieure et très variable avec des rétrécissements où elle peut être nulle, leurs alignements étant décrochés par des fractures tardives N-S ou E-W. La roche est souvent plus ou moins altérée en boules à "écorces" brun-ocre ; nous reviendrons dans l'étude des ressources minérales sur un phénomène intéressant d'altération ferrifère dans les marais.

Le contact avec l'encaissant est tranché, souvent marqué par un plan de fracture avec ou sans mylonitisation de l'encaissant.

La roche fraîche est dure, sombre, à grain fin. On y observe au microscope une texture doléritique à lattes de plagioclase (labrador) encadrant des pyroxènes (augite) plus ou moins transformés en hornblende verte, épidote - clinzoisite, biotite-chlorite, avec ilménite-leucoxène, quartz rare interstitiel, pyrite sur les cassures.

La localisation de ces dolérites semble indiquer une mise en place finicadomienne, lors d'une phase de distension crustale. On observe cependant dans les granodiorites très cataclasées à mylonitiques de Hédé et de Montreuil-sur-Ille qui marquent le passage du grand accident Hédé-Saint-Rémy-du-Plain et au-delà, des dykes doléritiques non affectés par cette cataclase probablement hercynienne. Ces derniers pourraient être post-dévonien comme d'autres connus dans la région (feuilles de Broons, Saint-Cast ou Leutwein *et al.* (1972)). On peut même envisager que cet âge puisse être celui de toutes les dolérites (*cf.* structuration, histoire tectonique).

μdq. **Microdiorites quartziques.** A proximité du même grand accident, on trouve entre Feins et Saint-Rémy de petits filons, au plus métriques, d'une roche altérée brunâtre ou rougeâtre à grain fin qui s'avère constituée de lattes de plagioclase, quartz, chlorite ex-biotite et ilménite : microdiorite quartzique à tendance lamprophyrique, apparenté aux dolérites les plus récentes, par leur gisement.

Q. **Quartz.** Des filons de quartz sont connus dans le Briovérien et les granitoïdes cadomiens de plusieurs régions de la feuille :

— au Sud du synclinorium, rares et mal observables ;

— dans la partie sud-est du massif de Hédé, au moins trois filons de quartz blanc à pyrite, le plus gros de quelques mètres de puissance sur 300 m de longueur, orientés SW-NE ;

— le long du couloir de fracturation NNW-SSE entre Feins-Montreuil, Dingé et l'Ouest de Combourg, brèches quartzieuses et ferrugineuses le long des accidents et filons de quartz lenticulaires plus ou moins bréchiques N-S associés ;

— en faisceau de quartz bréchique pyriteux selon les fracturations N-S à NNW-SSE dans le couloir de Vieux-Vy-sur-Couesnon, en relation avec les minéralisations filoniennes à plomb, zinc de la Touche et Bois-Neuf ;

— jalonnant le grand accident cisailant courbe Hédé-Saint-Rémy, une suite de corps filoniens subverticaux dont la puissance peut atteindre 20 m et l'extension plusieurs centaines de mètres. Le quartz est blanc-jaune ou rubané gris-noir-blanc, généralement bréchique, fissuré avec géodes, pyrite, pouvant passer à des mylonites quartzieuses, dans un encaissant plus ou moins tectonisé. On peut penser que ces brèches tectoniques silicifiées étaient d'abord des filons de quartz mis en place dans les fractures ouvertes lors d'une phase de distension post-cadomienne, plus tard repris, bréchifiés et résilicifiés lors de mouvements cisailants dextres hercyniens.

Σμγ. Porphyre quartzifère. Microgranite de Montreuil-le-Gast

Les affleurements. Ce microgranite constitue un filon épais de 1 à plusieurs mètres selon les localités. Il se place exactement à la limite sud du Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille, où il apparaît indifféremment au-dessus, ou en dessous du conglomérat de base du Grès armoricain. C'est à proximité de Montreuil-le-Gast que ce filon de microgranite est le mieux exposé (talus nord de la D 25 près du cimetière de Montreuil-le-Gast, dans le bourg, Nord de Launay-du-Han, escarpements boisés entre le Chêne Vert et la D 25). Vers l'Est, diverses excavations entament le filon (Nord de la Rivière et du Clos Jeannette jusqu'à l'entrée de la carrière de Bel-Air), dont on ne retrouve cependant plus la trace autour de Saint-Germain-sur-Ille. Vers l'Ouest, le filon de microgranite jalonne la D 25, à l'Ouest de la Robinière, sur plus de 500 m. Les affleurements les plus occidentaux se situent près de Vignoc, dans la côte au Sud du Tertre et sur le bord sud de l'ancienne carrière du Pont, en bordure de la N 137. Au total le filon a été reconnu sur plus de 7 km.

Pétrographie. Des phénocristaux de quartz globuleux (jusqu'à 5 mm), à golfes de corrosion, et de rares feldspaths plagioclases totalement séricitisés (plusieurs mm à 1 cm), sont disséminés dans une matrice de teinte verte. Cette matrice montre une orientation discrète qui se traduit par une disposition statistique des petits micas blancs. Les phénocristaux de quartz présentent eux-mêmes une déformation interne (extinction roulante) de même orientation que les séricites résultant de la déstabilisation des plagioclases. Des cristaux de zircon existent dans la roche.

Datation. S'agissant d'un sill et non d'une coulée, l'étroite association entre ce filon de microgranite et le conglomérat de base de la Formation du Grès armoricain ne conduit donc pas à lui attribuer un âge ordovicien. En revanche ce microgranite a selon toute probabilité alimenté les effusions acides de la base de la Formation de l'Huisserie (Tournaisien inférieur) et sa mise en place se serait donc réalisée au Dévonien terminal ou à l'extrême base du Tournaisien. Un âge Rb/Sr (roche totale) à 340 Ma a déjà été obtenu sur ce microgranite. Cet âge radiométrique sera prochainement précisé par la datation des zircons (méthode U.Pb), assez abondants dans ce microgranite.

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Le Paléozoïque de la feuille Combourg s'agence selon 4 unités principales, séparées par des accidents tectoniques, et qui sont d'Ouest en Est :

- le synclinal de Gahard,
- le synclinal de Saint-Germain-sur-Ille,
- le synclinal de l'étang d'Ouée,
- le synclinal de Liffré.

L'ensemble dessine une structure synclinoriale complexe : le Synclinorium du Ménez-Bélaïr, s'étendant depuis les confins orientaux du Synclinorium de Châteaulin à l'Ouest, jusqu'au Synclinorium de Laval, à l'Est. Cités dès les premiers travaux des géologues armoricains, nombre des affleurements paléozoïques de la feuille Combourg sont devenus des localités classiques pour l'étude des faunes primaires centre-armoricaines. Ils ont d'autre part servi de localité type pour la plupart des formations du Synclinorium du Ménez-Bélaïr.

Pour permettre de souligner les variations locales de faciès et de puissance, chaque formation sera successivement décrite dans les unités où elle est représentée.

O_{2a}. Formation du Grès armoricain. (Arenig inférieur ou moyen). Puissance variant selon les unités, d'une quinzaine à une quarantaine de mètres.

Les affleurements. S'agissant de la plus ancienne formation paléozoïque du Synclinorium du Ménez-Bélaïr, elle constitue l'enveloppe externe des quatre unités distinguées ici. Connue depuis Marie Rouault (1855), cette Formation du Grès armoricain est relativement bien représentée dans les unités de Gahard, de la Lande d'Ouée et de Liffré. Dans l'unité de Saint-Germain-sur-Ille, elle n'avait toutefois pas été reconnue dans les travaux antérieurs, sans doute en raison de la rareté des affleurements et de ses caractéristiques lithologiques quelque peu originales pour la région.

● **Synclinal de Gahard.** Du Rocher de Beauregard à l'W de la feuille, jusqu'aux anciennes carrières de Claire-Fontaine, une étroite bande grés-quartziteuse, fréquemment décrochée par les failles subméridiennes, représente la Formation du Grès armoricain sur le flanc nord du Synclinal de Gahard. Éliminée par faille entre Claire-Fontaine et Andouillé-Neuville, cette formation apparaît à nouveau dans les anciennes excavations du Bois de la Fertais et se poursuit jusqu'à l'éperon de Vieux-Vy-sur-Couesnon, uniquement interrompue sur 1,5 km entre la Justice et la Fontaine d'Abime par le décrochement dextre d'une importante fracture orientée E-W. Le flanc est de ce pli, partiellement éliminé à la faveur d'écaillages, montre toutefois des lambeaux discontinus et peu épais de Grès armoricain (Le Couralay, Vrigné, Jenergan, La Haute-Rochellé, Sud de la Pierre-au-Mignon). Le flanc sud de la structure, tronqué par un important accident tectonique, ne présente pas cette formation.

● **Synclinal de l'étang d'Ouée.** Comme le précisait Barrois (1895), le Synclinal de l'étang d'Ouée constitue en réalité le prolongement vers l'Est du pli de Gahard. La Formation du Grès armoricain y est très bien représentée, notamment sur le flanc nord, par les crêtes quartziteuses de la Forêt de Haute-Sève qui enregistrent parfaitement les rejeux des failles subméridiennes (ex. décrochement du Rocher du Parc). Sur le flanc sud, le Grès armoricain,

localement éliminé par des accidents E-W, a fait l'objet d'exploitations dans les carrières du Rocher-aux-Lodins et des environs de Gosné. Le faible pendage des couches entre Leuche et Gosné se traduit par une largeur inhabituelle de la trace cartographique de la formation.

● *Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille.* La Formation du Grès armoricain, jusqu'à présent, n'avait pas été reconnue dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille. Elle y existe pourtant et marque la limite méridionale des terrains paléozoïques du Synclinorium du Menez-Bélaïr. Les principaux affleurements sont localisés au NE de Vignoc (carrière du Pont et pointements immédiatement au Nord de la D 25) et dans le bourg de Montreuil-le-Gast, où la formation a pu être étudiée à la faveur d'excavations temporaires. Une étroite bande a enfin été identifiée, au Nord de la D 25, entre le Chêne Vert et la Ville-en-Bois. Il est possible que les amas de grès grossiers, observés à l'Ouest du village de Haut-Couyer, appartiennent également à la formation, qui réapparaîtrait dans ce cas à la faveur d'une voûte anticlinale. Trop réduit pour être figuré, ce lambeau n'a pas été représenté sur la carte. Certains pointements grésio-quartziteux affleurant au NE de Fourfan pourraient encore appartenir au Grès armoricain.

● *Synclinal de Liffré.* Cartographiquement le Synclinal de Liffré semble bien représenter la suite du Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille ; pourtant le Grès armoricain y montre des caractères lithologiques plus proches de ceux des unités plus septentrionales. La formation y dessine une ligne de relief continue depuis les anciennes carrières du Rocher Moriau, à l'Ouest, jusqu'aux affleurements du Placis des Retais (tranchée d'adduction d'eau) à l'Est. Ce Grès armoricain se poursuit sur la feuille Rennes. L'importante faille qui tronque le flanc sud de la structure est responsable de sa disparition, au Nord de Chasnés-sur-Illet. Ces grès réapparaissent toutefois à Papillon, où ils dessinent une voûte anticlinale, flanquée vers le Sud par la Formation d'Andouillé (cf. feuille Rennes à 1/50 000ème).

Lithologie et pétrographie

La formation du Grès armoricain se présente sous 2 faciès assez distincts ; l'un intéressant la grande majorité de la feuille, l'autre limité au Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille.

Dans les synclinaux de Gahard, de l'étang d'Ouée et Liffré, c'est un ensemble homolithique, en bancs massifs et puissants (plusieurs mètres d'épaisseur) qui constitue l'essentiel de la formation. Celle-ci débute par un conglomérat, apparemment peu épais (quelques décimètres), à galets avallonnaires arrondis de quartz, plus rarement de phanites (Sud de la carrière de Bel-Air, en Gosné ; les Bairues, au SE d'Erc-près-Liffré ; Forêt de Haute-Sève...). Ces éléments lithiques hérités du Briovérien sont englobés dans une matrice gréseuse grossière, parfois abondante. Au-dessus se développent trente à quarante mètres de quartz-arénites, sans stratification bien exprimée. Il n'a pas été observé de joints argileux entre les gros bancs quartziteux, qui sont uniquement séparés par des surfaces criblées de cupules centimétriques. L'un des traits les plus constants de ce Grès armoricain réside dans sa nature grossière voire microconglomératique, révélée généralement par l'érosion (granulométrie variant de quelques dixièmes à plusieurs millimètres). Le caractère discontinu des affleurements ne permet jamais d'étudier l'ensemble de la formation dans une même coupe. Il semble toutefois qu'un faciès hétérolithique, où des bancs gréseux (grossiers et à matrice importante) alternent

avec des siltstones et mudstones de teinte sombre, existe à la partie supérieure de la formation. L'horizon conglomératique connu au toit de la formation dans le Synclinal de Liffré (déviation ouest de Liffré, feuille de Rennes) n'a pu être observé ici.

Sur le flanc sud du Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille, le Grès armoricain montre une lithologie fort différente : le faciès homolithique est absent, entièrement remplacé par un ensemble hétérolithique d'une quinzaine de mètres de puissance. Un banc conglomératique, épais et massif (1,5 à 2 m de puissance), marque la base de la formation. Ce poudingue à gros galets de quartz (jusqu'à 7 cm) est très recristallisé, à tel point qu'il a longtemps été confondu avec un filon de quartz (bourg de Montreuil-le-Gast, entrée de la carrière de Bel-Air et excavations au Nord du Clos Jeannette). Les alternances silteuses sombres et gréseuses (bancs décimétriques) ont pu être étudiées dans les fondations d'un lotissement à l'Est du bourg de Montreuil-le-Gast (Sud de Bellevue). Il s'agit d'un matériel riche en muscovite et en matrice séricito-chloriteuse.

Faune, microfaune, ichnofaune et attribution stratigraphique. D'une façon générale, le Grès armoricain est peu fossilifère sur le territoire de la feuille. De fait, le faciès homolithique ne livre que des structures tubulaires implantées perpendiculairement par rapport au plan de stratification. Il s'agit de *Scolithus linearis*, interprété comme un terrier d'organisme vermiforme, se développant en milieu peu profond. Ces ichnofossiles sont parfois très abondants (SW du Château-d'Orange ; Forêt de Haute-Sève, notamment à l'Est du Rocher du Parc, dans la tranchée de l'aqueduc...). De rares bilobites (*Cruziana rugosa*) ont été observés en Forêt de Haute-Sève ; ils proviennent vraisemblablement des faciès hétérolithiques du sommet de la formation.

C'est en fait dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille que la faune du Grès armoricain est la plus abondante avec, en particulier, des Brachiopodes inarticulés (Lingulidae) récoltés dans les premiers niveaux grésosilteux surmontant le conglomérat de base (Montreuil-le-Gast). Des bilobites (*Cruziana furcifera*) ont d'autre part été recueillis dans les bancs gréseux proches des niveaux à Lingulidae.

Malgré les recherches micropaléontologiques réalisées sur les niveaux les plus favorables de mudstones et siltstones noirs (Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille), il n'a pas été observé d'Acritarches ni de Chitinozoaires dans ce matériel. Toutefois, dans le prolongement du flanc nord du Synclinal de l'étang d'Ouée, dans la carrière de Saint-Aubin-du-Cormier (feuille Fougères), ces microfossiles sont présents au sommet de la formation, avec en particulier *Eremochitina baculata brevis*, Chitinozoaire index de l'Arenig inférieur à moyen. Cette attribution est en accord avec les informations stratigraphiques fournies par l'ichnofaune et les Lingulidae.

O_{2b-5a}. **Formation d'Andouillé (Arenig moyen pro-parte - Caradoc)**. La puissance est de l'ordre de 180 m dans le Synclinal de Gahard, et de 125 m environ dans le Synclinal de Saint-Germain-en-Ille.

Les affleurements. Occupant les dépressions topographiques entre les crêtes gréseuses de l'Ordovicien inférieur et supérieur, la Formation d'Andouillé est le plus souvent mal exposée. C'est pourquoi une liste des principaux affleurements, en réalité des gisements fossilifères dans la plupart des cas, est donnée ici.

Sur le flanc nord du Synclinal de Gahard (seul préversé), elle a été rencontrée dans un puits au Sud des Cerisiers (bord ouest de la feuille). Il faut ensuite attendre Saint-Médard-sur-Ille (tranchée de la voie ferrée et affleurements de la D 52, à la sortie nord du bourg) pour l'observer à nouveau. Après une interruption on la retrouve au SE d'Andouillé-Neuville (tranchée de la D 23, drainage à l'Ouest de la borne 107 m, le long d'un chemin du Bois de Fertais). La Formation d'Andouillé est ensuite représentée sans interruption jusque dans l'éperon de Vieux-Vy-sur-Couesnon (adduction d'eau à l'Etoile, puits au Sud de l'Ermitage, nodules et fragments schisteux dans les champs au NW de la N 776, drainages au Nord du Bois de Vieux-Vy, affleurements dans les prés au Nord de la Cultais, au Sud du Château d'Orange, autour de la Roche-au-Merle ...). De nouveaux affleurements ont été découverts dans les drainages à l'Est de la Jacopinière ; ils représentent le flanc sud-est de la terminaison périsynclinale de Vieux-Vy-sur-Couesnon. Bien que largement escamoté à la faveur d'un important accident orienté N.NE et des plans d'écaillages associés, le flanc sud du Synclinal de Gahard apparaît cependant sous forme de petits lambeaux étirés. Des excavations temporaires (tranchée du téléphone entre la Tournerie et la Prévotais) ont permis, sans ambiguïté, d'y reconnaître les nodules fossilifères et fragments de schistes de la Formation d'Andouillé (Sud de la Haute-Chellerais, Ouest de Vrigné, de Jenergan et de la Rochelle).

Dans le Synclinal de l'étang d'Ouée, à l'exception de la tranchée de l'ancien tramway départemental (point coté 80, au Nord de Le Couet), tous les affleurements de la Formation d'Andouillé sont concentrés sur son flanc sud. Ils débutent le long de l'Illet (Moulin de Piguel, le Bas-Rocher, anciennes ardoisières au Nord d'Ercé-près-Liffré, bords de la D 92, environs de la Billonnais) et sont abondants le long du ruisseau de la Saudrais (l'Orgeraie, chemin creux rejoignant Landeronde, ardoisières au Sud de la Bigaudais, fondations de maisons et tranchées de route à la Rimbaudais, fondations de maisons et tranchées de route à la Rimbaudais, la Rivière et la Rivière aux Coires, champ au NW de la Saudrais) où la Formation d'Andouillé dessine un replis anticlinal. Les affleurements du flanc sud proprement dit se situent au Nord de la D 26 (NW du château d'eau ; lotissement à l'Est de Bel-Air, adduction d'eau et fossés de part et d'autre de la N 12, à Bellevue).

La formation, bien qu'occupant de larges surfaces dans le Synclinal de Liffré, y affleure assez mal (ardoisières au Sud du Rocher-Moriau, le Rocher-des-Amis, tranchée du téléphone au Sud de la Chuberdière, lit du ruisseau de Hen Herveieu, Nord de Papillon, tranchée d'adduction d'eau au Sud du Haut-Chemin).

Dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille, seuls étaient connus les affleurements de la D 82 au SE de la Potinière et du célèbre gisement de Bas-Couyer, en bordure du canal (Ouest de Saint-Germain-sur-Ille). Des données complémentaires ont été obtenues récemment grâce aux affleurements temporaires des lotissements de Montreuil-le-Gast (exposant la formation dans sa totalité) et aux fondations d'une maison au Sud de le Cruel. Dans l'entrée de la carrière de Bel-Air, surmontant le Grès armoricain, et en contact tectonique avec le membre supérieur de la Formation de Saint-Germain-sur Ille, une dizaine de mètres de schistes noirs, profondément cataclasés, représentent selon toute vraisemblance une partie de la Formation d'Andouillé. Celle-ci affleure encore dans la station d'épuration à l'Ouest du Bois-Lambin, ainsi qu'au Sud de la Béchardière).

Lithographie et pétrographie. La Formation d'Andouillé est remarquablement homogène : il s'agit d'un ensemble de siltstones gris noir, riches en micas (grandes muscovites sédimentaires) et renfermant des nodules silico-alumineux, notamment dans sa partie moyenne. Aucun véritable horizon gréseux n'apparaît au sein de ces anciennes boues, riches en matière organique.

La formation débute par une dizaine de mètres de mudstones noirs, coiffés par un ou plusieurs bancs de grès ferrugineux, parfois oolithiques et à nodules phosphatés, et ne dépassant apparemment pas 0,80 m d'épaisseur pour le niveau principal (coupe de la Roche-au-Merle). Cet horizon ferrugineux oolithique existe également au Nord du Camp de la Lande d'Oué et dans les affleurements du Sud du Rocher Moriau et de Papillon (Est de la Maison du Garde). Il n'a pu être retrouvé dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille où l'on connaît en revanche un niveau ferrugineux conglomératique et oolithique, au toit de la formation (station d'épuration de Saint-Germain-sur-Ille).. Les autres particularités lithologiques connues dans la Formation d'Andouillé comprennent des niveaux lumachelliques décalcifiés, de rares lentilles gréseuses centimétriques et surtout les nodules silico-alumineux (parfois calcaireux), souvent fossilifères. Au sommet de la formation les siltstones micacés sont remplacés par des mudstones noirs.

Faune, microfaune et attribution stratigraphique. La base de la formation ne livre guère une macrofaune abondante et si l'on y connaît quelques spécimens de *Neseuretus tristani* (Brongniart), un Diplograptidae et des Ostracodes lisses, les Graptolites Didymograptidae y font en revanche défaut. Un âge llanvirnien peut toutefois être attribué au niveau ferrugineux de la partie inférieure de la formation, grâce au riche assemblage d'Acritarches et de Chitinozoaires qu'il contient (Paris & Deunff 1970 ; Paris 1981). Par manque d'informations biostratigraphiques, l'âge des premiers mètres de la formation n'a pu être fixé ici ; compte tenu de l'attribution du sommet de la formation sous-jacente à l'Arenig inférieur-moyen et des données biostratigraphiques recueillies en d'autres points du Synclinal médian, un âge Arenig moyen (pro parte) semble toutefois pouvoir être retenu pour l'extrême base de la formation.

Une macrofaune llanvirnienne existe vraisemblablement dans le petit gisement du Bas-Rocher au NW d'Ercé-près-Liffré. Situé à quelques mètres du toit du Grès armoricain, cet horizon livre en effet des Trilobites (*N. (Neseuretus) tristani*, *Pl. (Placoparia) cambriensis* ?), des Brachiopodes (Orthidae, à côtes épaisses), des Cystides, (*Phlyctocystis* sp.), des Ostracodes, malheureusement trop déformés (schistosité) pour permettre des identifications précises.

L'essentiel de la riche faune de la Formation d'Andouillé provient de sa partie moyenne et supérieure. Parmi les gisements les plus connus, on peut citer ceux de Bas-Couyer (Mélesse), du Moulin de Piguel et de la Haute-Chellerais (Gahard), du Nord de la Cultais et de l'Est de la Roche-aux-Merles (Vieux-Vy-sur-Couesnon), et de la Rivière (Gosné). Tous livrent pratiquement les mêmes associations, caractéristiques du Llandeilo inférieur armoricain. La faune de Trilobites (Heury, 1980) largement dominée par *N. (Neseuretus) tristani*, comprend également *Crozonaspis struvei*, *Crozonaspis kerfornei*, *Morgartia hupei*, *Phacopidina micheli couyerensis*, *Pl. (Coplacoparia) tournemini*, *Pl. (Coplacoparia) borni*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Salterocoryphe salteri*, *Uralichas heberti* et des Asaphidae. Parmi les Brachiopodes, on retiendra *Heterorthina kerfornei* (abondant), *Aegiromena* sp. ainsi que de rares Doerorthidae. Quant aux Bivalves, ils sont représentés par

Redonia deshayesi, *Actinodonta maranjoana*, *Ctenodonta bussacensis* (l'abondance de ces espèces est très variable d'un affleurement à l'autre). Ces gisements livrent de très nombreux Ostracodes (*Jeanlouisella verdeloti*, *Lardeuxella bussacensis*, *Marquezina zohrae*, *Quadrijugator marcoi*, *Reuntalina ribeiriana*... cf. Vannier 1986) ainsi que des Gastéropodes (*Bellerophon* sp., *Pleurotomaria bussacensis*), quelques Céphalopodes orthocônes, des Hyolithidae, de rares articles de Crinoïdes et des Cystidae (*Calix rouaulti*).

Le sommet de la Formation d'Andouillé renferme une macrofaune moins diversifiée ayant cependant livré un spécimen de *Marrolithus bureaui* (tranchée de la voie ferrée à Saint-Médard-sur-Ille). *Colpocoryphe grandis*, Trilobite fréquent dans le Caradoc basal armoricain (Henry, 1980) a été observé dans les nodules de la Saudraie (Nord de Gosné). Le niveau ferrugineux conglomératique marquant le toit de la Formation d'Andouillé contient enfin divers fragments de Trilobites (dont les Trinucleidae) et des Bryozoaires qui appartiendraient au Caradoc inférieur.

Des microfossiles organiques sont abondants dans les nodules phosphatés de la partie inférieure de la formation (coupe de la Roche-aux-Merles) avec des Acritarches (*Cymatiogalea philippoti*, *Acanthodiacrodium celticum*, *Stelliferidium striatulum*...), des Chitinozoaires (*Cyathochitina campanulaeformis*, *Desmochitina minor*...) et de rares Scolécodontes. Ce paléoplancton est caractéristique du Llanvirn inférieur. La coupe de Bas-Couyer livre d'autre part des assemblages de Chitinozoaires appartenant successivement aux biozones 11 (*Linochitina pissotensis*) et 12 (*Lagenochitina deunffi*) de Paris (1981) et représentant donc la partie supérieure du Llandeilo inférieur.

En conclusion on admettra que la Formation d'Andouillé débute dans l'Arenig moyen et s'achève dans le Caradoc inférieur.

O_{5b}-S_{3a}. Groupe de la Bouéxière. (Caradoc inférieur - Ludlow). Comme sur le territoire de la feuille voisine (Fougères), les conditions d'affleurement ne permettent pas toujours, dans le Synclinal de la Lande d'Ouée, de bien séparer les formations de Saint-Germain-sur-Ille et de la Lande Murée. Ces deux formations sont donc parfois réunies dans ce secteur au sein d'un même ensemble cartographique : le Groupe de la Bouéxière.

O_{5b}-6. Formation de Saint-Germain-sur-Ille. (Caradocien-Ashgillien). Puissance variant de 150 m dans le Synclinal de Gahard à plus de 200 m dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille.

Cette formation a été définie dans les carrières de la Ville-en-Bois (= carrière "Barthélémy"), à l'Ouest du bourg de Saint-Germain-sur-Ille. On y distingue un Membre inférieur à dominante arénacé et un Membre supérieur, épais seulement d'une dizaine de mètres, et constitué de siltstones.

Les affleurements. Bien qu'affleurant mal, la formation est connue à l'extrémité ouest du Synclinal de Gahard. Elle forme ensuite une ligne de relief pratiquement continue de la Boulais (Ouest de Saint-Médard-sur-Ille) jusqu'à l'extrême pointe de l'éperon de Vieux-Vy-sur-Couesnon. Le Membre inférieur a fait l'objet d'exploitations diverses (carrières à l'Ouest et au Nord-Ouest de Saint-Médard-sur-Ille, excavations à l'Est du Château de la Magnane et au Sud du Bois de Vieux-Vy, carrières "Pioc" au Nord de la Frouaisière). En fait, la formation est partout sub-affleurante sur ce flanc nord du Synclinal de

Gahard, dont le flanc sud-est, extrêmement réduit tectoniquement, montre cependant quelques lambeaux de Grès de Saint-Germain-sur-Ille.

C'est dans le Synclinal de l'étang d'Ouée que la formation présente son développement cartographique maximal, en raison des replis qui existent dans ce synclinal. Les indices de surface (pierres volantes) sont très abondants (en forêt de Haute-Sève et dans le camp militaire de la Lande d'Ouée) ; aucune coupe ou affleurement important ne permet toutefois d'analyser les caractères lithologiques de la formation dans cette unité.

Dans le Synclinal de Liffré, le Grès de Saint-Germain-sur-Ille a été exploité dans une carrière au Sud de la Lande Ragot. C'est en définitive dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille que l'on peut recueillir un maximum d'informations, grâce notamment aux affleurements temporaires d'un lotissement au Nord de Montreuil-le-Gast et surtout, aux carrières du Pont de la Rochette, de la Foultière, de Bel Air et de la Ville-en-Bois, qui d'Ouest en Est, jalonnent la crête topographique qui longe la D 25 jusqu'à Saint-Germain-sur-Ille. Sur le flanc nord de la structure, quelques anciennes carrières permettent de compléter les informations lithologiques (Le Rocher, au Nord de Saint-Germain-sur-Ille ; Launay Cosnie, plus à l'Est). Les affleurements de grès de Bellême, au Sud de Saint-Aubin-d'Aubigné, méritent enfin d'être mentionnés car ils constituent l'un des éléments de liaison entre les synclinaux de Saint-Germain-sur-Ille et de Liffré.

Lithographie et pétrographie. Le *Membre inférieur* est constitué de plusieurs masses grésosquartziteuses homolithiques, séparées par des niveaux hétérolithiques à bancs gréseux ou psammitiques (décimétriques à pluridécimétriques), alternant avec des passées silto-argileuses de teinte noire. Les figures sédimentaires (ripple marks, load-cast, stratifications obliques...) sont fréquentes et leur association avec certains terriers suggère pour ce matériel un environnement sédimentaire peu profond (parfois zone tidale). Les dépressions entre les rides d'oscillation sont généralement comblées par des mudstones noirs, plus rarement par des siltstones à grosses muscovites sédimentaires. Dans la coupe type (carrière de la Ville-en-Bois) une puissante masse quartzreuse, riche en pyrite, se développe au milieu de la formation. On notera d'autre part l'existence de niveaux silto-argileux noirs épais de 1 à 2 mètres et présentant généralement à leur toit des niveaux plus ou moins riches en Brachiopodes et (ou) Bryozoaires (?). Des copeaux argileux et des galets silteux aplatis, s'observent fréquemment à l'intérieur des bancs gréseux. Ils traduisent des phases d'érosion synsédimentaire remaniant un matériel faiblement consolidé (chenaux...). Certains niveaux à lamines, débutant par des accumulations de fossiles, pourraient être liés à de brefs épisodes de haute énergie (tempêtes ?). Localement (carrière de la Rochette, la Ville-en-Bois, Carrière "Pioc"), on observe un débit en boule de certains bancs gréseux.

Dans les synclinaux de Gahard et de l'étang d'Ouée, les passées argilo-silteuses sont très rares ; d'autre part ces arénites sont nettement plus feldspathiques (microlite et plagioclases) que dans l'Unité de Saint-Germain-sur-Ille, ce qui accentue encore les différences entre les caractéristiques de la formation au Nord et au Sud du Synclitorium du Ménez-Bélaire.

Du point de vue pétrographique, la plupart de ces grès montrent une bonne maturité de texture et presque tous se classent dans les arénites. Vers le Sud, il s'agit d'arénites quartzieuses (quartz variant de 50 à 150 μm ; muscovite, parfois abondante ; matrice séricito-chloriteuse ; minéraux lourds). A Vieux-

Vy-sur-Couesnon, où la maturité de composition est moins élevée, certains niveaux appartiennent aux arénites subfeldspathiques (grains de quartz anguleux variant de 50 à 200 µm, muscovite, microcline et plagioclase, matrice séricito-chloriteuse, minéraux lourds).

Le Membre supérieur est peu épais (10 à 15 mètres environ) et rarement exposé (carrière de Bel-Air et entrée Sud de la vieille carrière de la Ville-en-Bois ; carrière "Pioc"). Ravinant parfois les grès sous-jacents (la Ville-en-Bois), il est constitué de siltstones et mudstones noirs à rares petits corps gréseux contournés (structures "ball and pillow"). Dans la matrice chlorito-sériciteuse, on distingue de rares grains de quartz (50 µm environ) et des lamelles de muscovite. Ce Membre supérieur pourrait correspondre aux "pélites à fragments" de Normandie.

Faune, microfaune, ichnofaune et attribution stratigraphique. La macrofaune, peu diversifiée, n'est connue que dans les unités méridionales (carrières de Bel-Air, la Ville-en-Bois, la Lande Ragot). Elle se présente fréquemment sous la forme de lits d'accumulation, au toit des niveaux silteux noirs. Parmi les Trilobites, on retiendra *Calymenella bayani*, *Brongniartella* sp., des Homalonotidae et de petits Dalmanitidae. Quant aux Brachiopodes, ils ne sont apparemment représentés que par une seule espèce : *Drabovinnella erratica* (dét. M. Melou).

Une révision récente des Graptolites recueillis dans la formation, près de Saint-Germain-sur-Ille (Skevington & Paris 1975), a conduit à distinguer deux niveaux. L'un, livrant *Orthograptus truncatus abbreviatus*, *O. truncatus ? pauperatus*, *O. ? pageanus micracanthus* et ? *Diplograptus fastigatus*, appartient à l'Ashgill (carrière de Bel-Air) ; l'autre, renfermant en plus *O. truncatus truncatus* et ? *Climacograptus miserabilis*, serait légèrement plus ancien, et représente vraisemblablement le Caradoc supérieur (carrière "Barthélémy"). La faune comprend en outre des Bivalves (*Modiolopsis* pl. sp. ...), des Gastéropodes, des Bryozoaires ? ("*Disteichia*" sp.), quelques rares Céphalopodes orthocônes et des Ptéropodes.

Les Chitinozoaires et les Acritarches sont abondants dans les niveaux argileux noirs. Les Chitinozoaires (*Jenkinochitina tanvillensis*, *Calpichitina lenticularis*...) montrent que les parties inférieure et moyenne de la formation appartiennent au Caradoc (Paris 1981). Les Acritarches et les quelques Chitinozoaires recueillis dans le Membre supérieur (carrière "Pioc") indiquent un âge ordovicien supérieur, sans doute Ashgill.

Bien que le milieu soit assez favorable à sa conservation, l'ichnofaune est en général peu abondante. Les terriers, visibles dans la carrière Barthélémy, évoquent *Monocraterion*. Une piste bilobée, rappelant *Cruzina*, a d'autre part été récoltée dans le camp militaire de la Lande d'Oué. Cet échantillon était associé à des blocs de grès dont la surface irrégulière, suggérait la morphologie de cristaux de gypse, épigénésés par de la silice.

S_{1-3a} La Formation de la Lande Murée (Llandoveryen supérieur - Ludlowien supérieur). La puissance est de l'ordre d'une soixantaine de mètres). Après une courte lacune, correspondant à l'Ashgill supérieur-Llandovery moyen, cette formation marque la base de la transgression silurienne. On y distingue trois membres. Le Membre inférieur (5 à 15 m selon les localités) regroupe des quartzites gris (lardés de filonnets de quartz) et les niveaux d'ampélites qui y sont interstratifiés. Il représente le Llandovery supérieur. Le Membre moyen

(quelques mètres) correspond aux ampélites feuilletées du Wenlock. Le Membre supérieur enfin (30 à 40 mètres) comprend un ensemble sapropélite avec des nodules (calcareux ou siliceux) et quelques bancs de grès. Il appartient au Ludlow (cf. Paris, 1977).

Les affleurements. La formation n'affleure pas dans le synclinal de Saint-Germain-sur-Ille. Compte tenu du contexte cartographique, elle y existe selon toute vraisemblance et, de ce fait, a malgré tout été figurée sur la carte.

Dans le Synclinal de Gahard, elle apparaît sporadiquement dans la partie ouest de la feuille (quartzites noirs au Sud-Est de Beauregard ; schistes ampéliteux et nodules au Sud de Bois Geffray, quartzites et ampélites du Membre inférieur dans le bourg de Saint-Médard-sur-Ille et dans les carrières du Teilleul, ampélites du Membre moyen à l'Ouest du canal et dans le bourg de Saint-Médard-sur-Ille). Les quartzites du Membre inférieur ont été exploités dans les carrières du Rocher (Sud-Est d'Andouillé Neuville), au Sud de la Croix Chellerais, à la Ménardais, au Taincul et dans la carrière "Pioc". Accessoirement, les ampélites du Membre moyen ont elles-mêmes été entamées par ces exploitations. Sur le flanc sud-est de l'unité de Gahard, quelques fragments d'ampélites à Graptolites et des nodules fossilifères (Nord de la Haute-Chellerais, les Mèliers), confirment les observations de Barrois (1895) et montrent qu'en dépit d'une tectonique vigoureuse, la Formation de la Lande Murée n'y est pas totalement éliminée.

Dans le Synclinal de la Lande d'Ouée, la Formation de la Lande Murée est le plus souvent mal exposée (ampélites à Graptolites du Wenlock dans l'ancienne tranchée du tramway au Nord du Saule, au Nord de la Cour Séot et dans un puits à Tournebride, près de Gosné). Seules les anciennes carrières du Moulin d'Ouée montrent encore les quartzites du Membre inférieur, mais les ampélites n'apparaissent pas au sein de ces quartzites, relativement épais (15 m environ).

Lithologie et pétrologie. Les quartzites du Membre inférieur, en bancs massifs, et de puissance variable (quelques mètres à 15 mètres environ selon les localités), représentent des quartz-arénites. Fréquemment injectés de filonnets de quartz, ils sont très pyriteux et, dans certains cas, contiennent un pigment organique assez abondant.

Les ampélites se présentent sous divers aspects. Ces sapropélites sont en général grossièrement stratifiées dans le Membre inférieur, où elles constituent des intercalations (variables de par leur nombre et leur puissance) au sein des quartzites. Dans une matrice chlorito-sériciteuse, extrêmement riche en carbone (kérogène et matière organique figurée : Acritarches, Chitinozoaires, Sporomorphes, Graptolites, cuticules diverses), on observe de rares grains de quartz (inférieurs à 30 μm) et des muscovites (abondantes sur certains plans de stratification). De fortes concentrations en vanadium, rubidium et strontium (cf. analyses chimiques) ont été relevées dans ces sapropélites (Dabard & Paris 1986). Dans le Membre moyen, où l'on reconnaît quelques intercalations gréseuses à matrice charbonneuse, les ampélites se débitent en minces feuillets. Les minéraux figurés (quartz et micas), ne dépassant guère une quinzaine de microns, sont noyés dans une matrice argileuse où la fraction macérale est très abondante, la proportion de silice y étant toutefois importante (supérieure à 75 %). Dans ce matériel, le vanadium peut être abondant, notamment lorsque la roche est très altérée (plus de

3 000 ppm de vanadium dans la carrière à l'Ouest de Saint-Médard-sur-Ille) (cf. Dabard & Paris 1986).

La lithologie change quelque peu dans le Membre supérieur, uniquement exposé au Sud du Taincul, sur les hauteurs surplombant la route du Val. De petits bancs gréseux prennent place dans ces sapropélites où l'on distingue par ailleurs divers nodules, parfois carbonatés, le plus souvent siliceux ("sphéroïdes"). La composition chimique de ces ampélites traduit un changement sensible par rapport aux faciès précédents : elles montrent un net enrichissement en alumine (environ 30 %), par rapport à la silice (50 % environ).

Faune, microfaune et attributions stratigraphiques. Le Membre inférieur ne livre pratiquement que des Graptolites. Parmi les 35 formes récemment identifiées dans ce matériel (Paris, Rickards & Skevington 1980), certaines espèces, telles *Monograptus pseudobecki*, *M. planus*, *M. runcinatus*, *M. marri*, *M. proteus*, *Pristiograptus nudus*, *P. regularis* ainsi que *Petalograptus palmeus*, *P. altissimus* et *Pseudoclimacograptus* sp., indiquent la partie supérieure de la Zone à *M. turriculatus*. Cette zone de Graptolite du Llandovery supérieur est la plus ancienne qui ait pu être identifiée dans le Synclinorium du Ménez-Bélaire. Elle a été reconnue dans la carrière "Pioc" et dans la carrière du Rocher, près d'Andouillé-Neuville (Niveau 1 de Kerforne 1902).

Au-dessus se trouve la Zone à *M. crispus*, mal individualisée dans le gisement du Teilleul (*M. rickardsi*, *M. proteus*, *Monoclimacis* sp., *Retiolites genizianus*). La Zone à *Monoclimacis griestoniensis*, dernière zone de Graptolite du Llandovery supérieur identifiée dans la région, a été reconnue dans les niveaux 2 et 3 de la carrière du Rocher. Outre l'espèce index, on y trouve notamment, *Monograptus spiralis*, *M. proteus*, *M. discus*, ainsi que *Retiolites genizianus genizianus* et *R. g. angustidens*. Des fragments d'Eurypterides et un microplancton de Chitinozoaires et d'Acritarches accompagnent ces Graptolites.

La faune graptolitique du Membre moyen n'a pas été révisée récemment. On y connaît des niveaux avec *Monograptus riccartonensis*, *Pristiograptus dubius* ..., représentant la partie inférieure du Wenlock (mais non sa partie basale). Ces Graptolites sont accompagnés par des Brachiopodes (*Eocoelia* sp.) et des Bivalves à test extrêmement fin (formes épipélagiques ?) ainsi que par des fragments d'Euryptérides. Des surfaces d'accumulation identiques s'observent également dans les niveaux plus récents du Wenlock, où l'on recueille *Cyrtograptus lundgreni*, *P. dubius*, *P. armoricanus*...

Dans le Membre supérieur la macrofaune se diversifie, tout en conservant un caractère pélagique pour la plupart des formes présentes. Les niveaux fossilifères livrent les Graptolites du sommet du Ludlow (*Monograptus haupti*, *Linograptus postumus* ...), des grands Ostracodes ("Bolbozoe"), des Céphalopodes orthocônes, des Céратиocarides, des fragments d'Eurypterides, des Brachiopodes, des Bivalves (*Pterochaenia* ? sp., *Pterinopecten* sp. ...), et quelques articles de Crinoïdes (nodules calcareux). On remarquera que les termes du Ludlow inférieur, non exposés, n'ont donc pu être caractérisés paléontologiquement.

L'ensemble de la faune de la Formation de la Lande-Murée indique un milieu confiné, très défavorable au développement des organismes benthiques. Seules les formes pélagiques ou épipélagiques (fixées à des corps flottants) ont pu proliférer dans les couches marines les plus superficielles, là où l'oxygène

ne faisait pas totalement défaut. Le développement de ces faciès euxiniques ne semble pas lié ici à une profondeur importante du milieu de dépôt. En effet, dans la mesure où une phase d'émersion précède la mise en place de ces sapropélites, on est contraint d'admettre, au moins au premier stade de la transgression (Llandovery supérieur), l'existence d'un environnement littoral. On peut dès lors imaginer que les sédiments sapropélitiques se sont mis en place dans un milieu très calme : baies protégées vers le large par des hauts fonds sableux ; régions déprimées, périodiquement envahies par la mer (ce qui pourrait expliquer l'absence de certaines zones de Graptolites). Toutefois, dans la mesure où ces dépôts noirs sont connus sur toute la frange nord gondwaniennne, on peut également invoquer une stratification persistante des eaux marines, éventuellement induite à l'origine par la fonte de l'inlandsis saharien.

53b-4. **La Formation du Val. (Ludlowien ? - Pridoli).** Puissance estimée à 250 mètres dans la localité type. Cette formation n'avait pas été individualisée dans les travaux cartographiques anciens. Elle était soit ignorée, soit rattachée à un ensemble appelé "schistes et quartzites" dans la terminologie locale (cf. historique in Paris 1977, p.80). La coupe type se situe près du village du Val, sur la rive sud du Couesnon (Gahard).

Les affleurements. En dépit de sa nature essentiellement silto-argileuse, la Formation du Val, occupant les dépressions topographiques entre les crêtes gréseuses de l'Ordovicien supérieur et du Dévonien inférieur, affleure relativement bien. Des replis secondaires sont localement à l'origine de sa grande extension cartographique (Bois de Chinsève et de Borne).

Dans le Synclinal de Gahard, les premiers indices apparaissent au Nord de Meslier, ainsi que dans un puits et des drainages immédiatement à l'Est du Tertre (NE de Vignoc). On retrouve la formation au Sud de la Guéhardière, autour de la Chapelle Sainte-Anne, au Sud et à l'Est (D 106) de Saint-Médard-sur-Ille et surtout, dans la tranchée de la voie ferrée à l'Ouest de Heuzé où elle est exposée sur une centaine de mètres. Plus à l'Est, un repli synclinal, occupé par les grès du Dévonien inférieur, provoque un dédoublement cartographique de la formation. La bande nord est bien exposée au Sud-Est de Haut-Launay, le long de la D 221, au Sud-Est du Château de la Magnane et au Sud-Ouest de Princé. La bande sud affleure largement dans les chemins autour de la Lande, la Corbière, les Fouteaux. On l'observe encore dans des fondations au Clairay, dans les drainages d'une dépression au Nord de Thorial et de la Pilais, dans la tranchée de la N 776 au Nord de Saint-Aubin-d'Aubigné. Les indices dans le Bois de Chinsève sont en revanche très limités (Nord du Pont des Planchettes). Une troisième bande (repli anticlinal) serait représentée par les affleurements de la Piletère et de la Boujardaie (Ouest de Saint-Aubin-d'Aubigné). Dans l'extrémité est du Synclinal de Gahard, la Formation du Val se réduit à une bande cartographique unique (affleurements le long des routes à Bornes, Ville Noble, le Val Joie, La Perdrolais, Aleron, les Viviers ; drainages dans la vallée entre la D 92 et la D 794). La formation est très largement exposée entre la Roche-Chaude et le Val (localité type). En revanche sur le flanc sud-est de la structure, seuls quelques petits lambeaux de cette formation ont pu être identifiés dans la tranchée du téléphone, immédiatement au Nord de la Haute-Chellerais et au Gros Chêne.

Cette Formation du Val affleure mal dans le Synclinal de l'étang d'Ouée (tranchée du téléphone à l'Est de l'Aulnerais ; environs de la Meilletais, bords du ruisseau à Graffard, adduction d'eau à la Ripotièrre).

Le Silurien n'existe pas dans la portion du Synclinal de Liffré exposé sur la feuille. Il était d'autre part inconnu dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille. Les travaux cartographiques réalisés dans le cadre du lever de cette feuille ont cependant permis d'identifier la Formation du Val dans l'unité de Saint-Germain-sur-Ille, modifiant de ce fait la cartographie antérieure. Elle y est tout à fait caractéristique et de surcroît livre une faune et microfaune du Pridoli. Les schistes observés dans la tranchée d'adduction d'eau de Chemin-Herbu appartiennent vraisemblablement à la formation qui est très bien exposée dans le lit du ruisseau et dans la tranchée de la route au Nord-Ouest de Bouessay, et le long du canal, entre l'écluse de Bouessay et Bois-Marie. Vers l'Est du canal, elle est également bien représentée dans la tranchée de la voie ferrée, autour du Mesnil Aliet, et surtout dans le lit du ruisseau de la Moutonnais, où l'on distingue des plis décimétriques dans les niveaux gréseux. Tout cet ensemble était antérieurement attribué au Carbonifère. La Formation du Val affleure d'autre part au Sud du Quenon et le long de la D 26, jusqu'à la Gaudinais. Des excavations, à la Chaise, livrent des schistes microfossilifères qui, sans ambiguïté, appartiennent encore à la Formation du Val.

Lithologie et pétrographie. La Formation du Val comprend des siltstones micacés de teinte gris sombre à noir, dans lesquels s'intercalent des bancs gréseux lenticulaires, généralement peu puissants. Par altération, les sédiments argileux prennent une teinte gris verdâtre, tout à fait caractéristique. Localement des horizons de mudstones noirs apparaissent dans la formation (surtout dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille). Ce matériel contient de rares grains de quartz (quelques dizaines de microns) et de muscovite noyés dans une matrice chlorito-sériciteuse où s'est développé un fin feutrage de rutile. Dans les siltstones, on retrouve les mêmes constituants minéralogiques ; les grains de quartz (jusqu'à 150 μm) et de muscovite sont toutefois bien plus grands. En fait ces siltstones montrent fréquemment une alternance de fines lamines de wackes quartzieuses et de siltstones véritables.

Le matériel gréseux se présente sous deux faciès principaux. Le premier type correspond à de petits bancs gréseux verdâtres, constitués de lamines entrecroisées. Il s'agit de wackes quartzieuses à matrice chloriteuse. Les grains de quartz, mal classés, ont des contours anguleux (dimensions variant de 50 à plus de 250 μm). Certains grains évoquent des quartz volcaniques (esquilles, golfes de corrosion ?). Ces bancs de grès chloriteux, riches en grosses muscovites sédimentaires, dépassent rarement quelques centimètres d'épaisseur ; de plus ils sont lenticulaires. Ils traduisent un accroissement du niveau d'énergie dans le milieu de dépôt (déplacement de petites rides sableuses).

Le second type, de teinte claire, se présente en bancs pluridécimétriques (tranchée de Heuzé, Nord de Saint-Aubin-d'Aubigné, Nord de la Roche-Chaude ...) et se place généralement vers le sommet de la formation. Ces wackes quartzieuses (quartz anguleux dans une matrice séricito-chloriteuse), profondément bioturbées, livrent quelques macrofossiles.

Faune, microfaune et attribution stratigraphique. La Formation du Val ne renferme qu'une macrofaune peu diversifiée et rare. Des Graptolites ont été recueillis dans le gisement de la Chapelle Sainte-Anne, dans la tranchée de Heuzé et, dans le bois surplombant l'Ille, à l'Ouest de Mesnil-Aliet. Il s'agit de *Pristiograptus* sp. gr. *dubius*, dont la morphologie suggère un âge ludlovien supérieur à pridolien inférieur. Des fragments de Trilobites (*Calymenidae* ? et

Homolonotidae) et de Céратиocarides, ainsi que des articles de Crinoïdes et des Céphalopodes orthocônes, ont d'autre part été récoltés dans des lentilles, au sein des niveaux gréseux clairs (tranchée de Heuzé, Ouest de la Lande, Nord de Saint-Aubin-d'Aubigné ...).

Ce sont en fait les microfossiles qui apportent le maximum d'informations biostratigraphiques. La Formation du Val livre en effet de riches assemblages de spores, Acritarches, Chitinozoaires et Scolécodontes (Le Tertre, La Quéhardière, Chapelle Sainte-Anne, Heuzé, la Ménardais, le Val, Bouessay, le Mesnil-Aliet, Sud de Quenon, la Gaudinai, la Chaise, Graffard ...). La présence simultanée des Chitinozoaires *Urnochitina urna* et *Pterochitina perivelata* (abondant) indique le Pridoli inférieur pour le matériel de Heuzé (Paris 1981). Cet âge concorde parfaitement avec la présence de *Cymbosphaeridium pilaris*, taxon dominant dans l'assemblage d'Acritarches. Pour l'instant le toit de la formation n'a pu être daté avec précision.

d_{1a}. Formation de Gahard. (Lochkovien inférieur. Gédinnien inférieur). Puissance estimée à 450 m environ. Des considérations historiques ont conduit à conserver ce nom de formation, bien qu'à l'évidence la région de Gahard n'offre pas de véritables coupes ni même d'affleurements susceptibles de montrer les caractères lithologiques de l'ensemble de la formation. Dans l'ancienne terminologie régionale, le terme de «Grès de Gahard» ne désignait en fait que la partie supérieure de la formation, telle qu'elle est conçue actuellement (grès blancs fossilifères de la Boé par exemple). Ce sont des impératifs cartographiques qui ont conduit à étendre la formation aux grès blancs sous-jacents, ainsi qu'aux alternances gréso-argileuses surmontant la Formation du Val. Le nombre trop limité des affleurements disponibles, n'a pas permis d'établir une cartographie précise de chacun de ces 3 faciès, qui seront donc considérés comme des membres de la Formation de Gahard.

Les affleurements. La formation est actuellement limitée aux synclinaux de Gahard et de l'étang d'Ouée.

Le Membre inférieur a pu être observé en diverses localités du Synclinal de Gahard, en contact ou à proximité de la Formation du Val (Ouest de la Bouffetière, le Gris Pelin, la Chauvinère, Nord de l'étang de Saint-Aubin-d'Aubigné, Beau Soleil, Aleron, La Roche-Chaude, les 2 rives du Couesnon près du Moulin-aux-Moines ...). Dans le Synclinal de l'étang d'Ouée, ce Membre inférieur affleurerait dans la tranchée du téléphone, à l'Est de l'Aulnerais, et se trouve exposé près du Moulin de Graffard. Aucune coupe ne permet de fixer précisément la puissance de ce Membre inférieur, qui doit approcher une centaine de mètres.

Le Membre moyen (de l'ordre de 300 m de puissance) constitue l'essentiel de la formation. Dans le Synclinal de Gahard, il arme les crêtes topographiques qui s'étendent du Bois de Cranne au Couesnon, mais aussi de Saint-Médard-sur-Ille à Andouillé-Neuville (repli synclinal) et de la Boé à la Foulerie (repli anticlinal). Les indices de surface sont extrêmement nombreux (blocs fossilifères) ; les véritables affleurements sont en revanche plus rares (la Teillais, carrière et adduction d'eau à la Bruyère, carrière au Nord de Flux, excavations autour de Marylande, tranchées au Sud de Montanel, carrière au bord de l'étang de Saint-Aubin-d'Aubigné, adduction d'eau à la Clossais et de la Lande de Gahard à la Penaudais, carrières de la Boé, du Nord et de l'Est de la Lézais, et carrière du Moulin-aux-Moines). Dans le Synclinal de l'étang d'Ouée, ce Membre moyen a uniquement été exploité dans une carrière au Sud

de l'Epine. Il est largement développé au Nord d'Ercé-près-Liffré et a été recoupé par la tranchée de téléphone entre la Lande-Honorée et le Nord de Bon-Air. Des blocs fossilifères parsèment la surface du sol dans tout ce secteur.

Le Membre supérieur a une puissance réduite (quelques dizaines de mètres). Il s'agit d'un grès pulvérulent, uniquement connu le long de la route à Bois-Renault (où il se trouve en contact avec les schistes de la base de la Formation de Bois-Roux), à la Thébaudais et dans la tranchée de la voie ferrée, près de Bois-Marie. Les petits blocs de grès rubéfiés, recueillis dans le carrefour au Nord-Ouest de l'Aubriais, appartiennent également à la partie terminale de la Formation de Gahard.

Lithologie et pétrographie. La limite entre les Formations du Val et de Gahard n'est pas bien tranchée. La base du Membre inférieur de la Formation de Gahard a donc du être placée conventionnellement. On admet que ce membre débute par les bancs arénacés, de teinte grisâtre à blanchâtre et à interlits silteux noirs, qui surmontent les siltstones micacés à petites intercalations gréseuses de la Formation du Val. Ces grès clairs, en bancs pluridécimétriques, sont généralement profondément bioturbés (activité endichniale et épichniale). Des niveaux quartziteux brun verdâtre à ocre s'observent d'autre part dans ce Membre inférieur.

Le Membre moyen voit un net développement des arénites quartzueuses de teinte claire (grains de quartz émoussés de 150 à plus de 500 μm , matrice absente ou rare). Des grès noirs (quartz de 50 à plus de 100 μm , muscovite, rares éléments lithiques, matrice carbonée) existent localement. Les affleurements ne permettent pas d'observer les interlits argileux qui existent vraisemblablement dans cette succession, renfermant d'autre part des niveaux ferrugineux (quelques décimètres d'épaisseur). L'un d'entre eux, exposé dans la carrière du Moulin-aux-Moines et au Sud de la Foulerie, correspond à un grès chloriteux (quartz rond ou anguleux dépassant parfois 500 μm ; ciment chloriteux s'agencant par endroits en oolithes ; plages de collophanite). Les phénomènes de phosphatisation paraissent liés à une activité organique de type endichniale. La position de cet horizon ferrugineux n'a pu être établie de façon très précise au sein de ce Membre moyen.

L'altération trop importante des grès fins du Membre supérieur n'a pas permis de déterminer la nature chloriteuse ou carbonatée du ciment.

Faune, microfaune et attribution stratigraphique. La macrofaune du Membre inférieur de la Formation de Gahard se limite à quelques Céphalopodes orthocônes et à des articles de Crinoïdes. Les intercalations plus argileuses contiennent en revanche des assemblages de microfossiles organiques (Acritarches, Chitinozoaires, spores).

Le Membre moyen est particulièrement fossilifère mais d'une façon générale, la faune, rassemblée dans des niveaux d'accumulation, se présente en assemblages peu diversifiés, voire monospécifiques. Dans certains cas les coquilles n'ont pratiquement pas subi de transport (valves des Brachiopodes et des Bivalves en connection).

Plusieurs types d'associations sont observés. Dans la partie basse de ce Membre moyen coexistent de grands Bivalves (*Grammysia armorica*) et des Crinoïdes (*Dimerocrinites lanveocensis*). D'autres niveaux fossilifères montrent des accumulations monospécifiques de Brachiopodes (*Platyorthis*

monnieri) ou de Bivalves (*Grammysia armorica*). On récolte également divers Brachiopodes (*Howellella mercurii*, *Meristella renaudae*, *Hollardina plana*, *Mclearnites* (*Mclearnitesella*) *lecaroensis*, *Proschizophoria maillieuxi*, *Schizophoria runegatensis*, *Nutationella sarrobi*, "*Camarotoechia*" *thebaulti* ...), ainsi que des Trilobites (*Acastella heberti* et des Homalonotidae), des Gastéropodes et de rares Tabulés, dans ce Membre moyen de la Formation de Gahard. Vers sa partie supérieure, la tranchée d'adduction d'eau de Bois-Renault a par ailleurs livré des Bivalves (*Actinopteria gr. intermedia* et *Leiopteria gr. pseudolaevis*). Un abondant paléoplancton à Acritarches (*Cymbosphaeridium pilaris*, ...), Chitinozoaires (*Cingulochitina ervensis*, *Margachitina catenaria* ...) et spores, a été recueilli dans des grès ferrugineux de la carrière du Moulin-aux-Moines (Paris 1981).

Le Membre supérieur, bien que rarement exposé (Bois-Renault, Bois-Marie), contient une macrofaune assez diversifiée (*Acastella heberti*, *Howellella mercurii*, *Platyorthis monnieri* ... et de nombreux Bryozoaires). Les blocs gréseux pulvérulents et rubéfiés, récoltés dans le carrefour au Nord-Ouest de l'Aubriais, en plus des faunes précédemment citées, livrent de grands Homalonotidae (*Trimerus* sp.) et des Tabulés (*Cleistopora geometrica*).

L'ensemble de la macrofaune de la Formation de Gahard appartient au Gedinnien inférieur. Dans la terminologie chronostratigraphique actuellement en vigueur, la Formation de Gahard se place d'autre part dans le Lochkovien. Bien que les éléments de corrélation directe avec les stratotypes bohémiens fassent défaut (absence de Graptolites et de Conodontes dans nos faunes), il semble bien que le sommet de la formation n'atteigne pas la partie supérieure du Lochkovien et qu'elle recouvre approximativement la Zone à *Monograptus uniformis*. Cette attribution stratigraphique est corroborée par l'âge des premiers termes de la formation sus-jacente (cf. Morzadec & Paris 1976). On notera enfin que l'extrême base de la Formation de Gahard pourrait appartenir au sommet du Pridoli.

Les microfossiles organiques n'apportent pas, pour l'instant, de précisions sur la position des niveaux microfossilifères, au sein du Lochkovien.

d_{1b-3a}. **La Formation de Bois-Roux. (Lochkovien - Emsien basal)** (Puissance totale estimée à 300-350 mètres environ). Le terme de Formation de Bois-Roux a été retenu pour des raisons historiques, bien que les «schistes et calcaires de Bois-Roux» des anciens auteurs (cf. Renaud 1942) ne représentent en réalité que la partie moyenne de la formation. L'extrême rareté des affleurements de calcaire n'autorisant pas un tracé fiable de leur extension, les impératifs cartographiques ont en effet conduit à regrouper dans la Formation de Bois-Roux, un ensemble composite de siltstones, calcaires, grès calcareux et wackes quartzieuses compris entre le toit de la Formation de Gahard et la base de la Formation de la Foulerie. Trois membres sont cependant distingués (Membre inférieur, Membre des calcaires de Bois-Roux, Membre de l'Aubriais) afin de traduire cette diversité lithologique dans les affleurements les plus favorables.

Les affleurements. Aucune coupe n'exposant la totalité de la formation, il n'a donc pas été possible de proposer une localité type précise. Cependant, dans la région de référence (partie est du Synclinorium de Gahard), une coupe type a été retenue pour chacun des trois membres de la formation.

Le Membre inférieur. Il n'est représenté à l'affleurement que dans la localité de Bois-Renault, à l'Est des derniers niveaux gréseux de la Formation

de Gahard. Sa puissance réelle est inconnue mais doit être de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

Le Membre moyen (= "schistes et calcaires de Bois-Roux"). Sa puissance est estimée à une quarantaine de mètres. La localité type, correspond à la célèbre carrière de Bois-Roux, en Saint-Aubin-d'Aubigné (Est de cette ville), est aujourd'hui totalement ennoyée. Exploitée jusqu'en 1914, cette carrière entamait un ensemble de bancs calcaireux à faible pendage (plongement vers le SE de 20 à 30°). Ce Membre moyen a également été exploité au Nord du village de la Lézais, ainsi que dans la carrière des Tressardières et dans plusieurs excavations situées à l'extrémité ouest de la Forêt de Haute-Sève (Est de la D 92). Il s'agit là des seuls affleurements de ce Membre moyen.

Le Membre supérieur (= Membre de l'Aubriais). Beaucoup plus puissant (200 à 250 m) environ que les membres précédents, c'est également le mieux représenté à l'affleurement. Les caractères lithologiques essentiels peuvent s'observer au Nord de l'Aubriais et dans une coupe voisine (chemin creux joignant la Barillais au Riclon). Au Nord et à l'Est de cette localité type, le Membre de l'Aubriais a pu être observé dans des tranchées temporaires (route de la Lézais à la Foulerie ; carrefour des D 92 et 23, au Nord des Tressardières ; tranchée d'adduction d'eau, au Nord des Marettes ; tranchée du téléphone à l'Est de la Tournerie) mais également dans divers affleurements (sortie sud du bourg de Gahard, la Gerbaudais, Nord de la Berthais, Ouest de la Foulerie ...). Ce Membre de l'Aubriais n'apparaît plus à l'affleurement au Nord de Gahard. Vers l'Ouest, en revanche, il est connu à la Mousse (Est de Saint-Aubin-d'Aubigné), dans la tranchée de la voie ferrée, au Sud de Bois-Marie ainsi que le long du canal (Sud de la Bruyère).

Lithologie et pétrographie. Le Membre inférieur est constitué de siltstones sombres, sans caractères pétrographiques particuliers. Quant au Membre moyen, sa lithologie est difficile à appréhender à partir des seuls affleurements actuellement disponibles. Les documents anciens fournissent cependant quelques informations sur la stratonomie dans la carrière de Bois-Roux où des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires bioclastiques noirs et fétides alternent avec des niveaux marneux. Des interlits de siltstones et mudstones noirs existent par ailleurs dans cette succession à dominante carbonatée.

La lithologie du Membre de l'Aubriais est mieux connue. Il s'agit d'un ensemble silteux à nombreuses intercalations décimétriques de wackes quartzieuses, de psamites, de grès à ciment calcaireux, voire de grès quartziteux à lamines. Vers le sommet de la succession, on note un horizon arénacé de quelques mètres d'épaisseur, sans stratification bien exprimée. Il s'agit de wackes quartzieuses (quartz anguleux mal classés, variant de 30 à plus de 150 µm, muscovite abondante, orthose et plagioclases présents, mais assez rares) à matrice chlorito-sériciteuse abondante. Le Membre de l'Aubriais se termine par environ 5 mètres de grès fins à débit en plaquettes. L'ensemble de ce membre présente des caractéristiques de dépôts peu profonds, fortement et périodiquement soumis à l'action des vagues (nombreuses figures sédimentaires).

Faune, microfaune et attribution stratigraphique. Aucune donnée paléontologique n'est actuellement disponible pour le Membre inférieur de la Formation de Bois-Roux et en toute rigueur il n'est donc pas possible de lui fixer un âge précis. Le Membre des "calcaires de Bois-Roux" est en revanche extrêmement

fossilifère et renferme des Trilobites, Ostracodes, Brachiopodes, Bivalves, Gastéropodes, Crinoïdes, Tentaculites, Polypiers, Bryozoaires ... A. Renaud (1942) donne une liste très complète des Brachiopodes dont les plus significatifs sont *Athyris undata*, *Brachyspirifer rousseaui*, *Acrospirifer rouaulti*, *D. (Davoustia) davousti*, *Ch. (Pleurochonetes ?) oehlerti*, *P. (Celtanoplia) boblayi*... (révision récente des Chonetacea par Racheboeuf, 1981 et des Spiriferidae par R. Gourvenec, 1987). Un seul Crinoïde : *Thylacocrinus vannioti* a pu être identifié dans ce Membre moyen (Le Menn 1985). Il s'agit d'une forme du Siegenien inférieur (Praguien inférieur).

Le Membre supérieur livre également une faune très abondante, souvent rassemblée dans des lits d'accumulation. Les Brachiopodes et les Crinoïdes sont largement dominants dans les assemblages. Parmi les Chonetacea, Racheboeuf (1981) cite *Ch. (Pleurochonetes ?) aulnensis*, *Ctenochonetes aremoricensis*, *P. celtanoplia ervensis*. Chez les Crinoïdes, les biozones à *Laudonomphalus seillouensis*, *Diamenocrinus primaevus* et *Seilloucrinus verneuli* ont pu être identifiés (Le Menn 1985), montrant que le Membre de l'Aubriais constitue un équivalent latéral des Formations de Montguyon (Synclitorium de Laval) et du Faou (Synclitorium de Châteaulin). Comme ces deux unités, le Membre de l'Aubriais atteint l'Emsien inférieur, où l'on note une diversification des Brachiopodes (divers Spiriferidae et Leptaenidae) et un développement des Bryozoaires (gisement de l'Aubriais).

Un abondant paléoplancton à Acritarches, Chitinozoaires et spores a d'autre part été extrait des intercalations silto-argileuses de la tranchée d'adduction d'eau, au Nord de la Lézais. Cette succession a permis de définir la biozone d'acmé de *Bulbochitina bulbosa*, Chitinozoaire caractérisant la partie supérieure du Membre de l'Aubriais (Paris, 1981).

d_{3b}. Formation de la Foulerie. (Emsien inférieur supérieur). (Puissance de l'ordre de 50 à 70 m). Cette formation a été définie près de la ferme de la Foulerie, à partir des affleurements des talus de la route et des données recueillies dans une tranchée temporaire voisine ("tranchée de la Lézais" ; cf. Morzadec, Paris & Racheboeuf coord. 1981).

Les affleurements. La plupart se situent au Sud de Gahard (coupe de la route au Nord-Ouest de Pré-Nouveau ; adduction d'eau au Nord des Marettes, puits à la Rosière ; "tranchée de la Lézais" ; bord du Riclon au Sud de la Barillais ; tranchée du téléphone à la Tournerie). Un dernier affleurement existe à la Mousse, à l'Est de Saint-Aubin-d'Aubigné.

Lithologie et pétrographie. La Formation de la Foulerie correspond à des mudstones et siltstones gris-noir, prenant par altération une teinte vert-olive, tout à fait caractéristique. Quelques rares passées gréseuses centimétriques, des nodules silico-argileux et de petits horizons à "billes" phosphatées sont connus dans cet ensemble argileux très homogène, correspondant le plus souvent à un milieu de dépôt très calme.

Faune, microfaune et attributions stratigraphiques. La macrofaune est généralement rassemblée sous la forme de poches et de lits d'accumulation lenticulaires. Les principaux groupes (Trilobites, Ostracodes, Brachiopodes, Polypiers, Crinoïdes, Tentaculites ...) y sont représentés. Un travail récent (cf. Morzadec, Paris & Racheboeuf coord. 1981) fournit une liste très complète de cette macrofaune dont de nombreuses espèces s'observent dans la formation sus-jacente (ex. *Arduspirifer arduennensis arduennensis*, *Arduspirifer* sp. e. g.

mosellanus, *Leptaena dicax*, *Plicanoplia carlsi*, *Boucotstrophia minor*, *Pr. (Protodouvillina) taeniolata*, *Schizophoria vulvaria*, *Isorthis (Tyersella) tetragona*, *Asperocrinus minimus*, *Pterinocrinus tenuibrachiatus*, ...). Chez les Trilobites, en revanche, certaines espèces restent cantonnées à la Formation de la Foulerie (*Kayserops brevispinosus*, *Rheenops lethaeae*) et chez les Crinoïdes, *Diamenocrinus florens* ne dépasse pas non plus le sommet de la formation. L'ensemble de cette faune permet d'attribuer un âge Emsien supérieur au sommet de la Formation de la Foulerie, qui débute dans l'Emsien inférieur.

Les dépôts argileux calmes de cette unité lithologique sont favorables à la conservation du paléoplancton qui comprend des Acritarches, des Chitinozoaires (*Bursachitina ricolonensis*, *Angochitina* pl. sp., *Gotlandochitina* sp.) et des spores, que l'on retrouve d'ailleurs dans la formation sus-jacente (*Leiotriletes*, *Retusotriletes goensis*, *Dibolisporites echinaceus* ...).

d_{3c}. **Formation des Marettes. (Emsien supérieur).** Puissance estimée à 150 mètres environ.

Affleurements. Cette formation affleurant extrêmement peu, il a fallu réaliser une tranchée afin de pouvoir en faire une étude exhaustive ("tranchée de la Lézais" entre cette localité et le ruisseau de Mal-Chaussée ; cf. Morzadec, Paris & Racheboeuf 1973). Le Membre inférieur apparaît dans les talus de la D 92 et dans un puits au Sud de Pré-Nouveau, tandis que le sommet de la formation subaffleure au Sud des Marettes.

Lithologie et pétrographie. La Formation des Marettes comprend un Membre inférieur constitué de 50 m de calcaires biomicritiques gris à noir (calcaires packstones, wackestones et rares bancs de calcaires grainstones), en bancs décimétriques, séparés par des interlits ou des niveaux argileux gris noirs. Ce matériel s'est déposé dans un milieu de plate-forme externe, sous une profondeur d'eau faible, mais échappant généralement à l'action des vagues (Pelhate 1981).

Le Membre moyen correspond à un ensemble argileux monotone (mudstones et siltstones gris-noir) de près d'une centaine de mètres d'épaisseur. On y observe de nombreux nodules ovoïdes parfois gréseux, le plus souvent silico-argileux. Le contact entre ces dépôts argileux et le Membre supérieur n'a pu être observé.

La partie supérieure de la Formation des Marettes montre quelques dizaines de mètres de siltstones et mudstones calcareux où s'intercalent des bancs irréguliers de calcaires argileux de teinte sombre. Bien que déposés sous une faible tranche d'eau (présence de "Receptaculites") l'énergie du milieu de dépôt était peu élevée (Trilobites généralement entiers).

Faune, microfaune et attribution stratigraphique. La macrofaune est extrêmement abondante et diversifiée dans le Membre inférieur. En plus des formes déjà présentes dans la Formation de la Foulerie (cf. supra), on peut citer des Trilobites (*O. (Otarion) gaultieri*, *P. (Phacops) oehlerti*, *Kayserops gahardensis* ...), des Brachiopodes (*Quadrithyris* aff. *tiro*, *Atrypa* cf. *westfalica*, *Sieberella sieberi rectifrons*, *Stenorhynchia nympa*, *Uncinulus suborbignyianus*, *Anoplothea venusta*, *Uncinulus pila*, *Nucleaspira lens*, *Eodevonaria* cf. *melonica*, *D. (Luanquella) henryi*, *P. (Plicanoplia) alani*, *Crinistrophia (D.) filifer*), de nombreuses espèces de Bryozoaires, des Polypiers (*Procteria*

(*Granulidictium*) sp., *Paracleistopora intermedia*, *Adradosia barroisi simplex*, *Combophyllum oehlerti* ...), des Dacryoconarides et des Ostracodes. Un plastron de Poisson Placoderme a d'autre part été recueilli dans ces calcaires.

Les microfossiles organiques sont abondants et très diversifiés dans toute la formation. Outre des Acritarches, le matériel livre en effet des Chitinozoaires (*B. riclonensis*, *Ancyrochitina lezaisensis*, *Gottlandochitina maretensis*, *G. racheboeufi* ...) (cf. Paris 1981) et des spores. Les Conodontes en revanche sont plus rares et peu diversifiés (*Icriodus corniger ancestralis*). L'ensemble de la macrofaune et des microfossiles indique sans ambiguïté un âge Emsien supérieur pour toute la formation.

d_{4-6a}. **Formation de la Potinais. (Eifelien - Frasnien inférieur).** Puissance inconnue mais supérieure à 100 m. Cette formation composite regroupe l'ensemble des terrains compris entre le sommet de la Formation des Marettes et la base de la Formation de la Rabine. Aucune coupe, même partielle, ne permet d'établir la succession lithologique véritable. C'est donc à partir de données biostratigraphiques dispersées, provenant de gisements ponctuels, que cette formation sera reconstituée.

Les affleurements. C'est autour du village de la Potinais (tranchées et berges des étangs à l'Ouest du village, fossés au carrefour de la route du Cormier) qu'ont été rassemblées les premières données sur cette formation. Récemment des informations complémentaires ont été obtenues dans la tranchée du téléphone le long de la D 92, à l'Est du Bois de Saint-Fiacre (cote 59 et lit du Riclon au Sud de la cote 55). D'autres affleurements existent encore dans la dépression située à l'Ouest du Riclon.

Lithologie et pétrographie. La majeure partie de la formation est constituée de sédiments argileux sombres (siltstones et mudstones). Vers la partie moyenne, il existe cependant un petit épisode arénacé (arénites quartzes et wackes quartzes riches en muscovites), rappelant les caractères lithologiques du Membre de l'Aubriais (roche verdâtre à brune, débit prismatique, lits d'accumulations de fossiles). A la partie supérieure de la formation, les nodules deviennent localement abondants. Les uns sont gréseux ou gréso-argileux, d'autres sont calcaireux ; leur taille varie de quelques centimètres à plus d'un décimètre.

Faune et attributions stratigraphiques. Les fossiles sont essentiellement conservés dans des nodules et dans les niveaux gréseux (lits d'accumulation). Localement (tranchée d'écoulement vers le Riclon, à 750 m au Sud de la Masure), la faune est dispersée dans la masse des siltstones ou rassemblée en petites "poches" d'accumulation. Les assemblages, assez peu diversifiés, comprennent de rares Trilobites, divers Brachiopodes (*Chonetacea*, *Spiriferidae*, *Atrypidae* ...), quelques *Goniatites* et Bivalves, et surtout des Crinoïdes, très abondants par endroit (Columnales de diverses espèces et rares calices de *Haplocrinites*). Des Dacryoconarides (*Styliolina* sp.) et des Bryozoaires complètent ces assemblages. Parmi les faunes les plus significatives on retiendra *Holynetes musculosus*, Chonetacé de l'Eifelien (Racheboeuf 1981), présent dans les siltstones de la partie inférieure de la formation et accompagné de divers Crinoïdes. Les grès de la partie moyenne livrent *Schyschcatocrinus* (*Schellwienella*) sp., *Devonochonetes* ? sp., *Spinulicosta spinulicosta*, *Schyschcatocrinus* sp. et diverses autres formes évoquant le sommet de l'Eifelien et le Givetien. Les nodules de la partie supérieure de la formation (gisements de la Potinais et du Pont à l'Ouest de la Tournerie) contiennent une faune du

Frasnien inférieur (*Tornoceras* sp., *Striatochonetes ? parisi*, des Productidina, des Bivalves et de très nombreux Dacryoconarides (*Styliolina* et *Costulatostyliolina ?* sp.). Quelques spores, des Acritarches et de rares Chitinozoaires ont d'autre part été recueillis dans cette formation.

d_{6.7}. **Formation de la Rabine. (Frasnien-Famennien).** Puissance de quelques dizaines de mètres.

Affleurements et lithologie. Cette formation, occupant le coeur du Synclinal de Gahard, n'est connue que dans deux localités : dans la tranchée du téléphone, au niveau du pont sur le Riclon (Ouest de la Tournerie) d'une part, et près de la ferme de la Potinais (talus est de la route, avant l'entrée du chemin de Bel-Air) d'autre part. Le caractère très ponctuel de ces deux affleurements ne permet pas d'établir précisément la succession lithologique locale. On sait toutefois que la Formation de la Rabine y débute par des dépôts argileux, fins, très noirs (faciès euxinique). Il est difficile de préciser si les nodules recueillis dans les déblais de tranchée du téléphone proviennent tous de la partie supérieure de la Formation de la Potinais ou si certains appartiennent en fait à la Formation de la Rabine. Dans la localité type (feuille Caulnes à 1/50 000) et plus à l'Ouest (feuille Broons à 1/50 000), on sait que les nodules à Goniatites, Céphalopodes orthocônes et Bivalves sont assez abondants. Il est par ailleurs très probable que les "sphéroïdes siluriens", signalés par Barrois (1895) dans les champs de la Potinais, appartiennent à ce type de concrétions fossilifères, d'âge Frasnio-Famennien. Le sommet de la formation est ici tronqué (érosion et tectonique).

Faune, microfossiles et attributions stratigraphiques. Dans les mudstones noirs la macrofaune est représentée par des Bivalves (*Posidonia venusta*, *Buchiola* sp. ...) et surtout par une multitude de Tentaculites qui constituent de très nombreux lits d'accumulation (plusieurs par centimètre). Une faune similaire s'observe dans certains nodules siliceux qui, de ce fait, pourraient appartenir à la formation (cf. supra). Dans les deux seuls gisements actuellement connus, les Goniatites sont très rares. *Cheiloceras*, genre du Famennien, n'a été identifié que dans le matériel des feuilles voisines, bien que la Formation de la Rabine paraisse atteindre la base du Famennien (cf. Paris *et al.* 1986).

Le microplancton des mudstones noirs comprend les Acritarches, quelques rares Chitinozoaires et des spores ? Ce sont surtout les Algues microscopiques (Tamanacées, Leiosphères) et les Cyanophycés qui prédominent. On remarque l'absence de débris ligneux dans ces premiers niveaux de la Formation de la Rabine. Les microrestes végétaux deviennent pourtant très abondants vers la partie supérieure de cette unité (feuille Caulnes à 1/50 000).

La présence exclusive d'éléments pélagiques et épiplanctoniques dans un contexte général de régression sensible, marque une évolution vers une sédimentation de type confinée (fond marin anoxique). Malgré des apports détritiques terrigènes très limités, il ne semble pas que ce milieu de dépôt soit très distal ; bien au contraire, annonçant "l'exondation bretonne", il se situerait plutôt au voisinage de zones émergées (Paris *et al.* 1986).

h_{1a}. **Formation de l'Huisserie. (Tournaisien).** Puissance estimée à 150 m environ. Cette terminologie, en usage dans le Synclinorium de Laval (Plaine 1976), a été étendue aux dépôts terrigènes et volcanoclastiques de la base du Carbonifère, au Nord de Rennes (cf. Paris *et al.* 1982).

Les affleurements. Ils sont tous regroupés dans le Synclinal de Saint-Germain-Sur-Ille, de part et d'autre de la vallée de l'Ille. Vers l'Ouest, on retiendra les affleurements de Bas-Couyer et des carrières qui se situent en contrebas de ce village. La couverture de loess ne permet pas de suivre la formation au-delà de Couyer et il n'est pas du tout certain qu'elle s'étende vers Breuillet et Fourfan, comme l'avait admis Barrois (1895). A l'Est de l'Ille, les affleurements sont plus nombreux (voie ferrée, le Bois Lambin, les Vignes, la Tremblais, la Bondie, Nord et Est de Quenon) et autorisent un tracé cartographique plus précis de la formation.

Lithologie et pétrographie. Au Nord de Rennes, trois principaux faciès peuvent être distingués dans la Formation de l'Huisserie. A la base, on trouve un épanchement rhyolithique (= blaviérite), épais de quelques mètres, et lié selon toute vraisemblance au filon de microgranite flanquant le synclinal vers le Sud. Au-dessus se développe une centaine de mètres de volcanoclastites, conglomérats, arkoses et wackes quartzieuses admettant quelques intercalations de siltstones et mudstones charbonneux. Le matériel le plus grossier renferme des clastes d'origine et de taille diverses (galets de grès de Saint-Germain-sur-Ille, de roches phanériques, de calcédoine, de "schistes" ...) et des quartz rhyolitiques très abondants. Les feldspaths, pourtant présents dans le microgranite, sont rares dans ce matériel. Les interlits silteux terminent parfois des séquences pluridécimétriques à métriques d'arkoses et de tuffites grossières.

Au-dessus de ce second ensemble, la granulométrie du sédiment décroît de façon très sensible et la partie supérieure de la Formation de l'Huisserie, sur plus de 80 m, n'est plus constituée que de wackes quartzieuses, de siltstones tuffacés et de mudstones. Dans une matrice séricito-chloriteuse, des esquilles de quartz traduisent encore l'origine volcanique d'une partie du matériel détritique. Contrairement aux conceptions antérieures (et adoptées dans la cartographie de la feuille Rennes à 1/80 000), les schistes et grès des environs de Bouessay n'appartiennent pas à la Formation de l'Huisserie. Il s'agit en réalité de la Formation du Val (cf. supra, et Paris *et al.* 1982, p. 22).

Flore et attributions stratigraphiques. Des fragments de végétaux (Calamites, Filicales ...) sont connus de longue date (Bezier 1914) dans les intercalations silteuses et dans les faciès les plus fins du matériel arkosique. On en recueille également dans les grès fins impurs, dans la tranchée de la voie ferrée. Le mauvais état de conservation de cette flore ne permet cependant pas d'établir précisément l'âge de la formation. En revanche, les spores, associés à des microrestes ligneux (très abondants dans les résidus micropaléontologiques) dans les mudstones noirs, suggèrent un âge Tournaisien inférieur à moyen pour ce matériel. En effet, parmi les taxons identifiés (Le Hérisse *in* Paris *et al.* 1982), certaines espèces telles que *Tumulisporites rarituberculata*, *Punctatisporites irrasus*, *Retusotriletes incohatus*, *Dictyotriletes* sp., *Raistrickia* sp. ... situeraient l'assemblage dans l'intervalle stratigraphique T_{11b} - T_{12a}.

En l'absence de faune et microplancton marins, ce palynofaciès plaide en faveur d'un milieu de dépôt deltaïque, voire lacustre. Autour de Saint-Germain-sur-Ille, la Formation de l'Huisserie traduit donc une brève période d'émersion consécutive à l'épirogénèse bretonne.

h_{1b}. Formation de Quenon. (Tournaisien supérieur - Viséen inférieur). Puissance minimale : 70 m. Cette formation a été proposée pour regrouper les

dépôts carbonatés du Dinantien, succédant à la Formation de l'Huisserie, au Nord de Rennes (Paris *et al.* 1982).

Les affleurements et la lithologie. La formation n'est connue que dans sa localité type, à savoir la carrière de Quenon, située à l'Est de Saint-Germain-sur-Ille. Exploitée dès 1844 mais ennoyée depuis très longtemps, cette carrière ne permet plus la moindre analyse lithologique. C'est donc à partir de l'excellente description fournie par Milon (1928) que l'on peut reconstituer cette unité. Du Sud au Nord se succèdent :

- un calcaire bioclastique gris, fétide, admettant des interlits marneux ou silteux (épaisseur inconnue mais supérieure à 10 m) ;
- une masse carbonatée de teinte rosée à verdâtre, peu puissante (une dizaine à une vingtaine de mètres d'épaisseur) mais fortement structurée (surfaces de glissement) ;
- des calcaires noirs micritiques ("marbre noir"), bien stratifiés. Ces carbonates très fins ont été recoupés par l'exploitation, sur une quarantaine de mètres d'épaisseur.

Faune, microfaune et attributions stratigraphiques. Les calcaires gris ont livré une faune abondante et diversifiée, comprenant des Trilobites (Phillipsidae), des Ostracodes, des Brachiopodes (Spiriferidae, Productidae ...), des Gastéropodes, des Bivalves, des Bryozoaires (Fenestellidae) et des Polypiers : *Cyathaxonia cornu*, *Sychnoelama Konincki*, *Rotiphyllum* sp., "*Zaphrentis omaliusi* et quelques Tabulés : *Michelinia* sp., *Syringopora* sp. (déterminations Cl. Vuillemin, 1986).

La microfaune comprend des Calcsphères et des Foraminifères (*Archaeosphaera inaequalis*, *Earlandia vulgaris minor*, *Mediocris breviscula*, *Endothyra bowmanni* ...) indiquant un âge Tournaisien sommital (T_{13c}) à Viséen inférieur (V_{1a}) pour ces calcaires bioclastiques (Pelhate *in* Paris *et al.* 1982).

Les calcaires rosés du milieu de la carrière ont livré des Conodontes (*Gnathodus texanus*, *Gnathodus semiglaber*) du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur. Quant aux bancs de micrites noires, ils livrent *Archaeosphaera barbata* et quelques Conodontes (*Gnathodus pseudosemiglaber*, *Polygnathus bischoffi* ...) qui, comme les assemblages précédemment cités, appartiennent au Tournaisien terminal - Viséen inférieur (Weyant *in* Paris *et al.* 1982).

Ces 3 faciès étant pratiquement de même âge, il est difficile d'établir la polarité de la succession sur ces seuls critères biostratigraphiques, d'autant que leur superposition peut être d'origine tectonique. Compte tenu du déversement local des structures on admettra cependant que le faciès micritique noir est le plus récent. Il s'agit donc du terme le plus élevé de la succession paléozoïque représentée sur la feuille Combourg.

Remarque :

Au Nord de la Fleurionnais, entre la cote 70 et le ruisseau de Launay-Cosnie, des galets pluricentimétriques de phanites et des roches siliceuses noires ont été observés, associés à des blocs de grès arkosiques grossiers, rappelant certains faciès de la Formation de l'Huisserie. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'établir s'il s'agissait de galets transportés à cet emplacement au cours du Quaternaire (en remarquant toutefois que le ruisseau de Launay-Cosnie coule actuellement vers le Sud, et que de ce fait ces blocs se trouvent en

amont des affleurements de Carbonifère connus), ou s'ils appartenait à une unité lithologique située à la base de la Formation de l'Huisserie (éléments de phanite connus dans les niveaux conglomératiques de cette formation).

FORMATIONS QUATERNAIRES ET TERTIAIRES

Formations tertiaires

m₃₋₄. Faluns "du Quiou". (Miocène moyen). On ne connaît pas dans la région d'indice d'une sédimentation d'âge secondaire. Il faut attendre le Miocène moyen pour que ces terres soient à nouveau atteintes par une transgression marine, celle de la "mer des faluns". Cette courte invasion marine, paléontologiquement datée, a recouvert la partie centre-est du Massif armoricain, faisant communiquer la Manche et l'Atlantique, et s'est avancée en Anjou et jusqu'en Touraine. Les lambeaux de cette formation se retrouvent à des altitudes diverses, à cause des rejeux successifs des accidents tectoniques, dont le rôle a été important aussi en piégeant les sédiments dans des compartiments abaissés de la vieille péninsule. Les faluns affleurent rarement, le plus souvent recouverts par des sables pliocènes ou des colluvions. Ils ont été recherchés, surtout comme amendements (marnage), ce qui a suscité la découverte de nombreux petits "bassins"; quelques autres ont été mis en évidence ici ou là par des puits, sondages ou tranchées, souvent dans le but d'exploiter l'eau qu'ils contiennent. Tous voisins des faluns du bassin du Quiou (feuille de Caulnes), divers faciès de cette formation seront décrits à propos des différents gisements : dépôts calcaires de climat chaud en eaux peu profondes, sublittorales.

● **Dingé** (La Motte aux Anglais). Au Sud de Dingé un bassin de faluns existe sous des sables pliocènes, allongé à peu près N-S et de morphologie très irrégulière. Les sondages ont montré (S. Durand 1960) :

— dans le ruisseau 700 m au Nord de la Motte (ouest de la Piffaudière), au moins 10 m de calcaire à faible recouvrement (1 m) avec conglomérat à gros fragments de roches paléozoïques et de calcaires à la base, surmonté de grosses huitres puis dépôt de type maerl avec boules d'algues calcaires (Lithothamniées);

— 300 m à l'Est de la Motte (à l'Est de la rigole de Boulet) on retrouve vers 10 m de profondeur un calcaire riche en algues, d'épaisseur inconnue, surmonté de sablon calcaire (3 à 8 m) qui reste seul au-dessus du socle briovérien altéré au NW, entre ce site et le précédent ;

— 600 m au Sud de la Motte (la Lande des Bruyères) un sondage (fait lors du lever de la carte) montre, à partir de 6 m de profondeur, des sables coquilliers et débris calcaires sur 6 m au-dessus du socle briovérien altéré argileux.

● **Feins.** Au SE du bourg, le bassin, de forme elliptique, mesure 800 m NNE-SSW sur une largeur de 350 m. Sa profondeur maximale (environ 30 m dont 25 de faluns) est plus proche de la limite sud, le fond a un profil en long dissymétrique, en pente douce vers le Nord, abrupt vers le Sud. Le calcaire qui affleure à l'Est, est recouvert à l'Ouest par les sables rouges. C'est un falun fin (50 % de calcite, 50 % de minéraux argileux : montmorillonite dominante, et chlorite) ou à grosses coquilles avec à la base des graviers et fragments de coquilles et de calcaire (S. Durand 1960, J. Estéoble-Choux, 1967).

● **Saint-Aubin-d'Aubigné** (la Douétée). Les travaux effectués sur le site pour l'étude de l'aquifère (L. Brunel, H. Talbo 1978) montrent, sous un recouvrement limoneux parfois presque nul mais pouvant atteindre 8 m, un bassin de profondeur maximale 17 m (Beauregard), dont plus de 13 m de faluns, grossièrement elliptique, de 800 m de long sur 450 m de large. La succession de bas en haut est : faluns marno-sableux, faluns indurés, faluns sableux de plus en plus fins, faluns argileux, ces niveaux étant d'épaisseur très variable, pouvant être nulle, d'un point à un autre du bassin.

● **Guipel**. La cuvette située au Nord du bourg résulte de l'extraction de faluns, un sondage fait à l'occasion du lever de la carte a montré encore des sables calcaireux sur au moins 10 m.

● **Des gisements plus petits**, certains repérés lors du lever de la carte, d'autres déjà connus des auteurs des cartes à 1/80 000, ont été reportés. Ils n'ont fait l'objet d'aucune étude particulière et contiennent en général un mélange de débris calcaireux coquilliers et de sables graveleux : la Tremblaie (près Saint-Germain-sur-Ille), le Bois-Roux (Saint-Aubin-d'Aubigné), la Ménardais (Vieux-Vy) et plusieurs sur la commune de Gahard (les Marettes, le Gât, la Chellerais, ruisseau de Morée). Certains sites portés sur le 1/80 000 entre Montreuil et Feins ainsi que vallée de l'Illet au SE de Saint-Aubin ont paru plus douteux (ou bien n'existent plus).

m_{5-6p}. **Argiles de Chasné-sur-Illet. (Miocène supérieur ou Pliocène)**. A environ 1 km au NW du bourg, un petit dépôt argileux (200 à 300 m sur 50 à 100 m) repose sur les schistes d'Andouillé. Sous plus d'un mètre d'argile jaune à blocs de quartzite (éboulis de grès armoricain) on trouve 5 m d'argile verdâtre à concrétions blanches de calcite. L'argile est constituée essentiellement de montmorillonite, avec un peu d'argile micacée et de kaolinite. Elle contient des restes d'Echinides, Bryozoaires, Bivalves et une microfaune particulièrement riche en Foraminifères et coccolithes. Ces argiles ont été datées du Pliocène (J. Estéoule-Choux *et al.* 1972) à cause des affinités redoniennes des Foraminifères. Cette datation semble remise en question par l'étude des coccolithes, qui seraient Miocène moyen à terminal (J.P. Margerel 1983, non publié).

p-IV. **Sables rouges. (Pliocène ou Quaternaire ancien)**. Après la forte arénisation due au climat tempéré chaud et humide du début du Pliocène, une réactivation de la tectonique a provoqué une reprise de l'érosion, la création de nouveaux pièges à sédiments coïncidant ou non avec ceux remplis au Miocène, et esquissé le réseau hydrographique encore actuel. Une possible transgression marine a remanié et déposé les sédiments arénacés et parmi eux des résidus insolubles de la décalcification des Faluns. Il en existe encore de nombreux vestiges en petits bassins et placages, pouvant dépasser localement 10 m d'épaisseur, sur le socle paléozoïque ou antérieur ou bien ravinant les faluns à des altitudes variées à cause de la poursuite des mouvements tectoniques après leur dépôt.

Les principales occurrences de ces sables rouges se trouvent : entre Dingé et Montreuil-sur-Ille, entre Feins et Aubigné, au pied de l'abrupt paléozoïque de part et d'autre de Saint-Médard, entre Saint-Médard et Saint-Germain, depuis Saint-Aubin d'Aubigné jusqu'au coin sud-est, autour de Vieux-Vy et dans la basse vallée du Couesnon.

Ce sont en fait des sables blancs à roux, à grain fin à moyen, avec parfois des lentilles graveleuses ou argileuses, des stratifications obliques. Bien

classés, ces sables comprennent le plus souvent une forte proportion de grains émoussés luisants et de la glaucomie, indices de leur origine marine. Quartz, feldspath, muscovite, tourmaline, staurotide, andalousite, oxydes de fer, illite-kaolinite sont les composants habituels. Ces sables sont azoïques.

Ici, comme ailleurs dans la zone d'extension des sables rouges, il existe des épandages fluviatiles, rougeâtres aussi, composés d'altérites et très semblables aux sables marins, localement ravinés ou surmontés par des nappes de galets fluviatiles ou formant avec eux des associations fluviodeltaïques. Ce pourrait être le cas des dépôts sableux ocre-rouge et nappes de galets de la Vallée du Couesnon au Nord de Vieux-Vy.

La tendance actuelle est à rajeunir au Pleistocène ces sables rouges dont l'âge généralement admis jusqu'ici était le Pliocène, d'où la notation p-IV.

Formations quaternaires

Les formations "superficielles" constituées pendant tout le Quaternaire jusqu'à la période actuelle, occupent des surfaces d'affleurement bien plus étendues que les formations du substrat en place et les masquent en grande partie. Il a toutefois paru préférable de ne pas les représenter, sur une carte à cette échelle, lorsqu'elles ne sont ni assez évoluées, ni assez distantes de leur roche-mère pour qu'il y ait doute sur la nature et l'extension de celle-ci, alors cartographiable en tant que telle. Des observations concernant ces formations seront données dans le texte comme pour celles, allochtones ou d'importance particulière par leur épaisseur, leur nature ou leur évolution, qui ont été distinguées sur la carte.

A la différence des formations du Tertiaire, elles ont été classées selon un ordre génétique, leur lithologie étant le plus souvent liée à leur mode de genèse. Leur mise en place et leur évolution ont dépendu des variations climatiques durant le Quaternaire :

- pendant les périodes froides : les processus de désagrégation, de transport et de dépôt ont prévalu : gélification, solifluxion généralisée sur les versants, présence de loess typiques et alluvionnement grossier ;
- pendant les périodes tempérées : un alluvionnement plus fin et une altération prennent le pas.

F. Alluvions anciennes sablo-graveleuses. Au Nord de Vieux-Vy, des épandages de galets couronnent des hauteurs (75 m à 40 m vers l'aval) dominant la vallée actuelle du Couesnon (25 à 13 m). Ce sont des galets fluviatiles, de quartz, quartzites et cornéennes qui se trouvent le plus souvent au-dessus, parfois ravinant des "sables rouges" comme nous l'avons déjà décrit : ils correspondent, semble-t-il, à la phase fluviatile d'un complexe fluvio-deltaïque pléistocène.

Des galets associés à un matériel sablo-argileux ont été notés au NE de l'étang d'Andouillé, ils pourraient être les témoins d'une formation analogue à celle du Couesnon.

Fz. Alluvions récentes, sables limoneux et colluvions de fond de vallée. Les alluvions récentes constituent le fond des petits ruisseaux entaillant les plateaux. Lorsqu'elles sont importantes, ces alluvions présentent une esquisse de classement et de stratification fluviatile : sables limoneux fins (parfois

grossiers) recouvrant des alluvions plus grossières (sables grossiers à quartz légèrement émoussés et petites plaquettes de schiste).

Dans les vallons, les apports latéraux à partir des versants sont plus importants que les apports longitudinaux. Ces colluvions occupent le fond de vallons secondaires, les vallons secs périglaciaires et les bas de pente. Ces formations sont constituées de matériaux fins : moins de 40 % en argile, 10 % de limon, 50 % de sable. Au pied des versants, elles contiennent souvent une fraction caillouteuse plus ou moins importante formée de dragées de quartz. Sans litage, ces colluvions ont une mauvaise structure à aération déficiente qui ne permet que le développement de prairies hygrophiles. De teinte généralement brun-jaunâtre, elles sont marquées de nombreuses traînées rouilles de fer. En profondeur, s'observe souvent un horizon "de gley" où le fer réduit impose une teinte gris-vert, constamment asphyxiant. Elles sont souvent riches en matière organique, mais rarement tourbeuses (Tahan au nord de Chasné-sur-Illet).

œ. loess

Loess typiques. Leur origine allochtone est assurée par la discordance nette avec la roche altérée *in situ* qu'elles recouvrent, ou par la présence d'un cailloutis basal. leur origine éolienne est montrée par leur composition granulométrique (20 % d'argile, 60-70 % de limon, 10-20 % de sable) et par leur très bon classement (courbe sigmoïde dont le mode se situe entre 20 et 40 microns).

Ces loess typiques, d'épaisseur variable, mais ne dépassant que rarement 2 m, recouvrent de vastes surfaces au Sud, de Hédé à l'Ouest aux environs de Gosné à l'Est, ainsi qu'au Nord, de la bordure septentrionale du massif de Dingé jusqu'à la rivière Tamout.

Il n'a pas été observé une superposition de plusieurs limons séparés par des paléosols ou par des discontinuités morphologiques. En l'état actuel des observations, il n'a pas été possible de préciser leur place dans la chronologie quaternaire, vraisemblablement würmienne de par leurs caractères morphologiques.

Ils portent des sols bruns lessivés dont l'horizon Bt est peu discernable à l'oeil, les facettes sombres (signes d'une accumulation d'argile) sont rares ou absentes. Par suite de la mise en culture et des remaniements superficiels causés par les labours, le ruissellement sur les sols dénudés a souvent décapé les hauts des croupes, tandis que les fonds de vallon se comblaient de limons.

Limons remaniés par la solifluxion. Ils sont plus fréquents dans la zone nord des formations cartographiées sans distinction en loess, que dans la zone sud. Ils se situent en position topographique haute : hauts de versant, mais ils peuvent aussi tapisser des versants.

Ces limons sont les restes d'une couverture loessique solifluée en raison des conditions hydromorphologiques locales liées à la nature peu perméable du substrat. L'épaisseur de la couverture est relativement faible, de l'ordre du mètre, elle est toujours plus importante en bas de pente.

Ils sont de couleur plus foncée (ocre ou ocre-brun) et beaucoup plus compacts que les loess typiques. Les analyses granulométriques ont donné dans la région de Noyal-sous-Bazouges : moins de 20 % pour les argiles, 70 % pour les limons, 10 % pour les sables. Remaniant un matériel local, ils sont mélangés, soit sur toute leur épaisseur, soit seulement en profondeur (à partir

de 0,50 m), avec des débris du socle (plaquettes schisteuses ou graviers d'arène granitique) ou aux sables et cailloutis résiduels des altérites (dragées de quartz, graviers de quartzite et de schiste). Ce mélange résulte d'une solifluxion généralisée sur les pentes par suite d'une reprise d'érosion (ruissellement) pendant les périodes froides du Quaternaire.

Du fait de la faible épaisseur des limons reposant sur les assises plus argileuses des altérites et de la faiblesse des pentes, l'écoulement des eaux de pluie est mauvais et le sol demeure engorgé durant de longues périodes. Sur toute leur épaisseur ces limons présentent des horizons bariolés et à taches rouille. Un niveau plus argileux assez clair renfermant des petits nodules de fer et de manganèse marque le contact avec les formations d'altération sous-jacentes.

GP. Phénomènes de gélivation. Ces phénomènes périglaciaires s'observent en quelques points : la Lande près de Saint-Médard, Aubigné, la Chevrolais près de Feins. Les schistes sont débités par gélifraction donnant des fragments anguleux schisteux et quartzeux disposés en involution sur 0,30 à 0,40 m de profondeur. Ils sont recouverts par une formation limono-sableuse à éclats et dragées de quartz dans laquelle s'est développé un sol mince de prairie. Parfois le sommet de la roche schisteuse est incurvé dans le sens de la progression des débris le long des pentes.

E. Éboulis de blocs de grès et de quartzites. Les éboulis les plus importants ont seuls été représentés : au NW de Vignoc (blocs de grès de Gahard) et au NW de Chasné-sur-Illet (blocs de grès armoricain), ils proviennent donc des crêtes gréseuses, faillées ou non, et sont emballés dans un matériel sablo-argileux, masquant la roche en place.

Formations d'altérations

Altérites. Ce sont des formations d'altération argileuses ou limono-argileuses plus ou moins sableuses auxquelles se mélangent un gravier résiduel (amandes de quartz, plaquettes et éclats de schistes, graviers de quartzite) et parfois des blocs (quartz et quartzites). Dans cette rubrique ont été rangés tous les faciès dérivant de l'altération des roches schisteuses, granitoides et schisto-gréseuses (grauwackes). La transition la plus représentative du passage de la roche saine à la formation altérée est la suivante, dans le cas d'une roche schisteuse, de bas en haut (la Chevrolais, Est de Feins) :

— roche schisteuse très altérée libérant une matrice limono-argileuse beige clair contenant des éclats et présentant parfois des esquisses de glosses qui pénètrent dans une formation ocre-rouge limono-argileuse reposant sur la roche pourrie où l'on reconnaît plus ou moins la stratification initiale ;

— altérites profondes (vers 0,60-0,70 m, parfois vers 1 m de profondeur) limono-sableuses assez argileuses, très bariolées, mélangées à un cailloutis résiduel très important (quartz anguleux, plaquettes de schiste plus ou moins altéré). Quelques pisolithes de fer (1 cm de long) sont disséminés surtout à la base de cette formation ;

— altérites superficielles limono-argileuses ocre foncé ou bariolées contenant une fraction sableuse plus ou moins importante, un cailloutis résiduel (amandes de quarts, quartz et quartzite anguleux) et des éclats schisteux très

tendres libérant de l'argile et du sable. Epaisseur 0,50 à 0,70 m parfois jusqu'à 1 m et plus.

Dans les zones déprimées, très humides, l'épaisseur des altérites peut être beaucoup plus importante : les sondages-tarière réalisés dans la forêt de Bourgoût ont traversé 8,50 m d'altérites, la roche n'ayant pas été rencontrée. A 5 m de profondeur un sondage a rencontré une couche silteuse bleue très compacte résultant de la décomposition des schistes. Le cailloutis quartzeux résiduel, un peu émoussé et jauni, constitue dans les mêmes zones des épandages importants. Sur la carte, ces zones où l'épaisseur des altérites atteint plusieurs mètres ont seules été signalées par la lettre A : SW de Combourg, de la lande de Landéhuan aux forêts de Bourgoût et de Tanouarn, région des étangs de Boëssel et d'Andouillé. Une grande partie de ces zones apparaissaient comme alluvions ou limons sur le 1/80 000.

Sur les schistes fins du Briovérien (la Chaumière, Est de Feins) se sont développées des altérites à dominante silteuse, très claires, assez sableuses, dont on peut attribuer la formation à une altération *in situ* de la roche, le passage de la roche saine à ces altérites étant progressif et la structure de la roche encore discernable.

Sur les interfluves, les altérites contiennent au moins 20 % de fraction inférieure à 2 microns et au moins 70 % inférieure à 50 microns (les Champs Blancs dans le bois de Cranne, les Cours Quillot dans le bois de Champbellé). Par contre dans les zones plus déprimées les fractions atteignent 50 % et 25 % respectivement (la Lande Fauve dans la forêt de Tanouarn). Cette différence entre les compositions granulométriques résulte de l'hétérogénéité granulométrique du socle d'une part, et des processus d'érosion qui ont aminci le manteau d'altération sur les pentes d'autre part.

Certaines de ces formations sont restées (souvent à la partie supérieure des affleurements sur les sommets), d'autres ont été entraînées à faible distance par gravité, dans ce cas, elles forment une transition avec les colluvions de pente et les limons remaniés par la solifluxion.

Sur les sommets, l'engorgement est fugace et seules des tâches rouilles apparaissent. Le fer peut être réduit, dans ce cas, la matrice prend une teinte beige à gris-beige. Dans les zones déprimées et là où les altérites sont plus épaisses, l'engorgement temporaire est plus durable, les limons sont généralement décolorés en surface. Puis s'observe un horizon bariolé de rouille et gris vers 0,5-0,8 m de profondeur. L'évolution peut être plus marquée, l'horizon bariolé étant alors remplacé par une zone grise ou blanchâtre. La partie inférieure de cet horizon en contact avec la roche altérée présente des nodules ferre-magnésiens noirs ou rouge foncé.

Formations colluviales de pente (non cartographiées). Sous ce nom ont été réunies des formations remaniées par ruissellement et étalées en bas de pente. Elles sont issues principalement des altérites et secondairement des limons atypiques et des loess.

Elles occupent les pentes douces des versants et les bas de pente. Dans ce cas, par rapport aux matériaux originels, les colluvions issues des limons ont une structure beaucoup plus compacte en s'enrichissant en argile et en sable (plus de 35 % en argile et près de 30 % en sable à la Chellerais, Est de Gahard) ; issues des formations d'altération, elles ont perdu de leur compacité (moins de

15 % en argile et près de 50 % en limon au pont de Darancel, Nord de Saint-Médard). Au pied des versants plus raides, elles contiennent une fraction caillouteuse (amandes de quartz, petits cailloux de schistes) plus ou moins importante.

Mises en place par le ruissellement diffus, elles se mélangent généralement à une fraction sableuse abondante (jusqu'à 40 %) et il s'incorpore parfois des passées sableuses esquissant un début de litage. Des trainées rouille de fer peuvent marquer des passées hydromorphes.

L'épaisseur moyenne est de l'ordre de 1 à 2 m en bas de pente et les colluvions passent graduellement aux alluvions de fond de vallon, toutes les transitions granulométriques existant alors.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

BRIOVÉRIEN ET GRANITOÏDES CADOMIENS

Métamorphisme régional

Briovérien de type normand. Les roches qui constituent ces formations présentent en général tout au plus des indices d'anchi-métamorphisme : cristallisation fine de phyllites (séricite, chlorite), sans orientation préférentielle. Localement, et plus fréquemment au Nord-Est, un début d'orientation des phyllites, mieux cristallisées (sans S1 mesurable) indique une tendance épizonale. Ces manifestations métamorphiques régionales sont, dans l'auréole thermo-métamorphique des granitoïdes fini-cadomiens, antérieures à ce métamorphisme de contact (ou au plus contemporains), donc résultent d'un phénomène accompagnant la structuration cadomienne de ces formations.

Très localement, dans la partie sud de cette formation (au Nord de Hédé, entre Aubigné et Andouillé) on a pu observer une meilleure orientation des phyllites avec début de schistosité dont le plan est parfois mesurable, postérieure aux minéraux du métamorphisme de contact cadomien, témoin sur le socle briovérien, au Nord du synclinorium, de la structuration et du métamorphisme hercyniens.

Briovérien de type centre-armoricain. Le Briovérien au Sud du synclinorium est nettement épimétamorphique avec cristallisation de phyllites et schistosité de flux dont le plan est toujours mesurable, masquant même fréquemment le litage. Ce métamorphisme a les mêmes caractéristiques et la schistosité même orientation que dans le Paléozoïque voisin, ces phénomènes, donc hercyniens, seront décrits plus loin à propos du Paléozoïque.

Structuration, histoire tectonique

Depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire, des événements tectoniques successifs ont modelé puis modifié plusieurs fois les formations du socle briovérien. Deux grandes phases de déformations plicatives, cadomienne puis hercynienne, sont suivies par des fracturations tardives et mouvements relatifs des socles formés.

Phase cadomienne. Au Nord du synclinorium paléozoïque, de rares points d'observation montrent que les sédiments briovériens ont subi une phase de

déformations donnant des plis déci à décamétriques, peu ouverts, à tendance isoclinale, sans apparition de schistosité nette et mesurable. La composition de la série, sans niveaux épais grossiers continus, n'est pas favorable à l'existence de plis de grande amplitude. Trois secteurs sont à considérer d'après les mesures de stratification (So) qu'on peut y faire :

— au Nord-ouest du grand accident Hédé-St Rémy : la série paraît isoclinale, en moyenne subverticale, le plan axial moyen étant : au Nord N 050-80°NW (ou SE), à l'Est N 080-80°NW, au Sud N 100-80°NNE (ou SSW), les rares axes de plis mesurés étant à plongement faible vers l'Est ;

— au Sud de l'accident, en s'éloignant du massif de Hédé vers l'Est, on note une variation de So qui passe de N 020 à N 160-25°E à N 140-40°NE puis N 125-60°NE et E-W subvertical près du massif de Sens ;

— à l'Est de l'accident et à partir du massif de Sens vers le Nord, on mesure des stratifications N 080-60°N puis N 040 à N 050-60° à 80°NW (très rarement SE), deux axes de plis mesurés plongent de quelques degrés vers l'est.

La disposition d'ensemble des directions plan-axiales est en éventail ouvert à l'Est, de part et d'autre du massif de Fougères. La grande majorité des mesures de So a été réalisée dans l'aurole thermométamorphique des granitoïdes cadomiens, où cet élément structural est presque toujours mesurable sauf à proximité du contact avec la roche éruptive.

A l'échelle microscopique, en l'absence de schistosité de flux marquée, on observe toutefois localement, par rapport aux orientations linéaires des phyllites que l'on peut attribuer au plissement, la postériorité de la croissance des minéraux nouveaux dus au métamorphisme de contact. Sur les feuilles voisines à l'Est et NE (Fougères, Saint-Hilaire, Avranches) on a observé en plus des blastes de cordiérite antérieurs à la schistosité due au plissement ou synschisteux, tandis que les biotites brunes lui étaient toujours postérieures.

Notons la relation géométrique qui existe entre le contour oriental du massif de Hédé, la surface probable de son toit vers l'Est sous le Briovérien et les directions et pendanges de So mesurés. La même observation s'applique au Briovérien en bordure NW du massif de Fougères.

Aucune orientation n'apparaît dans les granitoïdes. L'allongement des principaux massifs est sensiblement E-W, c'est-à-dire selon l'axe de l'"éventail".

Finalement, si la mise en place des granitoïdes fini-protérozoïques est pénécotemporaine du plissement à l'échelle du batholite, ils ont atteint ici un niveau structural assez superficiel et influé sur l'ordonnance des plis mais leurs effets thermiques y sont nettement postérieurs au plissement.

Tectonique hercynienne et postérieure. Au Sud et au sein du synclinorium paléozoïque, le Briovérien du domaine centre-armoricain est englobé comme les sédiments paléozoïques dans la structuration hercynienne ; nous avons vu que la schistosité de flux et son orientation sont les mêmes pour les deux ensembles.

Lors des événements hercyniens, le Briovérien plissé et les granitoïdes cadomiens se comportent en général, au Nord du synclinorium, comme un

socle rigide et sont diversement fracturés. Nous avons décrit des exceptions locales, proches du Paléozoïque près d'Andouillé, la Ville-Allée et Hédé, où une faible schistosité se superpose aux minéraux du métamorphisme de contact cadomien.

Puis la tectonique cassante postérieure affecte toutes les formations indurées.

Dans le massif de Fougères, une étude précise de la fracturation (notices Fougères et Saint-Hilaire) a permis de mettre en évidence cinq grandes familles de fractures subverticales, présentes aussi sur cette feuille dans les granitoïdes ou le Briovérien :

— les fractures de direction N 150° ($\pm 20^\circ$) sont fréquentes, leur densité est variable entre des couloirs de largeur kilométrique où elles sont serrées et des accidents isolés entre ces couloirs. Il y a deux couloirs de fracturation N 150° sur la feuille : celui de Vieux-Vy et celui de Dingé. Des mylonites sont souvent observées le long de ces accidents ;

— les fractures de direction N 030° ($\pm 20^\circ$), bien représentées aussi, ont une importance particulière parce qu'elles relaient vers le NE les fractures E-W pour donner les grands accidents courbes cisailants ou chevauchants caractéristiques du flanc nord du synclinorium (Hédé-St-Rémy, éperon de Vieux-Vy) ;

— les fractures N 080° ($\pm 20^\circ$) à N 110° ($\pm 10^\circ$), sensiblement parallèles à l'axe du synclinorium, ont l'importance décrite précédemment, surtout dans la moitié sud de la feuille (grands accidents cités, mais aussi Sud-Ouest du massif de Dingé et du Couesnon vers Neuville) ;

— les fractures N-S ($\pm 10^\circ$) surtout de distension : la plupart des filons de quartz ou de dolérites. Mais le long du grand accident elles paraissent relayer vers le Nord de la carte les fractures N 030°.

Toutes ont pu jouer de diverses façons au cours des phases successives de fracturation :

— dans l'hypothèse où les dolérites, au moins pour partie, sont fini-cadomiennes, elles dateraient d'une phase de distension du socle contemporaine de l'initiation du bassin de sédimentation paléozoïque ;

— une *première phase de compression*, d'axe de raccourcissement N-S donne un système cisailant de failles conjuguées N 150° et N 030°. Certains filons de quartz, en particulier ceux qui jalonnent le grand accident courbe, ont pu se mettre en place dans des fentes d'extension liées à cette phase, qui pourrait être le retentissement dans le socle d'une phase de plissement du Paléozoïque ;

— une *deuxième phase de compression*, d'axe perpendiculaire à la précédente, provoque des cisaillements conjugués N 080° et N 110° et le jeu des failles N 150° et surtout N 030°, d'où résultent les grands cisaillements dextres E-W à rebroussement NE du paroxysme varisque. Dans le socle nous avons :

— le grand accident courbe Hédé-St Rémy s'orientant même finalement N-S au nord de cette dernière localité. Il met en contact anormal des granitoïdes avec des sédiments briovériens de l'auréole externe du thermométamorphisme ou bien ceux-ci avec des cornéennes de l'auréole interne, ou des sédiments

intacts. Il est marqué par une cataclase pouvant aller jusqu'à la mylonitisation des roches traversées, particulièrement nette dans les granitoïdes et dans les filons de quartz qui le jalonnent, écrasés et resiliçifiés. Le sens généralement admis de ces accidents donnerait un décrochement possible dextre de l'ordre de 10 km, les petits massifs de Feins et Montreuil ayant été antérieurement des apophyses du massif de Hédé, tandis que le massif de Sens se rattacherait à celui de Bonnemain (?).

— l'accident responsable de l'éperon de Vieux-Vy dans le Paléozoïque qui n'est pas aussi nettement marqué dans le socle, bien qu'une fracture N 030° dans la granodiorite au Nord de Vieux-Vy puisse en être un témoin ;

— une *troisième phase de compression*, d'axe de raccourcissement N-S aurait ensuite réactivé la fracturation conjuguée N 150° à N 030° dans le Paléozoïque comme dans le socle, décrochant aussi localement les grands accidents précédents. Les accidents subméridiens minéralisés (Vieux-Vy) pourraient appartenir à cette phase ;

— une *phase de distension* marquant la fin de la tectogénèse varisque a pu ensuite permettre la mise en place de filons de dolérite subméridiens, peut-être en fait de tous les filons de dolérite de la feuille ;

— les *rejeux tardifs* de ces divers accidents, en particulier verticaux, ont constitué des plis où sont conservés des sédiments tertiaires.

SYNCLINORIUM PALÉOZOÏQUE

Le Synclinorium du Ménez-Bélaïr révèle toute sa complexité structurale sur la feuille Combourg. En effet, les terrains paléozoïques, qui occupent la moitié sud de la feuille, ne s'ordonnent pas selon une structure synclinale simple. Au Nord de Rennes, le Synclinorium du Ménez-Bélaïr comprend en fait deux unités structurales bien distinctes, accolées le long d'une faille majeure orientée E-W. Au Nord, on remarque tout d'abord l'unité synclinale de Gahard, relayée vers l'Est par le Synclinal de l'étang d'Ouée. Au Sud se développent l'unité synclinale de Saint-Germain-sur-Ille, et son prolongement vers l'Est : l'unité de Liffré. L'Anticlinal de Sévailles, occupé par des formations précambriennes, sépare quant à lui la partie occidentale du Synclinal de Liffré (développé sur la Feuille Rennes) du Synclinal de l'étang d'Ouée (voir Feuille Fougères). Lors de la tectogénèse varisque, les ensembles plissés de Gahard-Etang d'Ouée d'une part et de Saint-Germain-sur-Ille - Liffré d'autre part, se sont mis en place à des niveaux structuraux différents : les unités paléozoïques septentrionales ne sont en effet pratiquement pas affectées par les phénomènes de schistogénèse varisque alors qu'à l'inverse les formations silteuses méridionales montrent une schistosité ardoisière bien exprimée dans un contexte métamorphique sensiblement plus élevé (épizone).

Toutes ces structures plissées sont diversement affectées par trois familles de failles. Si certaines fractures, en l'occurrence les plus tardives, ne jouent qu'un rôle mineur de décrochement, d'autres, à l'inverse, comme les failles E-W où les accidents orientés N 30° à N 50°E, tronquent largement les structures plissées et montrent parfois des tendances chevauchantes.

Les plis varisques.

Aucun élément, dans l'état actuel des connaissances, ne permet de faire état d'événements calédoniens dans le Synclinorium du Ménez-Bélaïr, ce qui ne saurait surprendre car le Massif armoricain, dans son contexte paléogéographique, ne pouvait être impliqué dans le processus de fermeture du Iapetus. Les structurations varisques sont en revanche tout à fait évidentes et résultent de divers épisodes s'étalant sur près de 50 millions d'années.

Les mouvements varisques précoces (mouvements bretons). Ils ne peuvent actuellement être appréhendés que dans le seul Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille où les dépôts du Dinantien scellent l'histoire ordovico-siluro-dévonienne locale. Les arguments appuyant un épisode orogénique fini-dévonien restent pourtant relativement discutables, en particulier en ce qui concerne l'existence de véritables plissements. Des formations ordoviciennes et siluriennes sont directement en contact avec les terrains du Dinantien et dessinent un anticlinal au bord sud des affleurements de la Formation de l'Huisserie. Ils sont donc manifestement disharmoniques par rapport à ces derniers mais il reste toutefois difficile de conclure à l'existence, ou de déterminer l'ampleur, de véritables plis antétournaisiens dans la mesure où les contacts entre le Paléozoïque inférieur et supérieur sont de toute évidence faillés. Ces fractures impliquent au minimum des déplacements relatifs tardifs, pour ces 2 ensembles sédimentaires, lors des paroxysmes varisques. Il est même possible que le Carbonifère de Saint-Germain-sur-Ille soit légèrement allochtone, comme le suggèrent les surfaces de glissement à faible pendage nord relevées sur le flanc sud des terrains du Tournaisien (puits du village de Bas-Couyer).

Ce qui paraît en revanche bien établi, c'est l'existence de déformations à vaste rayon de courbure, entraînant une émergence de la région au cours du Dévonien terminal. Cette exondation s'est accompagnée d'importants processus d'abrasion ainsi qu'en témoignent l'absence de terrains dévoniens dans le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille et le remaniement de galets de grès de l'Ordovicien supérieur dans le conglomérat de la base du Carbonifère (voir discussion in Paris *et al.* 1986). Il est vraisemblable que les soulèvements ont été plus accentués dans la partie méridionale du Synclinorium du Ménez-Bélaïr puisque, dans le Synclinal de Gahard, les dépôts du Dévonien supérieur sont encore présents.

Pour importants qu'ils aient été aux plans paléogéographique, effusif et sédimentologique, ces événements bretons, qui ont pris place au Famennien supérieur-Tournaisien basal, ne paraissent pas avoir engendré de schistosité ni de métamorphisme. Les terrains du Dinantien, tout comme les dépôts ordovico-siluriens immédiatement en contact, ne présentent en effet qu'une seule et même schistosité ardoisière qui, de ce fait, ne peut être que post-viséenne et selon toute vraisemblance appartenir à la phase de schistogénèse varisque anté-stéphaniennne, connue dans de nombreuses autres régions armoricaines (Synclinorium de Laval notamment).

Les plis varisques stricto sensu. En l'absence de témoins carbonifères, il est évidemment difficile d'assurer que toute la structuration souple du Synclinorium du Ménez-Bélaïr sur la feuille Combours relèvent exclusivement des seuls mouvements orogéniques varisques *sensu stricto* (entre le Namurien et le Stéphanienn). Pourtant l'exemple du Synclinorium de Laval (et dans une moindre mesure, celui de Saint-Germain-sur-Ille) paraît suffisamment

convaincant pour attribuer l'ensemble des synclinaux et anticlinaux de la feuille Combourg à la tectogenèse varisque.

• **Le Synclinal de Gahard.** Cette unité, qui se poursuit sur la feuille Caulnes, constitue en réalité une structure périsynclinoirale admettant deux importants replis anticlinaux. La partie sud est entièrement tronquée, pratiquement au niveau de l'axe de la structure, par une faille majeure appartenant à la Zone broyée nord armoricaine (Paris et Jégouzo 1976). Quant au flanc sud-est, il est soit éliminé, soit dilacéré et fortement télescopé à la faveur du grand accident orienté N 50°E (et des failles compagnes) qui prend le Synclinorium du Ménez-Bélaire en écharpe. En fait, l'unité de Gahard ne correspond qu'à la moitié nord d'une structure périsynclinoirale complexe dont l'axe, d'abord dirigé N100-110°E (bord ouest de la feuille), s'infléchit progressivement pour prendre une orientation N 50°, le plan axial, subvertical coïncidant grossièrement avec les plans de fracturation de l'accident NNE-SSW.

Du Nord de Vignoc à l'extrémité est du Bois de Cranne, compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements, il est difficile de relever des replis dans le Synclinal de Gahard. Toutefois, la superficie anormalement grande occupée par la Formation de Gahard suggère l'existence d'ondulations annexes grossièrement orientées E-W. Au-delà de la vallée de l'Ille, en revanche, ces plis secondaires se marquent clairement dans la cartographie, avec en particulier la présence d'un anticlinal, orienté N 65°E, armé par les grès de la Formation de Gahard et se suivant depuis la Lande jusqu'aux abords d'Andouillé-Neuville. D'autres replis affectent encore la Formation du Val, notamment dans le Bois de Chinsève (largeur anormale de la bande cartographique de la formation) et dans la vallée de l'Ille (pendages alternativement vers le Nord et vers le Sud).

Un deuxième repli anticlinal apparaît entre La Closais et la Lézais. Il s'agit d'un périanticlinal également orienté N 65°E et constitué par les grès de la Formation de Gahard. Les pendages relevés de part et d'autre de l'axe anticlinal restent faibles (20 à 30°).

Sur le flanc nord-ouest du Synclinal de Gahard, les pendages renversés, observés au voisinage du Château de la Magnane, du Bois de Vieux-Vy, de la vallée du Couesnon..., sont directement liés au rejeu des failles submériennes qui affectent la structure. Quant aux inversions de pendage relevées sur l'ébauche de flanc sud-est du périsynclinal entre la Tournerie et la Prévotais, elles traduisent l'action conjuguée des composantes cisailantes et compressives qui ont engendré l'accident majeur, orienté N 30°E et tronquant la structure. On remarquera que les pendages, très modérés au NE de Saint-Aubind'Aubigné, deviennent subverticaux au Nord de Gahard et dans l'Eperon de Vieux-Vy-sur-Couesnon.

• **Le Synclinal de l'Étang d'Ouée.** Il s'agit du prolongement vers l'Est du Synclinal de Gahard. Sur le flanc nord, les pendages restent modérés (30 à 50° vers le Sud). Dans sa zone axiale, la partie occidentale du Synclinal de l'étang d'Ouée présente des replis secondaires soulignés par le développement cartographique anormal de la Formation de Gahard au NW d'Ercé-près-de-Liffré. Ces replis sont encore plus évidents dans la partie est de la structure, avec notamment le ridement anticlinal occupé par la Formation d'Andouillé (ruisseau de la Saudraie) et, plus au Sud, la structure périsynclinoirale permettant l'affleurement de la Formation du Val au NE de Gosné.

Le flanc sud du Synclinal de l'Étang d'Ouée ne présente pas les caractères structuraux très simples observés sur le flanc nord. Ainsi, dans sa partie ouest, de fréquents pendages inversés ont été relevés dans la Formation du Grès armoricain au NW d'Ercé-près-Liffré, mais aussi à l'Est de Gosné. En d'autres points (Bel-Air, à l'Ouest de Gosné), en revanche, ces mêmes grès armoricains sont disposés presque à plat, en position normale.

Les perturbations structurales relevées dans la partie sud-ouest du Synclinal de l'étang d'Ouée paraissent liées aux mouvements compressifs engendrés par le déplacement dextre du Synclinal de Gahard.

Dans cette structure synclinale dissymétrique orientée E-W, on remarquera que les terrains les plus récents respectés par l'érosion, sont représentés par la Formation de Gahard. Ceci implique un mouvement vertical relatif de cette unité synclinale, par rapport à son prolongement vers l'Ouest (Synclinal de Gahard) où les terrains du Dévonien supérieur sont encore préservés.

• **Le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille.** Jusqu'aux levés cartographiques actuels, les flancs nord et sud de cette structure, orientée N 100 et 110°E, étaient considérés comme éliminés tectoniquement par les grands cisaillements E-W. En réalité le flanc sud-est localement préservé de Vignoc à la carrière de Bel-Air (Est de Saint-Germain-sur-Ille) où l'on peut observer le Grès armoricain, reposant en contact normal, par l'intermédiaire de son conglomérat de base, sur le Briovérien sous-jacent.

Le flanc nord et l'extrémité est de l'unité de Saint-Germain-sur-Ille sont profondément affectés par la tectonique cassante. En effet une faille majeure C2, orientée E-W (ruisseau de la Jandière), élimine toute la partie nord de la structure, tandis que vers le Sud, un autre accident parallèle au premier (C1), tronque successivement les formations ordoviciennes et siluriennes à l'Est de Saint-Germain-sur-Ille. Une autre faille, orientée N 110°E, paraît enfin éliminer le flanc nord du synclinal entre le Bois Marie et la N 776. Cette fracture reste cependant conjecturale dans la mesure où elle n'a pu être observée directement.

Dans sa partie médiane, le Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille comporte un repli anticlinal favorisant l'affleurement de la Formation d'Andouillé, à la Potinière et à Bas-Couyer. Les terrains du Dinantien reposent en discordance sur cet anticlinal et dessinent eux-mêmes une structure synclinale. Cette disharmonie résulte de la phase bretonne (cf. supra pour discussion de la tectonique précoce varisque).

• **Le Synclinal de Liffré.** Seule l'extrémité occidentale de cette unité apparaît dans l'angle sud-est de la feuille; encore faut-il remarquer que son flanc sud est éliminé par le cisaillement C1, d'abord orienté E-W, puis s'infléchissant vers le SE. Au NE de Chasné-sur-Illet, le Grès armoricain et la Formation d'Andouillé montrent des pendages inversés, traduisant vraisemblablement une tendance chevauchante de l'accident majeur qui tronque l'extrémité ouest de ce synclinal. Des replis annexes affectant les Formations d'Andouillé et de Saint-Germain-sur-Ille, et grossièrement orientés E-W, apparaissent à l'Est de Chasné-sur-Illet. Ces replis sont entre autre responsables de la formation d'une voute anticlinale de grès armoricain au niveau de la maison forestière de Papillon (Feuille Rennes).

Le Synclinal de Liffré représente le prolongement vers l'Est du Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille ainsi qu'en témoigne le lambeau paléozoïque de Launay-André, servant de jonction entre les 2 unités.

Les fracturations varisques

Trois principales familles de failles affectent les terrains paléozoïques de la Feuille Combourg. Deux d'entre elles, à savoir les accidents E-W et les failles orientées N 30° à 50°E, jouent un rôle majeur dans la structuration du Synclinorium du Ménez-Bélaïr, tandis que la troisième famille, représentée par des failles submériennes (N 170°E \pm 10° et N 20°E \pm 10°) ne provoque le plus souvent que des décrochements mineurs.

Les cisaillements E-W. Ces grandes fractures appartiennent au cortège de la Zone broyée nord armoricaine (Paris et Jegouzo 1976) qui affecte tout le Nord de la Bretagne depuis le Finistère jusqu'à la Mayenne. Trois de ces failles s'observent parfaitement dans les terrains paléozoïques de la feuille et présentent des caractères cisailants.

● **Le cisaillement méridional C1.** On suit son parcours de l'Ouest vers l'Est depuis la Robinière (Est de Vignoc), Montreuil-le-Gast, Saint-Germain-sur-Ille ... jusqu'à la Chaise (Sud de Saint-Aubin-d'Aubigné). Au-delà de Chasné-sur-Illet cette faille C1 s'infléchit nettement vers le Sud et prend une direction N 120°E. Son rôle est essentiel dans la configuration cartographique des terrains paléozoïques : si localement elle traverse les formations ordoviciennes (depuis la Rochette jusqu'à la Ville-en-Bois), partout ailleurs elle tronque le flanc sud de la structure synclinale, mettant directement les formations ordoviciennes, siluriennes, ou carbonifères en contact avec le Briovérien de Bretagne centrale.

Cet accident, le plus souvent vertical, peut montrer localement des plongements nord ou sud de 80° environ. Le contexte cartographique ne permet toutefois pas de préciser toutes les composantes du cisaillement.

● **Le cisaillement médian C2.** Il joue également un grand rôle dans l'agencement des unités paléozoïques de la feuille, mettant notamment en contact les Synclinaux de Gahard et de Saint-Germain-sur-Ille.

A l'Ouest de Vignoc, cet accident E-W se prolonge sur la feuille Caulnes. Il tronque le flanc sud du Synclinal de Gahard, approximativement le long de son plan axial. De vastes placages de loess masquent largement cette faille au NE de Vignoc, ce qui rend son tracé hypothétique. Elle semble toutefois se poursuivre du Nord du Pont jusqu'à la Robinière puis, après un rejet de près de 1 500 m, elle réapparaît à la Dordelais et longe ensuite le cours du ruisseau de la Jandière jusqu'à la vallée de l'Ille. Ce cisaillement C2 continue vers l'Est où son tracé est relativement bien établi (Bois-Marie, Fousseul, Saint-Aubin-d'Aubigné, la Havardais, la Potinais, le Rochelet). A partir du Moulin de Piguel, à l'extrémité ouest du Synclinal de l'étang d'Ouée, cet accident se dédouble en 2 failles distantes de 500 m environ. La branche nord, apparemment la plus importante, passe successivement par la Fontenelle, la Féroué, l'Aunay Bordage et l'Oriolais, localité où elle est interrompue par une faille orientée N 30° E. Il est probable qu'elle se poursuit encore vers l'Est, soit au niveau de l'étang d'Ouée, soit plus vraisemblablement, au sein du Grès de Saint-Germain-sur-Ille affleurant au Nord de Gosné.

La branche sud limite ou tronque partiellement le flanc sud du Synclinal de l'étang d'Ouée. Au Nord d'Ercé-près-Liffré (le Rocher-aux-Lodins, le Bordage) elle paraît jouer le rôle d'un plan d'écaillage du Sud vers le Nord (plongement sud de 80° environ) tandis que plus à l'Est (Leuche, Sud de Gosné) elle se traduit uniquement par de simples décrochements.

● **Le cisaillement septentrional C3.** Vers le bord occidental de la feuille, sa trace cartographique reste discrète, dans la mesure où cet accident se place au sein du Briovérien métamorphisé par la granodiorite de Hédé. Son parcours est en revanche plus évident à partir de Claire-Fontaine, la Couardière, la Dorbelais, et surtout au-delà de la Rufflière, à l'Est de la faille submérienne du Ruisseau de l'étang de la Ménardière. Oblique par rapport aux structures plissées d'axe E-W, cette fracture, orientée N 75° à 80°E, élimine une large part du flanc nord du Synclinal de Gahard, mettant le Briovérien thermométamorphisé situé au Nord, directement en contact avec le Dévonien inférieur (D 106 près de Bois Geffray), le Silurien (la Guéhardière, Ouest d'Andouillé-Neuville) ou les formations ordoviciennes d'Andouillé et de Saint-Germain-sur-Ille (Saint-Médard-sur-Ille, le Mortier, Launay-Pinier).

Au niveau de l'étang d'Andouillé-Neuville, un décrochement important (près de 1 500 m) décale ce cisaillement vers le Nord où il affecte alors les terrains briovériens avant de provoquer un rejet de près de 2 km de la terminaison périsynclinale de Gahard (de la N 776 à la Fontaine d'Abime), à la faveur d'un mouvement dextre. Par segments successifs (tronçonnement par les failles submériennes) ce cisaillement C3 traverse le Synclinal de Gahard et se poursuit sur la rive nord du Couesnon (entre la Jacopinière et la Rofinière) où il pénètre dans le massif granitique de Vieux-Vy-sur-Couesnon.

● **Age des cisaillements E-W.** A l'évidence, ces accidents E-W ont encore fonctionné après la tectogénèse varisque proprement dite puisqu'ils peuvent être légèrement obliques par rapport aux axes des plis (cisaillement C3 autour de Saint-Médard-sur-Ille). Leur phase d'initiation apparaît cependant précoce dans la mesure où le filon de microgranite de Montreuil-le-Gast, lui-même orienté E-W et ayant alimenté le volcanisme rhyolitique tournaisien de Saint-Germain-sur-Ille, est rigoureusement parallèle au tracé du cisaillement C1. Ceci implique, dès le Dévonien terminal, l'existence d'une importante ligne de faiblesse du socle qui, lors des paroxysmes varisques (Westphalien), a abouti à la mise en place des cisaillements E-W. Ceux-ci ont alors rejoué en fonction d'une composante dextre qui, dans un stade ultime, a donné naissance au système de fractures orientées N 30° à 50°E.

Contrairement à ce que l'on peut constater dans le massif granodioritique de Bécherel-Hédé, les rejeux successifs de ces divers cisaillements ne se sont pas traduits par la formation de mylonites. Tout au plus peut-on localement observer des cataclasites (ruisseau de la Jandière) ou un réseau très dense de diaclases parallèles à ces accidents (Saint-Germain-sur-Ille ...).

● **Les failles N 30° à N 50°E : le cisaillement C4.** L'élément principal de cette famille de failles est sans aucun doute l'accident C4 que l'on suit du Sud au Nord depuis la Grande Rivière (Sud de Saint-Aubin-d'Aubigné) jusqu'à Saint-Christophe-de-Valains. D'abord orientée N 50° E (de la Grettai aux Tressardières), cette faille s'infléchit ensuite vers le Nord pour suivre une direction N 30°. Elle comporte en réalité plusieurs branches subparallèles qui recoupent le Synclinal de Gahard de façon légèrement oblique au voisinage de son plan axial et dilacèrent son flanc sud (entre la Tournerie et la Prévotais).

Cet accident appartient à un système de fractures qui affectent la partie orientale du synclinorium du Ménez-Bélaïr (ex. Sud de Combourillé, sur la feuille Fougères; synclinal de Liffré sur la feuille de Rennes). Il s'est mis en place à la faveur des coulissages E-W faisant rejouer les cisaillements de la "Zone broyée nord-armoricaine". Cette faille traduit la rupture de la charnière d'un synclinal, apparu dans la partie nord du Synclinorium du Ménez-Bélaïr, et séparent les unités de Gahard et de l'étang d'Oué. Elle a fonctionné selon un mouvement dextre et montre une tendance chevauchante sur les terrains immédiatement situés vers l'Est (le Rocher Moriau, le Rocher-aux-Londins, la Chelleray). Son rejet vers le NE peut être évalué à plusieurs kilomètres.

Cet accident, qui est apparu à la faveur des paroxysmes varisques au cours du Westphalien, présente des indices de rejeux tardifs. Des dépôts miocènes sont en effet piégés le long de cette faille (la Grande Rivière, les Aunais, lit du Riclon à l'Ouest de la Tournerie, la Basse Chelleray ...) et suggèrent donc des déplacements verticaux post-helvétiques, protégeant les dépôts de faluns de l'érosion. Les rejeux se sont peut-être même poursuivis jusqu'au début du Pliocène (Redonien marin à l'Ouest de la Morlais; placages de "sables rouges" au voisinage de cet accident à la Chellerais, la Prévotais, Rabbat ...).

Les failles subméridiennes. Deux familles de fractures sont en réalité regroupées sous ce vocable. Il s'agit d'une part d'accidents orientés N 20° E ($\pm 10^\circ$), surtout bien représentés dans la partie occidentale de la feuille, et, d'autre part, des failles de direction N 170° E ($\pm 10^\circ$).

Ces deux familles de fractures tronçonnent toutes les autres structures paléozoïques (plis et failles), ce qui démontre leur caractère tardif. Si la plupart de ces failles subméridiennes ne jouent qu'un rôle structurant mineur (en général rejet de quelques dizaines ou centaines de mètres), quelques-unes, en revanche, ont une plus grande importance.

Ainsi, vers l'Ouest de la feuille, les failles "Vignoc-la Tronsonnière", "le Feuïl-Ruisseau de l'étang de la Ménardière", "Launay du Han - Bois geffray", ou encore la faille que l'on suit en direction SSW-NNE du Chenay, en passant par Saint-Aubin-d'Aubigné et Andouillé-Neuville, ont des rejets verticaux de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Il en est de même pour la faille qui, à l'Est de la feuille, s'observe de la Poissonnais au Rocher du Parc. Toutes les fractures citées ci-dessus sont orientées N 30°E environ et montrent le plus souvent des pendages fortement redressés. Elles paraissent donc jouer un rôle plus important que celui des failles N 170°E auxquelles elles sont conjuguées.

Mises en place de façon tardive à la fin de la tectogenèse varisque, lors d'une phase d'extension E-W, ou d'ultimes compressions N-S, la plupart de ces fractures ont joué au cours du tertiaire, notamment lors de périodes d'effondrements différentiels, soustrayant les dépôts miocènes et pliocènes à l'érosion (SW de la Ménardais, Andouillé-Neuville, les Marettes, le Plessis ...).

Failles diverses. Quelques accidents cassants échappent aux subdivisions retenues ici. Il s'agit de failles orientées N 100° à 110° et que l'on observe essentiellement au Nord de Saint-Germain-sur-Ille. Deux d'entre elles délimitent les affleurements carbonifères et représentent selon toute vraisemblance la réactivation d'un contact cartographique discordant. Une troisième tronquerait le flanc nord du Synclinal de Saint-Germain-sur-Ille et se prolongerait vers le NW jusqu'à la Guéhardière. Son tracé reste cependant hypothétique, compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements de Paléozoïque, mas-

qués par des placages de loess et d'autre part de l'impossibilité actuelle d'interpréter les phanites observées au SW des Cruaux et au Nord immédiat de Launay Cosnie (voir description des formations paléozoïques).

Métamorphisme et schistosité

Les unités de Gahard - étang d'Ouée et Saint-Germain-sur-Ille - Liffré s'opposent nettement tant au plan de leur métamorphisme que de leur schistosité.

Ainsi, les mesures de cristallinité des micas blancs et du degré de maturation de la matière organique qui ont pu être effectuées sur les formations paléozoïques de ces deux ensembles montrent un métamorphisme plus élevé dans les unités méridionales de Saint-Germain-sur-Ille, Liffré et du flanc sud du Synclinal de l'étang d'Ouée. La cristallinité des micas blancs indique que ces dépôts ont atteint l'épizone, ce qui est conforme à l'importante carbonification de la matière organique relevée dans ces terrains. Cet épimétamorphisme s'observe à la fois dans le Paléozoïque antécarbonifère et dans les sédiments du Tournaisien. Il s'agit donc d'un métamorphisme varisque *stricto sensu*, postérieur aux mouvements bretons qui ont eu lieu au Dévonien terminal - Carbonifère basal.

Tous ces terrains paléozoïques méridionaux sont d'autre part affectés par une schistosité diversement exprimée selon leur lithologie et leur position géographique. Ainsi les sédiments fins (mudstones de la Formation d'Andouillé) montrent une schistosité ardoisière très nette dans les affleurements de Chêne vert et de la carrière de Bel-Air à l'Ouest de Saint-Germain-sur-Ille, dans les ardoisières à l'Ouest de la Morlais, ainsi que dans les ardoisières à l'Ouest de Bas-Rocher et du Bordage, au NW d'Ercé-près-Liffré. Des schistes ardoisières de l'Ordovicien moyen affleurent d'autre part à Villeneuve (Nord de Gosné) où ils ont également été exploités. Cette schistosité ardoisière s'exprime encore dans les tufs fins et les siltstones de la Formation de l'Huisserie, près de Saint-Germain-sur-Ille, ainsi que dans les siltstones de la Formation du Val (Bouessay, la Gaudinais, la Chaise) qui présentent en plus une crénulation. Les passées silteuses de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille montrent enfin une schistosité de fracture, notamment au voisinage du cisaillement méridional (la Ville-en-Bois).

A l'inverse, les terrains paléozoïques du Synclinal de Gahard et du flanc nord du Synclinal de l'étang d'Ouée n'ont pas dépassé l'anchizone et ne sont pratiquement jamais affectés par la schistosité. Tout au plus, au voisinage immédiat des fractures les plus importantes, remarque-t-on une légère crénulation dans les sédiments les plus fins (Formation de la Rabine dans le lit du Riclon à l'Ouest de la Tournerie ; Formation du Val à proximité du Couesnon).

A l'évidence, l'ensemble paléozoïque septentrional n'a pas atteint un niveau structural aussi profond que l'ensemble méridional et leur position contiguë actuelle résulte selon toute vraisemblance d'une juxtaposition tectonique, liée au raccourcissement N-S du Synclinorium du Ménez-Bélaire. En d'autres termes, l'accident médian du Ménez-Bélaire représente à la fois une zone d'ablation tectonique et un plan d'affrontement de deux ensembles plus éloignés à l'origine.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les principales réserves aquifères exploitées, en dehors des alluvions (et pour mémoire de la nappe superficielle contenue dans la zone d'altération des schistes), sont dans les arènes granitiques et les petits bassins tertiaires. Mais le captage profond des eaux souterraines dans le socle, dont l'existence est attestée par les sources de débordement ou liées à des failles, est devenu une technique courante capable de fournir des débits appréciables.

Dans les massifs granitiques, l'exploitation des eaux contenues dans les arènes épaisses de plusieurs mètres, est pratiquée pour AEP notamment près de Hédé (Maufant : 17 000 m³ en 1973) et près de Sens (la Martinais et la Vallerie : 30 000 m³ en 1975).

Les petits bassins contenant des faluns miocènes ou des sables pliocènes (ou les deux) sont de bons réservoirs, alimentés par les escarpements versants de grès paléozoïques et le socle plus ou moins fissuré sous-jacent. Citons les exploitations de Dingé (la Motte aux Anglais : 90 000 m³ en 1972), Feins (la Chaumière : 95 000 m³ en 1974), Gahard (la Tournerie : 80 000 m³ en 1973), Saint-Aubin d'Aubigné (la Douétée : 460 000 m³ en 1976).

Certaines zones sourceuses dans le Briovérien ou le Paléozoïque sont exploitées par des puits à quelques mètres de profondeur ou par des drains : Combourg (la Gentière : 120 000 m³ en 1974, par puits dans le Briovérien fracturé et avec filons de diabase), Saint-Aubin d'Aubigné (l'Ardrier, sources dans les grès paléozoïques, exploitées par drains, 30 000 m³ en 1973), St Germain-sur-Ille (Bois Lambin, zone sourceuse dans des schistes paléozoïques, 30 000 m³ en 1973),

Les roches du socle, fissurées, stratifiées, injectées de filons ont une perméabilité qui peut être importante, et il a paru qu'en augmentant l'épaisseur de l'aquifère on aurait des débits plus intéressants, ce qui s'obtient en forant jusqu'à parfois une centaine de mètres de profondeur. Pour la première fois dans le Massif Armoricain, un sondage préliminaire (1965) puis un forage à 70 m (1967) ont été exécutés dans le socle pour recherche d'eau souterraine, près de Marcellé-Raoul (le Chatel). L'ouvrage a traversé du Briovérien schisteux et surtout gréseux fissuré et riche en veines de quartz. L'exploitation pour AEP a fourni 125 000 m³ en 1975. Depuis ce précurseur, de nombreux forages similaires ont été faits, surtout pour des particuliers, avec des résultats très variables qui, indépendamment des contraintes foncières, sont imputables à la complexité des systèmes aquifères fissuraux.

RESSOURCES MINÉRALES

Matériaux

Les matériaux meubles (arènes granitiques, faluns miocènes, sables pliocènes ou quaternaires) ont été exploités pour usages locaux en de nombreux sites sur la feuille et le sont encore parfois.

Parmi les roches dures paléozoïques (les carrières principales sont citées dans la description des formations), les grès et quartzites (grès armoricain,

niveaux quartziteux de la Lande Murée, grès de Gahard et surtout grès de Saint-Germain) ont été activement exploités dans de vastes carrières. Les ardoises de la Formation d'Andouillé, les rhyolites du Tournaisien inférieur et les calcaires de Bois-Roux (d_{1b-3a}) et Quénon (h_{1b-2}) ont également été extraits dans quelques carrières maintenant abandonnées.

Si les granitoïdes cadomiens, ici surtout granodiorite à cordiérite, n'ont pas donné lieu à une exploitation importante, il y eut, en particulier sur les faciès leucogranitiques et ceux à biotite seule, de nombreuses petites carrières pour la construction locale. De même les roches filoniennes dures : dolérites et quartz ont été fréquemment extraites pour ballast et chaussée. Les cornéennes et schistes tachetés, que l'on retrouve dans la plupart des murs et bâtiments anciens, sont encore localement extraites dans de petites excavations pour les besoins de particuliers (empierrement) et surtout dans deux grandes carrières, les carrières de Darancel (Saint-Médard-sur-Ille) et de Guémorin (Vieux-Vy) exploitées pour granulats. Les caractéristiques mécaniques de ces roches en font des matériaux recherchés surtout pour les travaux routiers. On peut considérer que les réserves sont très grandes (auréoles internes).

Minéralisations

Plomb-Zinc

● **La Touche en Vieux-Vy.** C'est un gisement filonien épithermal de plomb, zinc et pyrites, dans la granodiorite à cordiérite du massif de Fougères. Le filon est guidé par une fracture N-S à N 160°, inclinée 60° à 70° Ouest. Aux épontes, la granodiorite est altérée sur plusieurs mètres et lardée de veines quartzieuses avec sulfures de fer. Trois colonnes, plus richement minéralisées sur 100 m chacune, se trouvent aux intersections de la fracture N-S avec des accidents NE-SW. Dans une gangue de quartz calcédonieux bleu foncé la minéralisation est de blende (avec argent, germanium), galène (moins argentifère), sulfures de fer (pyrite, marcassite, melnicovite); la stibine et la barytine ont été signalées. La pyrite est abondante en surface, galène et blende présentent une teneur maximale à - 120 m, puis s'appauvrissent, pour reprendre (?) au dessous de - 200 m.

Le gisement, découvert en 1875, a été exploité épisodiquement de 1875 à 1894, 1901 à 1907, 1927 à 1931, 1942 à 1951. Un puits a été foncé jusqu'à - 240 m et le filon tracé sur plus de 1 000 m. La mine fut noyée accidentellement en 1951. Au total 106.500 T de minerai ont été extraites donnant 2 000 T de Pb, 3 500 T de Zn et 21 000 T de pyrite. Les difficultés d'exploitation et de traitement de ce minerai n'ont pas incité à envisager la reprise des travaux sur le gîte.

● A partir de 1962 une *prospection géochimique stratégique* du BRGM dans le secteur a permis de mettre en évidence des anomalies en plomb (et zinc) à l'ouest de Vieux-Vy, de mêmes allure et importance que celles que donne le filon de la Touche. Prospections géochimique tactique et géophysique électrique ont permis de préciser une dizaine d'accidents N-S ou SW-NE qui indiquent un district minéralisé en Pb,Zn. Un accident subméri dien minéralisé a été sélectionné près du lieu-dit *Bois-Neuf en Vieux-Vy* et a fait l'objet de travaux de recherche (puits) en 1962-63. Une prospection géophysique (VLF et résistivité) menée en 1978 a permis de tracer la faille minéralisée de la Touche et d'autres du même faisceau, sur environ 3 km entre les Coudrais au Nord et

la Bédorais au Sud. Complétée par quelques sondages percutants cette prospection n'a pas démontré une extension utile du filon de la Touche.

Fer

Plusieurs indices (scories) de mini-exploitations anciennes très localisées du fer à partir d'encroûtement d'hydroxydes, issus de zones basses très humides à marécageuses, sont connus dans la région. Ces dépôts sont observables actuellement en liaison étroite avec des filons de dolérite : à l'Est de la Bouteillerie (Combourg), dans et autour de la forêt de Tanouarn (Launay Godin, Ouest de Couabrac). On peut penser qu'il s'agit là de "fer des marais", comme celui qui se forme encore actuellement dans les tourbières, lacs et marais de régions récemment glacées. Les eaux acides attaquent les minéraux ferrifères des roches (dolérites par exemple), le fer en solution est ensuite précipité sous forme d'hydrogel d'hydroxyde ferrique lorsque ces eaux souterraines arrivent au contact de l'eau superficielle du lac, saturée en oxygène, cet hydrogel évolue ensuite en concrétions dures (d'après P. Routhier 1963). Ces dépôts seraient donc ici quaternaires post-glaciaires.

Divers

Citons les indices de stibine dans les calcaires dévoniens de Bois-Roux et carbonifères de Quénon, l'indice filonien de *galène-blende* du Rocher Moriau (Saint-Aubin-d'Aubigné). Les autres indices signalés sur la carte résultent de la prospection alluvionnaire systématique, aucun ne constitue de placer important.

Les trois tableaux des pages suivantes résument les principales caractéristiques des indices et gîtes minéralisés notables de la feuille Combourg.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Bretagne*, par S. Durand et H. Lardeux, 2ème édition, 1985, Masson, Paris : - *itinéraire 8a* : de la vallée de l'Ille à la vallée du Couesnon.

BIBLIOGRAPHIE

ALLON A. (1979) - Inventaire du territoire Métropolitain. Prospection de la partie centrale du Synclinerium Médiann Armoricain. BRGM 79 RDM 055 FE.

AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.Y., COCHERIE A., FOUILLAC A.M., ROSSI P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien, implications métallogéniques. Coll. ATP Géochimie - Métallogénie - Bouas - 16-17/6/83, pp.20-35.

BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J., RACHEBOEUF P. (1972) - Le Dévonien du Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 14, pp.944-1009.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Motte aux Anglais	2.4001	Fe	Hématite	Amas	Argile	Indices de position imprécise
La Touche	4.4001	Pb, Zn, Pyr	Quartz Barytine Blende Galène Pyrite Anglésite Jarosite Melnicovite Marcasite	Filon 3 colonnes hectométriques	Granite de Fougères	— Concédee en 1879 - plusieurs périodes de travaux. Toute activité a cessé en 1951. La mine comporterait 5 niveaux - 40 - 90 - 150 - 210 - 240. Production 3.077 T de galène - 8.235 T de blende - 20.963 T de pyrite. La blende contient en moyenne 450 g/T Ag et 0,28 % de Cd. La galène 50 à 150 g/T Ag.
Romazy	4.4002	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite	Filon	Schiste	Anciens travaux de 1834. En 1912 la découverte d'or dans les déblais a entraîné une tentative de dénoyage du puits.
Bois-Neuf	4.4003	Pb, Zn	Quartz Galène Blende Anglésite Pyrite Chalcopyrite	Filon 180°	Granite	2 puits de recherches foncés, en 1962 et 1966 avec galeries et recoupes à - 15, puis à - 40 m, pour le B.R.G.M. Teneur moyenne sur 160 m d'allongement = 4,1% Pb.
La Roche aux Merles	4.4004	Pyr	Pyrite		Quartzite	Pyrite en cubes dans une ancienne carrière.
Les Coudrais	4.4005	Pb	Galène Pyrite			Indice découvert au cours de prospections en 1977.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Gué-Morin	4.4006	Anl	Andalousite Biotite		Schiste	Dans les schistes tachetés de l'auréole de métamorphisme de contact du granite de Fougères.
La Roncerais	5.4001	Fe	Hématite Limonite			Ancienne ferrière - position approximative.
Claire-Fontaine	5.4002	Fe	Hématite Limonite	Amas	Calcaire Grès	Ancienne ferrière - position approximative.
La Butte	5.4003	Fe	Hématite Limonite	Amas	Calcaire Grès	Ancienne ferrière - position approximative.
La Jaudière	5.4004	Fe	Hématite Limonite	Amas	Calcaire Grès	Ancienne ferrière - position approximative
La Piletère Le Bas-Fouissel	6.4001	Hg	Cinabre	Amas	Grès silurien	Travaux B.R.G.M. en 1970 - Fouilles superficielles et sondages à la carrière.
Quenon	6.4002	Sb	Quartz Calcite Stibine Pyrite Marcasite Mélantérite Stibiconite	Disséminé	Calcaire carbonifère	Dans une carrière autrefois exploitée pour la chaux.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Fresne	6.4003	Hg, As	Cinabre Mispickel	Disséminé	Arkose Grès	1270 prospections B.R.G.M.
Bois-Roux	7.4001	Sb	Quartz Calcite Stibine Blende Pyrite	Amas	Calcaire	Grande carrière abandonnée et noyée, jadis exploitée pour la chaux.
Le Rocher d'Andouille	7.4002	Mn	Wad	Stratiforme	Grès	Indice visible en carrière au début du siècle - Un grison donne 8,13% Mn.
Le Rocher-Moriaux	7.4003	Pb, Zn	Quartz Galène Blende Pyrite Azurite Malachite	Filon	Grès	Indice signalé en 1923 dans une carrière exploitée pour l'empierrement.
Saint-Aubin-d'Aubigné	7.4005	Pb, Cu	Galène Chalcopyrite Covellite Malachite			Indice non positionné, signalé par F. Kerforne, 1921.

BABIN C., GOUJET D., LARDEUX H., LEJAL-NICOL A., LETHIERS F., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y., WEYANT M. (1976) - La Formation des Schistes de Porsguen (Dévonien supérieur de la Rade de Brest, Massif Armoricain). Lithologie, flore, faune, *Ann. Soc. géol. Nord*, 46, 4, pp.333-346.

BABIN C., PARIS F. (1973) - Découverte du Dévonien supérieur dans le Synclinorium du Ménez-Bélair (Massif Armoricain). Implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D), 276, pp.2129-2132.

BARROIS C. (1895) - Le bassin du Ménez-Bélair (Côtes-du-Nord et Ille et Vilaine). *Ann. Soc. géol. Nord*, 22, pp.181-350.

BEZIER M. (1890) - Sur un gisement carbonifère de l'étage de Visé, reconnu à Quenon en Saint-Aubin-d'Aubigné (Ille-et-Vilaine). *C.R. Acad. Sci. Paris*, pp.403-404.

BEZIER M. (1914) - Sur l'existence d'une florule carbonifère (westphalienne ?) à Melesse (Ille-et-Vilaine). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 158, p.2021.

BEZIER T., LEBESCONTE P. (1900) - Observations sur le terrain silurien dans le synclinal de Gosné (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. méd. de l'Ouest*, 9, 4, Rennes.

BIRAI A., SAKOWITSCH W. (1963) - Résultats de la prospection géochimique stratégique pour le Pb et le Zn des environs de Vieux-Vy. Mission Bazouges-la-Pérouse (I. et V.). Rapport BRGM DS 63 A 32.

BIRAI A., SAKOWITSCH W. (1963) - Résultats de la prospection géochimique tactique pour le Pb et le Zn à l'ouest de Vieux-Vy (I. et V.). Rapp. BRGM DS 63 A 88.

BRUNEL L. (1975) - Révision des périmètres de protection des captages d'Ille et Vilaine. Rapp. BRGM. 75 SGN 269 BPL.

BRUNEL L., TALBO H. (1978) - Bassin tertiaire de St-Aubin d'Aubigné (Ille et Vilaine). Rapport BRGM 78 SGN 266 BPL, 61 p.

CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France, vol. 1 - Massif armoricain. *Mem. BRGM n° 74*, 96 p., 8 cartes h.t.

CLEMENT J.P. (1977) - Cartographie des zones où des gisements de granites exploitables sont repérables en Ille-et-Vilaine. Rapport BRGM 77 SGN 060 BPL. 30 p., 24 pl. h.t.

CLEMENT J.P., CHEVASSU G., YARDIN D. (1979) - Inventaire des ressources en granulats du Nord de l'Ille-et-Vilaine. Rapport BRGM + Labo. Région. P.C. St-Brieuc. 79 SGN 031 BPL, 83 p., 4 ann. h.t.

COGNE J. (1965) - Observations sur l'âge et la signification de la phase bretonne. C.R. sess. extr. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydr., 73, pp.239-243.

COGNE J., PARIS F., PHILIPPOT A. (1972) - Caractère structural et histoire tectonique de la partie orientale du Synclinorium du Ménez-Bélair (synclinorium médian armoricain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, pp.3186-3189.

COGNE J., WRIGHT A.E. (1980) - L'orogène cadomien. 26ème Congrès géologique International, Colloque C6, pp.29-55. Paris.

DABARD M.P., PARIS F. (1986) - Palaeontological and geochemical characteristics of Silurian black shales formations from the Central Brittany Domain of the Armorica massif (NW France). *Chemical Geology*, 55, pp.17-29.

DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. soc. géol. min. Bretagne*, 12, 389 p. Rennes.

ESTEIOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse, 319 p. Rennes.

ESTEIOULE-CHOUX J., MARGEREL J.P., PARIS F. (1972) - Découverte d'argiles pliocènes fossilifères à 17 km au Nord-Est de Rennes. *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 274 p.2276 à 2279.

GOGUEL J., COGNE J., GRAINDOR M.J., CHAURIS L., DELATTRE C., PRUVOST P., BABIN C., DIDIER J., TERS M., WEBER C., JAEGER J.L., CORPEL J. (1967) - Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 52.

GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Mem. expl. carte géol. Fr.*, 211 p. Paris.

HENRY J.L. (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif Armoricaïn. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 22, 250 p., 48 pl.

JONIN M. (1969) - Etude pétrographique du massif granitique de Bonnemain (Massif armoricaïn français). Thèse 3ème cycle. 87 p. Clermont-Ferrand.

JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricaïn). *C.R. Acad. Sc.*, 277, pp.281-284. Paris.

JONIN M., VIDAL P. (1975) - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia. Massif armoricaïn. France. *Can. J. Earth Sci.*, 12-6, pp.920-927.

JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricaïn, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse Brest, 319 p.

KERFORNE F. (1902) - Sur le Gothlandien inférieur du Massif armoricaïn. *C.R. Acad. sci. Paris*, 139, p.1-2, Paris.

KERFORNE F. (1914) - Sur la présence de Calymene Blumenbachi BRONGN. dans le Gothlandien de Bretagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 158, pp.1458-1459.

KERFORNE F. (1915) - Compte rendu des excursions du laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Rennes en 1915. *Bull. Soc. sci. et médic. de l'Ouest*, 24, pp.15-26. Rennes.

KERFORNE F. (1920) - L'antimoine dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. mineral Bretagne*, T.1, Fasc. 3.

KERFORNE F. (1921) - Principales substances utiles du département de l'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. Géol. mineral Bretagne*, T.2, Fasc. 1.

KERFORNE F. (1921) - Note sur une formation superficielle dite "grison" dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. minéral Bretagne*, T.2, Fasc. 1.

KERFORNE F. (1923) - Etude stratigraphique de la vallée de l'Ille entre Saint-Médard-sur-Ille et Saint-Germain-sur-Ille (Ille-et-Vilaine) - *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 4, 2, pp.178-191.

LEBESCONTE O. (1881) - Sur la classification des assises siluriennes de l'Ille-et-Vilaine et des départements voisins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 10, pp.55-68 - 1 tabl.

LEBESCONTE P. (1900) - Sur l'existence de Dévonien moyen dans l'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXVIII : 88-90.

LEDUC C., (1969) - Etude de la distribution et de la localisation du Pb et du Zn dans le profil d'altération météorique du granite de Fougères (zone minéralisée de Bois-Neuf en Vieux-Vy, Ille-et-Vilaine). Thèse 3ème cycle. Paris.

LE MENN, J. (1985) - Les Crinoïdes du Dévonien inférieur et moyen du Massif Armoricaïn. Systématique, Paléobiologie, Evolution, Paléoécologie, Biostratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 30, 268 p., 86 fig., 16 tabl., 39 pl. Rennes.

LEUTWEIN F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif armoricaïn. *Mem. Sci. Terre*. 11, 84 p. Nancy.

LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricaïn septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.275, pp.1327-1330.

LOUGNON J. (1956) - Symposium sur le manganèse. XXe Congrès Géologique, Mexico, T.II, pp.60 et 31.

MILON Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, 151 p., 77 fig., 8 pl. Imprimerie Oberthur, Rennes.

MILON Y., DANGEARD L. (1920) - Compte rendu des excursions du Laboratoire de Géologie en 1920. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, 3, pp.155-164.

MOAL A., VANDENHOECK A. (1978) - Recherche de structures filoniennes par méthodes électrique et électromagnétique (VLF et rectangles de résistivité) à Vieux-Vy - La Touche (Ille-et-Vilaine). Rapport BRGM - 78 GPH 011.

MORZADEC P., PARIS F. (1976) - Confrontation des données et comparaisons avec des successions éodévoniennes d'Europe et d'Afrique du Nord. In Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Cénére (Massif armoricaïn, France). Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, pp.7-14, Rennes.

MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P. (1973) - Une tranchée dans le Dévonien du Ménez-Bélaïr (Synclinorium médian armoricaïn). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C), 4, 2, pp.111-114.

MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P. (1980) - Conclusions stratigraphiques. In La tranchée de la Lézais. Emsien supérieur du Massif armoricaïn. Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, 24, pp.11-18. Rennes.

MULOT B. (1971) - Atlas guide des gites et indice dans le département des Côtes-du-Nord. RAR inédit, p.37.

ODIN G.S. (1982) - Numerical dating in stratigraphy. Part II-1040 p., John Wiley and Sons, Chichester.

PARIS F. (1972) - Etude géologique de la terminaison orientale du Ménez-Bélaïr (Synclinorium médian armoricain). Thèse 3ème cycle, 141 p. Rennes (inédit).

PARIS F. (1972) - L'Ordovicien du Synclinorium du Ménez-Bélaïr (Synclinorium médian armoricain). Ses caractères et sa place dans la paléogéographie centre-armoricaine. *Ann. Soc. géol. Nord.*, 91, 4, pp.241-251. Lille.

PARIS F. (1977b) - Les formations siluriennes du Synclinorium du Ménez-Bélaïr; comparaison avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, 1, 2, pp.75-87.

PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p., 134 fig., 44 tabl., 41 pl.

PARIS F., DEUNFF J. (1969) - Découverte d'un riche microbios à Acritarches et Chitinozoaires dans les formations du Synclinorium Médian (Massif armoricain, environs de Saint-Médard-sur-Ille), présence de spores et de scolécodontes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269, pp.308-311.

PARIS F., DEUNFF J. (1970) - Le Paléoplancton des niveaux chloriteux llanvirniens de la Roche-au-Merle (commune de Vieux-Vy-sur-Couesnon, Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (c), 2, 1, p.25-43, 3 pl. Rennes.

PARIS F., JEGOUZO P. (1976) - La bordure Mancellia-Synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. 4ème R.A.S.T. (Paris), p.317.

PARIS F., LE HERISSE A., PELHATE A., WEYANT M. (1982) - Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le Synclinorium du Ménez-Bélaïr : essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (c), 14, 2, pp.19-33.

PARIS F., RICKARDS B., SKEVINGTON D. (1980) - Les assemblages de Graptolites du Llandovery dans le Synclinorium du Ménez-Bélaïr (Massif Armoricain). *Géobios*, 13, 2, pp.153-171, 2 pl., Lyon.

PARIS F., MORZADÉC P., LE HERISSE A., PELHATE A. (1986) - Late Devonian - Early Carboniferous events in the Armorican Massif (Western France): a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, C 109, pp.187-195.

PELHATE A. (1971) - Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif Armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p.

PELHATE A. (1981) - Les microfaciès. In La tranchée de la Lézais, Emsien Supérieur du massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 24, pp.16-26.

PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif Armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 8, 295 p. Rennes.

PHILIPPOT A. (1951) - Sur la tectonique du Synclinorium médian au nord de Rennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6ème sér., 1, pp.363-368.

PHILIPPOT A. (1959) - Deux nouveaux gisements siluriens au Sud-Ouest et au Nord-Est de Rennes (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., 1, pp.18-20. Rennes.

Collection R. PIERROT. Inventaire minéralogique de la France n° 13, Ille-et-Vilaine.

PINEL-ROCHETTE A. (1956) - Quelques remarques sur la constitution de l'éperon de Vieux-Vy-sur-Couesnon. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., 1, 2, pp.51-65, 4 fig. Rennes.

PLAINE J. (1976) - La bordure sud du Synclinorium paléozoïque de Laval (Massif Armoricaïn). Stratigraphie - Volcanisme - Structure. Thèse 3ème cycle, Rennes, 229 p. (inédit).

PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie Armoricaïne. *Mem. Soc. géol. minéral. Bretagne*. T.IV.

RACHEBOEUF P. (1981) - Chonetacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe (Systématique, Phylogénie, Biostratigraphie, Paléobiogéographie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 27, 294 p. 35 pl.

RENAUD A. (1942) - Le Dévonien du synclinorium médian Brest-Laval. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 8, I, 184 p.; II, 385 p. 14 pl. Rennes.

RENAUD. A. (1960) - Contribution à l'étude d'une faunule emsienne à la Rosière près de Gahard (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., 1, pp.11-17, Rennes.

ROBARDET M. (1966) - Sur la limite siluro-dévonienne dans le Cotentin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 8, pp.98-101. Paris.

ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson, 2 vol., 1282 p., Paris.

SEUNES J., LEBESCONTE P. (1894) - Coupe suivant le profil de la voie ferrée de Saint-Médard à Saint-Germain-sur-Ille. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 3ème sér. 22, pp.7-10.

SKEVINGTON D., PARIS F. (1975) - Les Graptolites de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, 2, pp.260-266, Paris.

STANUDIN B. (1963) - Prospection électrique à Vieux-Vy (I. et V.). Rapport BRGM DS 63 A 25.

TANON J. (1961) - Etude documentaire sur la mine de la Touche (I. et V.). Rapport BRGM R 5031

THIRION C. (1929) - Sur le gisement métallifère de la Touche (Ille et Vilaine). *C.R. Soc. géol. Fr.* 29, 15, p.227.

THIRION C. (1929) - Sur la région métallifère de la Touche. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*. t. 10, pp. 83-85.

THIRION C. (1930) - Sur la métallogénie du filon de la Touche (Ille et Vilaine). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, t. 30, n° 13, p.156 et n° 16, pp.225-226.

VANNIER J. (1986a) - Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain - *Palaeontographica*, A, 193, 1-4, pp.77-143.

VANNIER J. (1986b) - Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain - *Palaeontographica*, A, 193, 5-6, pp.145-218.

Cartes géologiques à 1/180 000

Feuille *Dinan* (60), 3ème édition, 1964.

Feuille *Avranches* (61), 3ème édition, 1969.

Feuille *Rennes* (75), 3ème édition, 1966.

Feuille *Laval* (76), 2ème édition, 1960.

Cartes géologiques à 1/150 000

Feuille *Caulnes* (281), 1977.

Feuilles *Fougères* (283), 1981

Feuille *Saint-Hilaire du Harcouët* (247), 1983.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/1500 000

Feuille *Nantes*, (1979).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Bretagne, 14 avenue Sergent-Maginot, 35100 Rennes, soit au B.R.G.M., Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- F. PARIS, chargé de recherche au CNRS, laboratoire de paléontologie et stratigraphie, Université de Rennes, pour les formations paléozoïques, leur métamorphisme et leur tectonique propres.
- P. DADET, ingénieur géologue au B.R.G.M. pour le reste dont : l'histoire géologique en collaboration avec F. PARIS et les formations quaternaires à partir d'un texte de J. FOUQUOIRE, docteur de 3ème cycle, Université de Caen.

Annexe 1 - Ecorché des formations paléozoïques à l'ouest de l'Ille
(Vue dépouillée des formations superficielles)

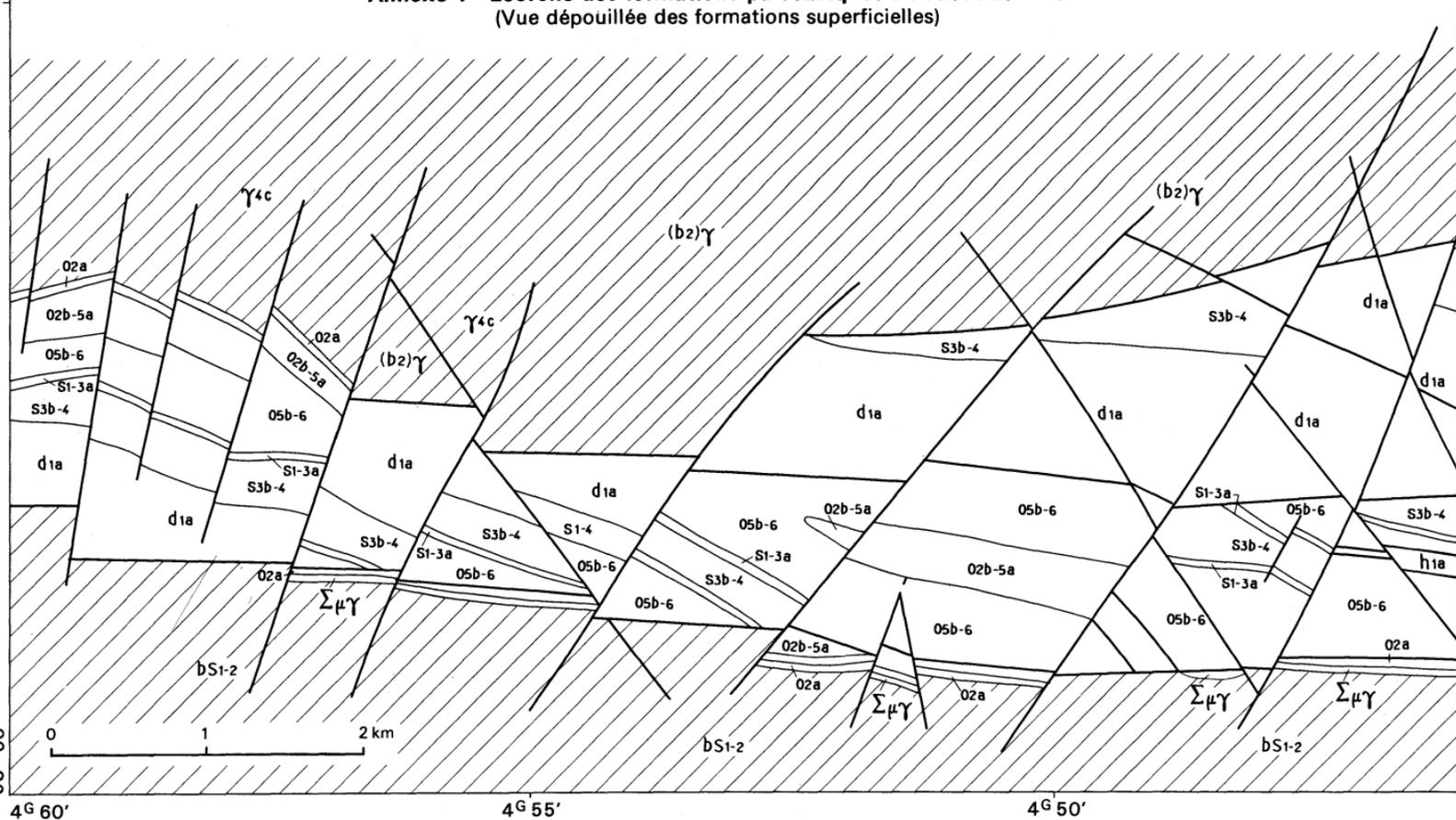
53°G 65'

53°G 60'

4°G 60'

4°G 55'

4°G 50'



Annexe 2 - Ecorché des formations paléozoïques autour de Saint-Aubin-d'Aubigné
(Vue dépeuplée des formations superficielles)

