

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE

BROONS A 1/50 000

par S. REGNAULT

1984

Editions du BRGM - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX (FRANCE)

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	8
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	16
<i>ROCHES THERMOMÉTAMORPHISÉES</i>	20
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	22
<i>ROCHES CATACLASÉES ET MYLONITISÉES</i>	25
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	26
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES - GÉOLOGIE STRUCTURALE	47
PRÉHISTOIRE	51
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	51
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	51
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	52
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	54
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	54
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	54
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	57
AUTEUR	58
<i>TABLEAU : ANALYSES CHIMIQUES</i>	59

INTRODUCTION

PRÉSENTATION ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La région couverte par la feuille Broons à 1 /50 000 est située dans la partie sud-orientale des Côtes-du-Nord. Différentes unités géologiques s'y distinguent :

— *Au Nord* le domaine cristallophyllien de Saint-Malo—Dinan sépare l'extrémité orientale du massif granitique de Moncontour du batholite granitique de Bobital, ce dernier étant intrusif dans l'ensemble cristallophyllien. Dans la partie la plus méridionale le Briovérien sédimentaire occupe une vaste zone en dépression.

— *Au centre* s'étend d'Ouest en Est le tronçon le plus occidental du synclinorium paléozoïque du Menez-Bélaïr (partie centrale du synclinorium médian armoricain).

— *Au Sud*, le Briovérien de Bretagne centrale, constitué en grande partie de micaschistes, est affecté par des intrusions de diorites quartziques (Saint-Jacut-du-Mené, Lanrelas).

Les conditions d'observation sont relativement bonnes (environ 1 200 affleurements répertoriés), mais elles peuvent être très inégales au sein d'une même unité géologique. A titre d'exemple, dans le Paléozoïque, certains secteurs comme la vallée de la Rosette (Sud de Broons) montrent une structuration complexe impossible à représenter à cette échelle, alors que la partie méridionale de la forêt de Bosquen (*), pratiquement dépourvue d'affleurement, oblige à procéder par extrapolation.

Le Briovérien affleure peu dans certains secteurs (Nord de Broons, Nord-Ouest de Sévignac). Les filons de diabase intrusifs dans le Briovérien ont pu cependant être observés à l'occasion de travaux importants (route nationale 12, gazoduc Caulnes—Ploufragan). Le granite de Bobital affleure assez bien contrairement à celui de Moncontour parfois fortement altéré.

(*) Orthographié *Boquen* sur la carte de l'I.G.N. à 1/50 000.

Les connaissances stratigraphiques et structurales antérieures sont essentiellement dues à Ch. Barrois, auteur des premières éditions des feuilles à 1/80 000 Saint-Brieuc, Dinan, Pontivy et Rennes (en collaboration avec P. Lebesconte), qui intéressent la présente feuille à 1 / 50 000. Les recherches et levés cartographiques effectués pour cette première édition ont permis de préciser la cartographie, la stratigraphie et la structure de la région. Pour le Paléozoïque les subdivisions stratigraphiques utilisées sont, dans la mesure du possible, celles qui ont été reconnues et distinguées à l'Est (feuille Caulnes).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Protérozoïque

Les matériaux les plus anciens affleurant dans cette région sont représentés par les dépôts terrigènes rapportés au Briovérien moyen. Dans le domaine cristallophyllien de Saint-Malo—Dinan, ces terrains sont affectés par un métamorphisme général apparemment d'âge cadomien dans la mesure où ils ont été ultérieurement thermométamorphisés par l'intrusion des granodiorites manceliennes à la fin du cycle cadomien. Les séries micaschisteuses du Mené apparaissent selon toute vraisemblance comme l'équivalent des formations métamorphiques du domaine de Saint-Malo—Dinan. Dans l'ensemble du secteur parcouru, les faciès considérés comme caractéristiques du Briovérien supérieur (poudingue de Gourin...) font défaut. Vers la fin du Protérozoïque supérieur, après une phase de structuration sans schistogenèse, comme c'est le cas en Bretagne centrale, les granodiorites manceliennes se mettent en place en développant un thermométamorphisme important. Le témoin le plus occidental de ce batholite mancelien est représenté par le granite de Bécherel (feuille Caulnes à 1/50 000).

Paléozoïque

• **Anté-Carbonifère.** Après une phase d'érosion correspondant à la fin du Protérozoïque et au Cambrien, la transgression paléozoïque débute à l'Arenigien avec la Formation du Grès armoricain, unité lithologique peu épaisse. Cette transgression est ici un peu plus tardive que dans les régions plus méridionales où la Formation de Pont-Réan précède le dépôt du Grès armoricain. D'une façon générale, le reste de la succession, jusqu'au Dévonien supérieur inclus, correspond à des dépôts épicontinentaux avec parfois des épisodes à caractère tidal (Grès armoricain, Grès de Saint-Germain-sur-Ille et Grès de Gahard). Quelques éléments permettent même de penser à la proximité de terres émergées notamment à la fin du Dévonien inférieur (présence de plantes flottées à la base de la Formation de Bosquen). Jusqu'à la base de l'Ordovicien supérieur, la sédimentation présente les mêmes caractères que celle que l'on connaît plus à l'Est (synclinorium du Ménez-Bélair, synclinorium de Laval) et plus au Sud (synclinorium de Martigné-Ferchaud). A l'Ordovicien supérieur on constate une diminution de la puissance des dépôts arénacés de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille qui n'existent plus vers l'Ouest, dans la partie orientale du synclinorium de Châteaulin où ils sont remplacés par une sédimentation à dominante argileuse.

Au Dévonien inférieur, quelques particularités apparaissent par rapport au reste du synclinorium médian. Les grès purs de la partie supérieure de la Formation de Gahard sont ici relativement réduits et l'essentiel de la séquence est constituée d'alternances schisto-gréseuses. Par ailleurs, les dépôts carbonatés du Gedinnien et du Siegenien, largement développés à l'Est (synclinaux de Gahard et de Laval) et à l'Ouest (rade de Brest), font ici défaut et sont remplacés par des sédiments argileux (partie inférieure de la Formation de Touvra). Le même phénomène s'observe également dans l'Est du synclinorium de Châteaulin. D'autre part, on notera dans cette succession dévonienne l'anomalie constituée par les grès de la Formation de Rochereuil dont aucun équivalent véritable n'a pu être mis en évidence tant à l'Ouest qu'à l'Est de la région étudiée. Enfin, terminant la succession dévonienne, les dépôts noirs de la Formation de la Rabine montrent que la sédimentation s'est poursuivie jusqu'au Famennien II.

Ainsi, de l'Arenigien jusqu'au Famennien, la sédimentation apparaît pour l'essentiel comme continue. Les ampélites à Graptolites du Silurien n'ont pas été observées dans le cadre précis du secteur étudié ; leur absence paraît très probablement d'origine tectonique dans la mesure où immédiatement à l'Est (Médreac et Guitté, feuille Caulnes à 1/50 000), de même qu'à l'Ouest (feuille Moncontour à 1/50 000), ces faciès euxiniques sont bien représentés. On peut penser que dans le Menez-Bélaïr occidental, la lacune d'une large part du Llandoveryien, démontrée immédiatement à l'Est (feuille Caulnes), existe également. Celle-ci peut s'inscrire dans le cadre des événements glaciaires fini-orдовiciens. Dans la séquence sédimentaire, il n'apparaîtrait donc aucune trace d'événements calédoniens. Par contre, les études géochronologiques suggèrent l'existence, à proximité de la région étudiée, d'un magmatisme « ordovico-silurien » dans la « ride du Ménez ». En effet, le complexe orthogneissique de Plouguenast (feuille Moncontour) comprend des diorites datées à 485 ± 10 M.A. et des leucogranites à 450 ± 10 M.A. La signification de ce plutonisme calédonien reste d'ailleurs l'objet de discussions pour l'ensemble de la chaîne varisque d'Europe occidentale. Quoi qu'il en soit, la sédimentation du Paléozoïque inférieur n'a enregistré aucun effet imputable à la mise en place de ces batholites.

• **Carbonifère.** Le Groupe d'Éréac qui selon toute vraisemblance correspond au Carbonifère inférieur permet d'aborder le problème de la *phase bretonne*. La position méridionale de cette unité lithologique, marginale par rapport aux affleurements du Paléozoïque inférieur, et la présence de volcanites acides traduisent en effet les marques d'une instabilité crustale. Celle-ci est connue à l'échelle du synclinorium médian et se marque bien dans la région de Saint-Germain-sur-Ille (feuille Combourg à 1/50 000) et sur le flanc sud du synclinorium de Laval où l'on connaît une importante activité volcanique au cours du Carbonifère basai.

Ici, comme dans le reste du synclinorium du Ménez-Bélaïr et la partie orientale du synclinorium de Châteaulin, la *phase bretonne* ne semble pas correspondre à un événement tectonique majeur, générateur d'un plissement vigoureux synschisteux des terrains anté-carbonifères. Les déformations majeures de l'ensemble du Paléozoïque sont postérieures à la sédimentation du Groupe d'Éréac. Par comparaison avec le reste du Massif armoricain, on peut penser qu'elles se situent entre le Namurien et le Westphalien. La mise en place de ces structures est responsable de la schistosité qui apparaît actuellement à la fois dans le Briovérien et dans l'ensemble du Paléozoïque. Ces plis assez resserrés montrent fréquemment une tendance à un léger déversement vers le Sud, phénomène localement accentué par des mouvements tangentiels plus tardifs. Des lignes de fracture grossièrement orientées Est—Ouest, et dont certaines ont

déjà montré des traces d'activité au début du Carbonifère, apparaissent plus tardivement puisqu'elles recoupent les structures plissées. Il s'agit de cisaillements à composante majeure dextre, responsables de la genèse des plis dissymétriques à charnières courbes sub-verticales, et qui se traduisent dans la cartographie par une tendance chevauchante de certains panneaux vers le Sud-Est. Ces cisaillements montrent également une résultante verticale dont l'effet apparent se traduit par un enfoncement des terrains paléozoïques, notamment du Groupe d'Éréac, qui se sont trouvés épargnés par l'érosion. Ces lignes de cisaillement en se rapprochant les unes des autres dans la partie centrale du synclinorium médian, donnent en définitive son aspect cartographique si particulier au synclinorium du Ménez-Bélaire. Elles ont fonctionné à plusieurs reprises (parfois sans doute de façon sénestre) et ont provoqué par endroit la formation de mylonites lorsque la nature pétrographique du matériel s'y prêtait. Les dernières activités tectoniques varisques correspondent à l'apparition de fractures sub-méridiennes provoquant un découpage en mosaïque des *bandes tectoniques* préalablement formées.

Tertiaire

Aucun témoin géologique ne permet d'aborder l'histoire de cette région au cours du Secondaire. Par contre, au Tertiaire, le rejeu ou l'apparition d'accidents cassants (fractures N 140° E) aboutit au piégeage de sédiments comme par exemple l'Oligocène de Saint-Jacut-du-Mené.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES

Domaine cristallophyllien des Landes-du-Mené

Cet ensemble cristallophyllien, largement représenté dans la partie méridionale de la feuille, au Sud du Paléozoïque, trouve un plus grand développement vers l'Ouest (feuille Moncontour).

b2 ζ ¹⁻². Micascistes à muscovite et chlorite. Ces schistes satinés sont largement répartis autour des diorites quartziques (η ¹⁻²), surtout à leur bordure sud. Les caractères pétrographiques et structuraux de ces schistes sont difficiles à préciser en raison de leur altération souvent importante (la Croix Bouillard, la Barre respectivement au Sud-Ouest et au Nord-Est de Saint-Jacut-du-Mené) et de leur recouvrement par des formations superficielles. Ils sont enfin difficiles à distinguer du Briovérien peu métamorphique auquel ils passent insensiblement (Sud d'Éréac).

La muscovite abondante, millimétrique, parfois en grandes lamelles, marque la foliation S_1 . Elle est accompagnée par la chlorite qui constitue quelquefois des amas. Les cristaux de quartz disposés eh mosaïque sont allongés dans S_1 . Les feldspaths sont présents mais leur nature ne peut être précisée.

D'un point de vue structural, la foliation S_1 est reprise par des plis F_2 dont les charnières sont occupées par des amas de chlorite et de grandes muscovites. Ces plis F_2 centimétriques, resserrés, à charnières aiguës, affectent aussi des filonnets de quartz (Sud de Maupas, au Nord de Collinée). Comme l'indiquent les quelques axes de plis mesurés, cette structuration a une direction moyenne NW—SE dans la région située au Sud-Ouest de Saint-Jacut-du-Mené. La schistosité S_2 est marquée par des muscovites néoformées et des minéraux opaques. Les linéations d'intersection S_1 - S_2 s'observent localement (le Coudray au Sud de Saint-Jacut-du-Mené, les Bourdonnais au Nord-Est de Saint-Vran).

Domaine cristallophyllien de Saint-Malo—Dinan

Sur le territoire de la feuille, ce domaine s'étend depuis le Nord du massif granitique de Moncontour à l'Ouest, jusqu'au Sud du batholite de Bobital à l'Est. On y distingue trois ensembles : des micaschistes et gneiss ($b_2\xi\xi$), des gneiss et migmatites (ξM), le complexe gneissique de Langouhède-Saint-Carné ($\xi\gamma M$).

$b_2\xi\xi$. Micaschistes et gneiss. Dans le cadre de la feuille trois zones de micaschistes et gneiss ont été reconnues : — au Nord du granit de Moncontour, — entre ce dernier et le batholite de Bobital, — au Sud du granite de Bobital et du complexe gneissique de Langouhède—Saint-Carné.

— *Au Nord du granite de Moncontour* affleurent des micaschistes et des gneiss fins qui passent au Sud-Est à des gneiss plus grossiers. Dans les micaschistes qui possèdent un grain inframillimétrique, des passées micacées sombres millimétriques constituent des intercalations plus ou moins continues. Des lits quartzo-feldspathiques accompagnés de filons et filonnets de quartz s'y observent. Ces roches à texture granolépidoblastique contiennent d'abondantes lamelles plurimillimétriques de muscovite. Ce minéral, qui matérialise la foliation S_1 , contourne des amas pavimenteux de quartz. La biotite, fréquente, souvent chloritisée, se présente soit en lits, soit de manière diffuse, ou encore apparaît sous la forme de reliques au cœur de muscovites (biotite muscovitisée). Les feldspaths plagioclases peuvent être nombreux mais sont souvent altérés ; leur pourcentage en anorthite semble compris entre 20 et 25 (oligoclase). On note aussi la présence d'apatite et de tourmaline.

— *Entre les massifs de Moncontour et de Bobital*. Dans cette zone il est difficile de distinguer cartographiquement les gneiss et micaschistes des faciès moins métamorphiques qui réapparaissent localement dans les micaschistes.

Les micaschistes fins à très fins, verdâtres, satinés, correspondent à d'anciennes *wackes* fines ou d'anciennes *siltites* grossières. Le litage originel est conservé car la foliation est bien souvent parallèle à celui-ci. Mis à part la muscovite et la séricite, la biotite se rencontre en petites lamelles disséminées ou bien en amas soulignant la foliation. Le pourcentage relatif entre muscovite et biotite est très variable. Les *métasiltites* se rencontrent en particulier près de Jugon. Au Nord de cette localité des micaschistes assez grossiers, sombres, possèdent un rubanement souligné par des lits millimétriques de biotite ; on y observe aussi des yeux feldspathiques de taille millimétrique. Certains niveaux *graywackes* métamorphisés correspondent à des faciès massifs recristallisés, contenant

de nombreux amas de quartz. On y reconnaît des feldspaths perthitiques, et des plagioclases albitiques (Nord du Ménéhy au Sud-Est de Tramain). D'autres faciès présentent plutôt des caractères de gneiss fins. Il s'agit de niveaux assez sombres à grain inframillimétrique riches en biotite. Ce minéral se présente parfois en amas ovoïdes. Des lits leucocrates quartzo-feldspathiques contenant quelques gros quartz millimétriques, alternent avec des passées plus riches en biotite ou encore avec des passées également leucocrates mais plus finement cristallisées.

Enfin, des *micaschistes graphiteux* (ξ gra) affleurent dans cette zone (voie ferrée, au Nord de Langouhède). Ils ont été indiqués comme phanites charbonneux sur les cartes antérieures (feuille Dinan à 1/80 000). Ce sont des alternances millimétriques à centimétriques entre des passées siliceuses claires et des lits sombres micacés plus riches en matière carbonée (graphite). Les caractères microscopiques sont ceux de micaschistes. Le quartz se présente en grains jointifs (quelques μ à 50 μ , voire 100 μ). Les passées siliceuses les plus finement cristallisées (grains de 40 μ environ) sont plus riches en graphite. De nombreuses lamelles de biotite et de la pyrite soulignent la foliation. Ces niveaux sombres et graphiteux résultent vraisemblablement de l'action du métamorphisme sur les passées riches en matière organique diffuse connues dans le Briovérien et représentées ici par une surcharge en traits obliques.

— *Au Sud du granite de Bobital et du complexe gneissique de Langouhède—Saint-Carné.* Dans les micaschistes grossiers ou gneiss fins, verdâtres, la foliation est marquée par des alternances entre des passées sombres millimétriques à centimétriques et des niveaux plus grossiers (Est de Mégrit).

La texture est granolépiblastique. Parmi les minéraux phylliteux (muscovite, biotite et chlorite), la muscovite se présente en grandes lamelles (400 μ) souvent en amandes et bordées de petites biotites. Ce minéral est représenté par de très nombreuses lamelles plus dispersées que celles de muscovite. Quelques plagioclase (An 10-25), millimétriques, à contours irréguliers, sont accompagnés de feldspaths potassiques à inclusions (phyllites, quartz ou albite en globules). Le quartz xénomorphe ou en amas pavimenteux est abondant. On notera qu'ici les grains (quartz, feldspaths) sont plus ou moins étirés dans la foliation. Les faciès fins sont riches en chlorite (biotite chloritisée) disposée dans la foliation ; la muscovite est souvent corrodée. Plus près du granite de Bobital, les micaschistes sont associés à un faciès sombre, cœillé, contenant des feldspaths plurimillimétriques à centimétriques, qui semble annoncer les gneiss du complexe de Langouhède—Saint-Carné situés immédiatement au Nord.

Du point de vue structural, dans la zone la plus occidentale et dans la zone centrale, la foliation S_1 est affectée par des plis F_2 centimétriques à décimétriques, concentriques aplatis à anisopaques (muscovites et biotites ployées) observables au Nord de la Malhore (la Rivière). Les filonnets de quartz affectés aussi par ces plis, semblent avoir été initialement obliques par rapport aux structures F_2 , à moins qu'ils n'aient déjà été plissés précédemment. Les structures F_2 de plongement axial faible (30°) ont, au moins localement, des directions NW—SE à Est—Ouest, obliques par rapport à la direction générale de l'ensemble cristallophyllien (N 70° E environ). A l'échelle de l'affleurement ces plis peuvent présenter une tendance curviplanaire.

Au Sud du complexe gneissique de Langouhède—Saint-Carné, les faciès fins sombres recristallisés sont lardés de filonnets de quartz qui dessinent un

pseudolitage, et sont affectés par des microplis dissymétriques (Sud-Est de Langouhède) centimétriques, dont l'existence pourrait être liée à des déformations cisailantes intéressant en particulier la bordure méridionale du complexe gneissique. A ces microplis peuvent être associés les plis dissymétriques observés dans le même secteur mais à plus grande échelle (métrique) dans le Briovérien épimétamorphique (Nord de la Landelle au Sud-Est de Langouhède).

A l'échelle microscopique, le comportement des minéraux phylliteux (muscovites en amandes) et l'étirement des quartz et des feldspaths dans la foliation observés dans certains faciès, tendent à confirmer l'existence de tels mouvements cisailants.

Enfin, il est important de noter que dans l'ensemble des micaschistes et gneiss, comme dans le reste du domaine de Saint-Malo—Dinan et celui des Landes du Mené, les plis observés sont des structures de phase 2.

ζM. Gneiss et migmatites. Ils occupent une surface assez importante entre les batholites granitiques de Moncontour et Bobital, au cœur des micaschistes et gneiss. Cet ensemble correspond à la terminaison sud occidentale de l'anticlinorium cristallophyllien de Saint-Malo. Il a été précédemment cartographié comme granulite feuilletée ($\gamma^1 \zeta^2$) (feuilles Saint-Brieuc et Dinan à 1/80 000, 1^{res} éditions) ou comme gneiss granitique (γM) (feuille Saint-Brieuc à 1/80 000, 3^e édition). On y distingue principalement des gneiss fins à très fins, des gneiss plus ou moins rubanés et foliés de grain variable et des faciès évoquant des migmatites. Les conditions d'affleurement, l'alternance de ces types pétrographiques et les déformations subies ne permettent pas d'établir des subdivisions cartographiques plus précises s'appuyant sur des différences pétrographiques. On notera cependant qu'à l'intérieur du périmètre la Malhoure—Tramain—Saint-Igneuc, les gneiss grossiers dominent.

Des gneiss fins à très fins s'observent au Nord-Est de la Malhoure (Nord de la Salle) ou de Tramain (la Corenais) où ils sont accompagnés par des gneiss à gros grain. Les gneiss fins grisâtres, homogènes, à foliation fruste, sont souvent traversés par des filonnets et veines pegmatitiques.

A Boudan (Ouest de Tramain), des gneiss moyens à fins, rubanés, à foliation bien marquée, correspondent à des alternances de niveaux leucocrates centimétriques et de passées discontinues riches en biotite. Les niveaux leucocrates sont parfois remplacés par des « yeux » centimétriques entourés par des lits biotitiques. Ces roches à texture granoblastique montrent de gros feldspaths (microcline) plurimillimétriques, subautomorphes, microfracturés et altérés. Ces feldspaths contiennent des inclusions assez globuleuses de quartz, et aussi de la biotite. Le plagioclase (An 15-20) assez abondant contient également de telles inclusions globuleuses. Le quartz se présente en amas polycristallins entre les feldspaths et en plages xénomorphes demi-centrimétriques. La biotite abondante, qui souligne la foliation, est accompagnée de muscovite. Certaines grandes muscovites montrent en leur cœur des amas de sillimanite (fibrolite) ; d'autres muscovites, obliques par rapport à la foliation, réagissent avec les feldspaths alcalins en donnant des sortes de myrmékites. Ces dernières existent aussi au contact entre plagioclases et feldspaths alcalins. On observe aussi des groupements de feldspaths en amas pavimenteux.

La foliation n'apparaît généralement pas de façon nette dans les faciès les plus fins. A l'Est de Tramain (carrière de Lessien), les gneiss à grain moyen, à biotite diffuse, ne montrent pas de foliation évidente alors que dans les faciès

plus grossiers celle-ci apparaît, grâce à la présence d'amas biotitiques parfois assez épais au sein de la roche massive bien qu'assez micacée.

A Tramain, des gneiss grossiers accompagnant les gneiss à grain fin montrent des rubannements quartzo-feldspathiques, lenticulaires, millimétriques. En même temps que le grain de la roche augmente, la dimension des rubanements croît. On y observe aussi des passées leucocrates centimétriques qui alternent avec des rubans discontinus plus ou moins anastomosés, centimétriques à millimétriques, constitués de biotite et de muscovite : ce dernier faciès est comparable aux gneiss à grain moyen de Boudan. Le grain peut devenir important, millimétrique à plurimillimétrique ; les amas centimétriques de biotite, aplatis dans la foliation, évoquent parfois des enclaves (Nord-Est de Quercy au Nord de Tramain) plus ou moins contournées et ondulées. Les gneiss à gros grain, relativement leucocrates possèdent une texture granoblastique. Comme les gneiss à grain moyen ils contiennent de gros microclines plurimillimétriques subautomorphes. Le plagioclase (An 15-20) contient comme le microcline des inclusions. Le quartz se présente en plages xénomorphes assez importantes ou en amas polycristallins. La biotite avec inclusions (zircon) est représentée par des paillettes diffuses ou en vagues traînées plurimillimétriques. On rencontre aussi de rares muscovites enchevêtrées avec la biotite, et quelques amas de fibrolite. Des passées leucocrates, exclusivement quartzo-feldspathiques, semblent évoquer déjà un leucosome.

Les gneiss grossiers affleurent aussi à Lessien (Est de Tramain) où ce faciès, par l'homogénéité du grain et l'absence de foliation, fait penser à un matériel granitique. Ce faciès s'observe encore au Nord-Est de la Malhoure (la Salle) et au Sud de la Corenais (Nord-Est de Tramain). Entre Tramain et Saint-Igneuc ils alternent avec des micaschistes, l'ensemble étant traversé par des filons de pegmatite.

Enfin, dans la carrière du Bois Ménard, entre Tramain et la Malhoure, s'observent des roches évoquant des migmatites (*métatexites*). Elles correspondent à des gneiss fins en niveaux centimétriques (*paléosome*) qui alternent avec des niveaux quartzo-feldspathiques grossiers et plus ou moins continus. Ces derniers (*leucosomes*) sont bordés par des lits riches en biotite (*mélanosome*).

Le contact tectonique entre les « migmatites » et les gneiss est observable au Sud-Est de la Corenais (Nord-Est de Tramain), où il est matérialisé par un gros filon de quartz.

Les rares mesures de foliation montrent que celle-ci est N 70°-80° E en moyenne, en accord avec la direction cartographique de l'ensemble des gneiss et migmatites, et avec la direction globale du domaine de Saint-Malo.

Quelques linéations mesurées dans les gneiss grossiers donnent des directions proches de N 45° E et N 65° E (Tramain).

Dans le cadre de la feuille Broons, on remarque que les gneiss peuvent présenter un aspect laminé, à grains étirés. Des gneiss fins sont parfois affectés par des plis relativement amples, centimétriques, affectant la foliation S_1 puisqu'à l'échelle microscopique les biotites marquant S_1 sont disposées en axes polygonaux dans ces plis.

Des études récentes menées plus au Nord (Saint-Malo et vallée de la Rance) interprètent les domaines cristallophylliens de Saint-Malo et Dinan en terme de

tectonique gravitaire (dômes gneissiques) au niveau crustal. Le métamorphisme général intéressant ces domaines est considéré comme d'âge cadomien.

ζγM. Complexe gneissique de Langouhède—Saint-Carné. Cet ensemble est situé au sein des micaschistes et gneiss b2 $\zeta\zeta$, entre les batholites granitiques de Moncontour et Bobital. Les gneiss qui le constituent se retrouvent vers l'Est, de manière discontinue, à la bordure sud du granite de Bobital puis sont de nouveau mieux représentés vers Saint-Carné (feuille Caulnes à 1/50 000). Cette bande gneissique était auparavant considérée comme granulite feuilletée ($\gamma^1 \zeta^2$) (feuilles Dinan et Saint-Brieuc à 1/80 000, 1^{res} éditions), granite et orthogneiss ($\gamma_{11c} \zeta$) (feuille Saint-Brieuc, 3^e édition) ou encore comme lame gneissique d'origine arkosique (*méta-arkoses*).

L'hétérogénéité originelle des faciès, les variations d'intensité de la déformation et de la recristallisation contraignent à ne considérer, à l'échelle de la carte, qu'un seul ensemble (complexe) regroupant des faciès ortho- et paragneissiques qui ne peuvent être différenciés que localement. Les orthogneiss semblent dominer. Vers l'Ouest, on les observe du Nord-Ouest de Plénée-Jugon (les Touches), à la carrière de Gouviard (Nord de Plénée-Jugon) où leur origine plutonique est attestée par l'existence d'enclaves mélanocrates parfois métriques prises dans la foliation affectant les gneiss encaissants. Ces orthogneiss se retrouvent à Langouhède puis à la bordure méridionale du granite de Bobital, au Sud de Queslain et dans la carrière de Rocherel, respectivement à l'Ouest et à l'Est de Mégrit ; puis à l'Est ils prennent de nouveau un développement important. Quant aux faciès paragneissiques, *méta-arkosiques*, ils sont visibles en particulier au Nord-Est de la Chênaie-Fretray (Ouest de Langouhède), le long de la voie express Rennes—Saint-Brieuc (sortie de Langouhède), à la Ville Bertrand (Nord-Est de Langouhède), et au Nord-Ouest de Dolo (Nord de la Talvassière). Dans ces différents affleurements, un matériel d'apparence volcano-sédimentaire, riche en matrice (la Ville Bertrand, Nord de Dolo) est inclus à l'intérieur de faciès nettement plus schisteux (la Ville Bertrand, voie express).

— **Faciès orthogneissiques.** Ces roches généralement sombres, grisâtres, compactes, possèdent un grain infra- à plurimillimétrique. La foliation est plus ou moins bien marquée par la biotite. Comme la densité des phénocristaux de feldspaths est variable, leur aspect œillé n'est pas constant. On y observe des passées quartzieuses millimétriques discontinues, parallèles à la foliation, qui correspondent à des bandes de recristallisation en fuseaux ou amandes. Ces bandes qui contournent les phénocristaux feldspathiques peuvent englober la biotite. Ce minéral est bien représenté par ailleurs et apparaît en grandes lattes plus ou moins déchiquetées et parfois en lamelles disséminées dans la roche. Les feldspaths qui constituent les phénocristaux globuleux sont représentés par des microclines perthitiques et des plagioclases albitiques. Le quartz et de petites biotites entrent dans la composition du fond de la roche. L'origine *ortho* de ces faciès est suggérée par la présence de myrmékites au contact plagioclase - microcline, de groupements de feldspaths (*synneusis*) et d'enclaves mélanocrates de taille variable, centimétrique à décimétrique, voire métrique (carrière de Gouviard au Nord de Plénée-Jugon), à grain fin, constituées surtout de quartz, chlorite, opaques et peut-être épidote et grenat ?

— **Faciès paragneissiques.** A l'échelle de l'affleurement, ces gneiss sont inclus dans des faciès nettement plus schisteux. Dans certains secteurs, les éléments figurés les plus gros sont concentrés à des niveaux centimétriques à

matrice sombre auxquels succèdent des niveaux plus clairs et plus fins ; l'ensemble présente une sorte de granoclassement (Nord-Ouest de Dolo). Dans le détail cependant, le tri granulométrique n'apparaît pas très bon. Les feldspaths millimétriques à plurimillimétriques contiennent des inclusions (biotite) ; le quartz, grisâtre à translucide, existe rarement en gros cristaux, mais peut se présenter en cristaux subautomorphes à automorphes. La biotite est disposée dans le « litage ». Dans d'autres cas, comme à l'Ouest de Langouhèdre (Nord-Est de la Chênaie-Fretray), ils prennent l'aspect de schistes verdâtres très hétérogènes à passées sombres discontinues ; ils contiennent des feldspaths plurimillimétriques à centimétriques altérés, parmi lesquels on note la présence de nombreux microclines et de plagioclases. Les éléments figurés (quartz, feldspaths) sont en général arrondis.

Il est parfois difficile de reconnaître la nature originelle des gneiss lorsque la déformation cataclastique est importante. A la sortie nord de Langouhèdre, vers la Ville Hervy, les gneiss sont séparés des micaschistes par des zones écrasées, des gneiss plus fins tectonisés, et des filons de quartz orientés dans la foliation S_1 . Des gneiss œillés sont accompagnés (sortie nord-ouest de Langouhèdre) par une roche fine, claire, dans laquelle la déformation planaire est marquée par des bandes siliceuses plurimillimétriques interrompant des passées moins déformées à phénocristaux feldspathiques apparents. Par ailleurs cette roche tectonisée passe à un faciès arkosique très riche en matière argileuse et feldspaths subautomorphes : les relations paragneiss-orthogneiss n'apparaissent pas ici clairement. Il en est de même dans les anciennes carrières de Gouviard, face à l'exploitation actuelle : les gneiss œillés tectonisés (biotites sigmoïdes à clivages torçus) deviennent de plus en plus fins vers le Sud (déformation croissante ?) ; ils passent à un faciès schisteux gris verdâtre à très nombreuses veinules ou amandes de quartz disposées dans la foliation ; les feldspaths sont beaucoup plus rares, la biotite de très petite taille est orientée dans la foliation, de même que le quartz. Les micaschistes repassent aux gneiss puis à des micaschistes fins. Il faut reconnaître que la nature exacte du contact gneiss - micaschistes n'est pas connue, mais il est très probable que ce contact est tectonique, les gneiss étant affectés par des déformations cisailantes. L'existence de telles déformations est d'ailleurs attestée, à l'échelle de l'affleurement, par une cataclase intense surtout aux bordures du complexe gneissique (carrière de Gouviard au Nord de Plénée-Jugon) et à l'échelle microscopique par les formes en amandes sigmoïdes que prennent les biotites contenues dans les orthogneiss.

Au Nord-Est de Langouhèdre (la Ville Bertrand), les paragneiss sont affectés par des plis resserrés aigus. La foliation dans les gneiss est oblique par rapport au débit dans les passées plus fines : cette obliquité peut s'expliquer par des déformations cisailantes plus intenses dans les faciès fins. De même, au Nord-Ouest de Dolo, les faciès les plus fins sans phénocristaux feldspathiques montrent les grains les plus étirés. A l'échelle cartographique ces cisaillements peuvent expliquer la forme en amande prise par les gneiss à la bordure sud du granite de Bobital.

Cristallophyllien de Rouillac

ζγ. **Orthogneiss de Rouillac.** Il affleure à proximité du village de Rouillac, au sein des formations paléozoïques de l'Unité de Bosquen—Médréac. Cette roche

avait antérieurement (feuille Rennes à 1/80 000) été considérée comme un granite feuilleté, gneissique, intrusif dans le Paléozoïque. Les limites cartographiques de cet orthogneiss ne peuvent être tracées avec précision en raison du recouvrement par des limons et de l'importance de l'altération (ancienne sablière de Haut-Rouillac). Des affleurements temporaires ont cependant permis d'observer ce faciès sur plus d'une centaine de mètres de la Gomberdière à Haut-Rouillac.

L'orthogneiss présente un aspect macroscopique toujours folié, affecté par une schistosité cataclastique et par des cisaillements. Cette roche de grain moyen à fin, claire à brunâtre, possède, selon les échantillons, une texture grenue porphyrique ou microgrenue. Les phénocristaux parfois centimétriques sont représentés par des feldspaths souvent altérés : feldspaths potassiques parfois perthitiques et plagioclases entièrement séricitisés. Le quartz est toujours présent en quantité importante et certains grains évoquent des quartz volcaniques. La muscovite et la biotite déformées constituent des passées phylliteuses. La biotite est chloritisée (par altération météorique ou rétomorphose ?) et on observe parfois des amas de petites chlorites. Comme minéraux accessoires, l'apatite est accompagnée de zircon. L'association minérale observée : quartz + feldspaths + biotite + muscovite, est celle d'une roche granitique à deux micas, par la suite orthogneissifiée.

Les principaux minéraux sont très déformés : le quartz, en cristaux fracturés et anguleux constitue aussi des bandes de déformation onduleuses avec sous-grains. Les plagioclases sont très déformés, et les feldspaths potassiques présentent des extinctions onduleuses. Les minéraux phylliteux sont souvent tordus et affectés par des microcisaillements, répliques des cisaillements observables sur les échantillons. Dans les faciès les plus déformés les quartz sont étirés, laminés dans une fine mouture quartzo-phylliteuse.

A l'échelle cartographique, l'orthogneiss est bordé par des accidents cassants, prolongements de grandes failles et de zones mylonitisées qui affectent le Paléozoïque.

Les relations entre l'orthogneiss de Rouillac et les formations sédimentaires dévoniennes ont été vues en deux localités. A la Gomberdière (Est de Rouillac) comme au Nord du Champ du Puits (Sud-Est de Rouillac), le contact avec les schistes dévoniens (à quartz, muscovite, chlorite, chloritoïde) est de nature tectonique. Aucun minéral caractéristique d'un quelconque thermométamorphisme ne s'observe dans le Dévonien, contrairement à l'interprétation retenue antérieurement (feuille Rennes à 1/80 000). A la Gomberdière, l'orthogneiss est littéralement haché par des filons de diabase à grain relativement fin dont l'orientation (N 100° à 120° E) coïncide avec celle de la schistosité cataclastique (environ N 100° E). Alors que l'orthogneiss a subi une déformation pénétrative, les diabases ne sont que fracturées, les seules déformations intimes étant limitées à des couloirs millimétriques où la texture intersertale a disparu. Ce contraste de déformations peut résulter de la nature différente des matériaux ou d'une mise en place des diabases relativement tardive par rapport à l'orthogneissification. D'une manière générale, les déformations propres à ce « massif » s'inscrivent assez bien dans l'évolution structurale d'ensemble des unités paléozoïques.

En ce qui concerne la nature et l'âge de cet orthogneiss, tectoniquement isolé au sein du Paléozoïque, on peut envisager qu'il s'agit d'un batholite à tendance microgranitique en liaison avec les manifestations volcaniques d'âge carbonifère inférieur (Groupe d'Éréac). L'existence de quartz à cachet volcanique

et l'apparente importance de la matrice (peut-être d'origine tectonique) iraient en ce sens.

— On pourrait également rapprocher ce « massif » des granitoïdes du Mené, dont les caractères pétrographiques et structuraux sont voisins (feuille Moncontour à 1/50 000) et dont les âges radiométriques indiquent une mise en place à l'Ordovicien. Toutefois, dans leur partie orientale, la plus proche de Rouillac, ces granitoïdes (Saint-Jacut-du-Mené et Lanrelas) contiennent en abondance de la hornblende verte, qui est absente dans l'orthogneiss de Rouillac.

— Enfin cet orthogneiss pourrait représenter un élément du batholite cadomien (cf. granodiorite quartzique de Bécherel et granodiorite de Bonnemain).

Il n'existe pas actuellement d'argument décisif en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses. Dans l'état actuel des connaissances on peut seulement retenir un âge anté-dévonien pour le matériel granitique et une orthogneissification lors des événements varisques.

ROCHES PLUTONIQUES

Elles sont surtout représentées par les massifs de Bobital, de Moncontour, d'Yvignac et du Mené.

γ^2 . **Granite de Bobital.** Dans le quart nord-est de la feuille apparaît la partie sud-occidentale du batholite granitique de Bobital. On distingue généralement au sein de ce massif deux types pétrographiques qui peuvent coexister dans un même affleurement (carrière de Kérinan, Est de la Ville Heleu, la Chapelle Huguen) ; ce sont les faciès *granite du Hinglé* et *granite de Languédias*.

A l'échelle cartographique deux zones concentriques peuvent être distinguées : la plus externe, intrusive dans le Briovérien, est constituée par le granite calco-alcalin à grain grossier $\rho\gamma^2$ dans lequel s'est mis ultérieurement en place le granite à grain moyen $m\gamma^2$. Les observations de terrain montrent par ailleurs que le leucogranite à grain fin à très fin $\lambda\gamma^2$ s'est mis en place dans les deux types granitiques précédents ; il constitue des filons tardifs dans le granite à grain moyen (Nord du Chêne Marqué au Nord de Mégrit), ou est intrusif dans le granite à gros grain (carrière des Bas Champs, au Sud-Ouest de Languédias).

$\rho\gamma^2$, $m\gamma^2$. **Faciès granite du Hinglé.** Ce granite à grain moyen à grossier, porphyroïde, gris à gris bleuté, riche en biotite, contient de rares muscovites. La texture est grenue à grenue porphyroïde. Les phénocristaux (1 à 2,5 cm) de microcline perthitique englobent de nombreux plagioclases automorphes, des lames de biotite et du quartz. Ils sont accompagnés de plagioclases (An 15-25) zonés. La matrice est constituée de plagioclases trapus, de quartz xénomorphe et de biotite plus ou moins chloritisée. A la limite des microclines et des plagioclases, des bourgeons de myrmékite sont fréquents. La biotite plurimillimétrique contient des inclusions de zircon. On note, comme minéraux accessoires, l'apatite et de rares tourmalines.

Il est possible de distinguer cartographiquement deux types au sein de ce faciès : un type grossier à biotite seule $\rho\gamma^2$ et un autre à grain moyen, leuco-

crate, à biotite et muscovite $m\gamma^2$, où la muscovite se présente en lamelles orientées suivant des plans (fractures ?) ou groupées.

Au sein du *granite du Hinglé* des enclaves surmicacées (biotite) ou *crapauds* sont particulièrement développées au Nord de Mégrit ; elles peuvent atteindre de grandes dimensions (la Beauflais au Nord-Ouest de Languédias).

Des filonnets aplitiques recourent ce faciès (étang de Rochérel au Nord-Est de Mégrit, au Nord du Bouquet Jalu au Sud de Jugon, à l'Ouest de Périnée à l'Est de Jugon...). De même, des venues pegmatitiques s'observent à l'Ouest de Quélaron (Nord de Mégrit) et à l'Ouest de Kérinan (Nord-Est de Languédias).

$\hat{\gamma}^2$. **Faciès granite de Languédias.** Il est bien représenté sur la feuille Broons, au Nord de la ligne Jugon—Mégrit—Trébédan, contrairement aux régions plus orientales (feuille Caulnes) où il est quasiment absent. Ce granite clair, à grain fin à très fin, présente parfois des tendances aplitiques ou microgranitiques. Les microclines sont encore nombreux et les plagioclases bien représentés (An 15-20), à macles complexes et zonages multiples. Contrairement au *granite du Hinglé*, les myrmékites sont rares. La biotite est présente en faible proportion sous forme de lamelles allongées, déchiquetées, alors que les muscovites sont nombreuses, en fines paillettes ou en lamelles. Les phénocristaux de quartz sont globuleux.

La matrice à texture grenue fine est constituée de plagioclase, microcline, quartz, muscovite et biotite.

Les fractures sont développées dans l'ensemble du massif et plus particulièrement près de Jugon, à Beauvais (Sud-Est de Jugon), Keroui (Nord-Est de Jugon), la Ville Heleu, le Houx (Nord-Ouest de Trébédan), Bel-Air (Nord de Languédias).

Seules les failles d'importance kilométrique ont été figurées. Des fractures subhorizontales liées à la mise en place du granite et aux phénomènes de décompression (*sheeting*) sont localement très développées au Sud-Est de Jugon (Beauvais) ou au Nord de Trébédan. Les fractures subverticales se répartissent en plusieurs familles parmi lesquelles celles de direction NW—SE, NE—SW et subméridienne dominant. Suivant la direction NE—SW, la roche est cataclasée et mylonitisée, particulièrement en bordure du batholite (Nord-Est de Jugon). Ces fractures, fréquentes au Nord de Dolo, découpent en liaison avec les fractures NW—SE des compartiments au sein du granite. Localement des zones tectonisées et bréchifiées s'observent (Champ de Grain, Est de Jugon).

Les âges radiométriques obtenus sur le massif de Bobital sont proches de 300 M.A. ; ce batholite appartient à l'ensemble des granites varisques.

$\rho\gamma^3$. **Granite de Moncontour.** La feuille ne recoupe que l'extrémité orientale du massif de Ploëuc—Moncontour qui est beaucoup plus développé vers l'Ouest (feuille Moncontour).

Il s'agit d'une roche assez claire gris bleuté à feldspath alcalin centimétrique maclé Carlsbad, à texture grenue porphyroïde. La matrice est à biotite millimétrique, feldspaths, quartz et muscovite. Les feldspaths alcalins (microcline) présentent des inclusions. Le plagioclase (An 25 en moyenne) montre un zonage qui n'est cependant pas très développé. La biotite est plus ou moins chloritisée ; la muscovite est associée à la biotite (biotite muscovitisée). D'assez nombreuses myrmékites s'observent au contact plagioclase - feldspath alcalin. Parmi les minéraux accessoires on reconnaît le zircon, de nombreuses apatites et le sphène.

Des variétés de granite à grain plus fin existent à l'Est de la Malhoure (Est du Morner) et au Nord-Est du Gouray (le Coudray).

Dans ce granite porphyroïde $\rho\gamma^3$ apparaissent des différenciations pegmatitiques assez leucocrates qui ont été distinguées sur la carte par un figuré en surcharge (Sud-Est de Penguily). Elles sont essentiellement constituées de mégacristaux de feldspaths alcalins pluricentimétriques à éclat rose violacé dans une matrice avec quartz, feldspaths et biotites. Un débit planaire très fruste correspond parfois au plan de macles des gros feldspaths. Les phénocristaux de microcline perthitique englobent biotite et plagioclases. Le zonage des plagioclases est souligné par de petites paillettes micacées. Comme dans le faciès commun, $\rho\gamma^3$, le développement de la muscovite semble être conditionné par la présence de biotite. Les myrmékites et minéraux accessoires (apatite et zircon) s'observent comme dans le faciès banal.

Le granite porphyroïde $\rho\gamma^3$ est traversé par des filons aplitiques (carrière du Pas-de-la-Biche au Nord-Est du Gouray). Les enclaves basiques surmicacées (biotite) à texture microgrenue porphyrique contiennent quelques plagioclases et grandes biotites, la matrice étant constituée de feldspaths, quartz, biotite. Les micropegmatites y sont nombreuses. Ces *crapauds* sont parfois nombreux dans le granite (carrières du Pas-de-la-Biche et de la Ville Gallais près du Gouray, Nord-Est de Saint-Mirel...).

A la bordure nord-est du batholite, le granite, en contact tectonique avec les gneiss et migmatites de l'anticlinorium de Saint-Malo, présente une vague structure planaire (le Rocher). De même, au contact avec le complexe gneissique de Langouhède—Saint-Carné, une structure cataclastique est bien visible dans le granite (Nord de Caëden, à l'Est de Penguily) : le grain est plus fin que dans le granite non déformé. Le débit planaire est marqué par des traînées de chlorite (biotite chloritisée) et muscovite. Le quartz se présente en éléments ocellés ou lenticulaires centimétriques polycristallins. De gros feldspaths sont encore reconnaissables bien que souvent altérés et déformés ; on les rencontre en groupement évoquant des *synneusis*. La recristallisation est importante : de très nombreux sous-grains de feldspath, phyllites et quartz (100-150 μ) sont engrenés. La biotite est chloritisée ou muscovitisée. Un faciès bréchoïde, à nombreuses microfractures remplies de chlorite, montre des quartz assez globuleux.

On notera toutefois que, mis à part ces faciès de bordure, le granite ne paraît pas être affecté dans son ensemble par une structuration planaire cataclastique, contrairement aux observations faites dans les régions plus occidentales (feuille Moncontour à 1/50 000).

Parmi les nombreuses fractures qui traversent ce massif la plus importante orientée N 140° E se prolonge dans le Briovérien et le Paléozoïque jusqu'aux environs de Rouillac. Cet accident, jalonné par de gros filons de quartz présente un rejet apparent sénestre.

Les âges radiométriques obtenus sur ce granite permettent de dater celui-ci à environ 310 M.A., âge comparable à celui du granite de Bobital.

γ^3 . **Granite d'Yvignac.** Ce granite sombre, brunâtre, à grain fin, constitue un petit pointement de quelques km² au milieu du Briovérien. La texture est grenue et orientée (feuilletés cataclastiques). La roche comprend : quartz, plagioclases zorés (albite-oligoclase), microcline perthitique, biotite (chloritisée), muscovite. Le sphène et la tourmaline apparaissent comme minéraux accessoires.

La structuration de la roche est visible à l'échelle de l'affleurement (fractures N 80°-90° E ou subméridiennes), de l'échantillon (feldspaths déformés disposés planairement parfois à bords finement dentelés) ou de la lame mince (cristaux brisés, disjoints, clivages et macles tordus).

Dans les zones déformées les recristallisations de quartz correspondent à des assemblages pavimenteux.

Ce massif n'est pas daté avec précision. Son état de déformation inciterait à le considérer comme cadomien, mais il peut tout aussi bien correspondre à un pointement, particulièrement tectonisé, d'un granite hercynien.

η^{1-2} . **Diorite quartzique de Saint-Jacut-du-Mené et Lanrelas.** Au Sud du synclinorium paléozoïque, les deux massifs de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas, intrusifs dans le Briovérien métamorphique, sont à rattacher au complexe plutonique des Landes du Mené (feuille Moncontour).

La roche, généralement grisâtre, à grain grossier à moyen, porphyroïde, est riche en biotite et en feldspaths. L'analyse pétrographique montre que les feldspaths sont essentiellement représentés par des plagioclases (An 30-35) souvent en gros individus subautomorphes entre lesquels s'observent parfois des plagioclases zonés plus globuleux (Sud de la Ville Hellen et Nord de Brandesec, au Sud-Est de Langourla). Ces plagioclases peuvent présenter des macles complexes : le zonage y est particulièrement bien marqué. Les biotites sont nombreuses, chloritisées, quelquefois en cristaux assez petits entourant les plagioclases. Le quartz interstitiel est présent en quantités assez variables suivant les affleurements, parfois en plages importantes, millimétriques ou en amas microcristallins. On notera la présence d'apatite, de zircon et de sphène. Certains échantillons montrent des concentrations plurimillimétriques de petits cristaux de biotite et de plagioclase. Au Nord-Est de Saint-Jacut-du-Mené (la Ruais), le faciès porphyroïde grisâtre (à grain moyen) contient de grands plagioclases zonés plus arrondis dans une mésostase mélanocrate constituée de biotites chloritisées abondantes et aussi d'amphiboles vertes. Le quartz xénomorphe constitue des plages microcristallines. On rencontre aussi dans ce faciès porphyroïde commun des enclaves mélanocrates (*crapauds*) pluricentimétriques à biotite et amphiboles, à grain inframillimétrique (carrière de Bransac au Sud-Est de Saint-Jacut-du-Mené).

Un figuré en surcharge a été utilisé pour montrer l'existence d'un faciès à hornblende dominante. C'est le cas par exemple à la Touche (Sud-Ouest de Langourla). Il semble que dans ce cas le feldspath soit généralement moins basique (An 25-30 en moyenne). La hornblende verte en grands cristaux centimétriques à pluricentimétriques est associée à de grands plagioclases dont le zonage est beaucoup moins développé que dans le faciès commun. Ils sont accompagnés par de petits plagioclases engrenés les uns dans les autres, et par du quartz xénomorphe. La biotite chloritisée est aussi présente en cristaux déchetés millimétriques. Au Brigneul (Sud-Est de Saint-Jacut-du-Mené), où ce faciès est bien visible, la taille des amphiboles varie progressivement.

A l'échelle des massifs il n'est pas possible d'établir des limites précises entre ces deux faciès. Bien souvent l'importance de la hornblende par rapport à la biotite et la taille des amphiboles varient dans un même affleurement (bord de l'étang à l'Est de Lanrelas). Dans certaines localités situées au Sud de Langourla (la Bautreia, Nord de la Ville-ès-Recourse, la Tinguais) le faciès sombre à amphiboles dominantes paraît constituer des sortes d'enclaves au sein du faciès plus grossier, à biotite.

L'analyse chimique effectuée sur le faciès commun porphyroïde (voir tableau) montre que cette roche présente des caractères proches des tonalites (richesse en Fe, Mg, Ca et Ti), ce qui l'éloigne des diorites quartziques à caractère trondhjémitique de Plouguenast (feuille Moncontour) et des trondhjémites de Douarnenez (feuille Douarnenez).

Par rapport au complexe orthogneissique de Plouguenast, il ne semble pas y avoir ici de déformations aussi pénétratives (déformation cataclastique). Toutefois, certains échantillons montrent des indices de recristallisation. Les déformations cassantes sont nombreuses : lithoclasses proches de Nord—Sud et N 110° E, fracturation N 50°-60° E... A l'échelle cartographique les caractères de cette fracturation semblent difficiles à préciser. On peut toutefois penser qu'elle peut être responsable de certains contours dans les deux massifs (bordure sud du massif de Lanrelas, limite orientale de celui de Saint-Jacut).

Aucune étude géochronologique n'a été faite sur ces massifs. Par contre le complexe orthogneissique de Plouguenast situé dans leur prolongement vers l'Ouest, a été daté à 485 ± 10 M.A. pour les diorites quartziques et 450 ± 10 M.A. pour les leucogranites associés.

Ces âges radiométriques suggèrent donc l'existence d'un magmatisme d'âge ordovicien en Bretagne centrale.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite à muscovite et biotite.** Au Sud-Est de Tramain (Bois Julienne) des filons microgranitiques peu épais, orientés N 60° E traversent les micaschistes et gneiss du domaine cristallophylien de Saint-Malo—Dinan. Ces roches à texture microgrenue porphyrique contiennent de gros feldspaths subautomorphes, microfracturés et très altérés. Les feldspaths alcalins sont maclés Carlsbad. Les plagioclases en baguettes sont trop altérés pour que leur pourcentage d'anorthite puisse être déterminé. De nombreuses biotites assez chloritisées peuvent prendre des dispositions plus ou moins polygonales ; elles sont accompagnées de muscovites qui se présentent parfois en rosettes. De petits amas de quartz xénomorphe occupent les interstices. On trouve aussi de la tourmaline comme minéral accessoire.

$\nu\gamma^3$. **Leucogranite calco-alkalin à muscovite, tourmaline ou muscovite et biotite.** Il est observable au Sud de Pengily (le Rocher et Nord-Est de la Ville Morin) dans le massif de Moncontour. Cette roche à grain moyen, à texture grenue, possède un débit planaire. Le quartz se présente en amas plus ou moins allongés. Le feldspath alcalin est parfois maclé Carlsbad et perthitique. Les plagioclases à tendance albitique se présentent en cristaux assez allongés, parfois de grande taille et qui peuvent être groupés. La muscovite abondante, en lamelles assez flexueuses, est disposée selon les plans de structuration. La tourmaline est relativement abondante, en baguettes de quelques millimètres de long. On notera l'absence de biotite. Au Nord de la Bretanière (Sud-Est de Pengily), un filon de leucogranite à grain moyen, à muscovite et biotite, intrusif dans le granite porphyroïde $\rho\gamma^3$ semble posséder une direction proche d'Est—Ouest différente de celle qui était indiquée sur les cartes antérieures. Par ailleurs, certains filons de granite aplitique (γ^1) signalés sur ces cartes (Saint-Glen, Nord de la Ville Morin) n'ont pas été retrouvés. Au Sud du granite de Bobital, un filon très leucocrate a été observé dans les micaschistes et gneiss au Sud-Est de Couaqué (Est de Mégrit).

ROCHES THERMOMETAMORPHISÉES

Les critères de différenciation des roches thermométamorphisées sont ceux utilisés immédiatement à l'Est (feuille Caulnes) : nature pétrographique de la

roche affectée par le thermométamorphisme-pétrologie et âge du granitoïde responsable du métamorphisme.

(b2ξζ)ργ². **Micaschistes et gneiss thermométamorphisés par le granite de Bobital.** La bande thermométamorphique, observable essentiellement au Sud du massif, présente une largeur de plusieurs centaines de mètres qui tend à diminuer vers l'Est (feuille Caulnes). A Carrault (Est de Dolo), les micaschistes (*métagraywackes*) très micacés, à muscovite et petites biotites, contiennent aussi des grosses taches sombres (biotite) aplaties dans la foliation S₁. Les micaschistes correspondent au Sud de Locriac (Nord-Ouest de Mégrit) à des alternances régulières de passées millimétriques de gneiss fins jaunâtres et de passées sombres micaschisteuses. Les cristaux centimétriques d'andalousite (chiastolite) pseudomorphosée, à section plurimillimétrique, sont localisées exclusivement dans les niveaux sombres.

Dans les niveaux micaschisteux les plus grossiers exempts d'andalousite, l'existence d'un effet thermique est marquée par l'apparition d'amas micacés sombres étirés dans la schistosité de *strain-slip* S₂, sécante par rapport à la foliation S₁. Des amas micacés centimétriques s'observent aussi à Manière (Ouest de Mégrit) dans les micaschistes qui présentent des passées feldspathiques plus cornées. A l'approche du granite les micaschistes deviennent plus grossiers et sont entrecoupés de filons granitiques. Les gneiss fins thermométamorphisés qui forment les escarpements rocheux à l'Ouest de Mégrit (Nord des Vaux) passent vers le Sud à des micaschistes dans lesquels le développement d'amas micacés oïllés et lenticulaires est sans doute à rapporter à un événement thermique. On y observe aussi des filons granitiques. Enfin au Sud des gneiss de la carrière de Rochérel (Est de Mégrit), les micaschistes contiennent des taches micacées sombres centimétriques.

(b2ξζ)ργ³. **Micaschistes et gneiss thermométamorphisés par le granite de Moncontour.** A l'Ouest de Plénée-Jugon les *métawackes* à grain fin, à matrice siliceuse, contiennent des biotites déstabilisées. Ces roches récrystallisées, riches en amas de quartz pavimenteux, montrent un développement de muscovite dans le plan de foliation. De même au Nord-Est de Caëden (Est de Pengilly) les *wackes* quartzzeuses à subfeldspathiques gneissifiées (gneiss fins) sont tectonisées comme l'atteste la disposition planaire des grains de quartz et sont recristallisées (amas de quartz pavimenteux). A la biotite déchiquetée couchée dans la foliation, s'ajoutent des muscovites parfois en lamelles assez grandes.

(b2)ργ². **Briovérien sédimentaire métamorphisé par le granite de Bobital.** Au Sud des gneiss et micaschistes, l'auréole thermométamorphique est parfois plus importante puisqu'elle atteint les sédiments briovériens b2S. Il en est ainsi à l'Est de Pengaue (Nord-Ouest de Tramain) où les *siltites* argileuses verdâtres à sombres avec passées gréseuses plurimillimétriques, contiennent des taches micacées sombres parfois centimétriques ovoïdes, disposées dans la schistosité régionale Se. On y observe de plus des amas micacés assez automorphes correspondant très probablement à des pseudomorphoses d'andalousite. Dans la carrière du Puinier au Nord du Vau Ruzé (N.NW de Trémeur) des *siltites* légèrement gréseuses gris bleuté, contiennent des petites taches rouille plurimillimétriques à centimétriques plus ou moins ovoïdes. Des *siltites* très micacées s'observent à la Houssaye (Nord de Trémeur) ; au Sud de Mégrit les schistes bleutés sériciteux montrent des amas micacés. Plus à l'Est, l'auréole métamorphique ne semble plus affecter le Briovérien épimétamorphique.

(b2) $\rho\gamma^3$. **Briovérien sédimentaire métamorphisé par le granite de Moncontour.** L'auréole métamorphique développée par le batholite de Moncontour est d'ampleur moyenne (généralement plusieurs centaines de mètres) comme c'est d'ailleurs le cas pour le reste du massif (feuille Moncontour). Au Sud du Gouray, les *wackes* quartzzeuses à subfeldspathiques (Nord de Belle Côte) s'enrichissent en petites biotites qui constituent des taches plurimillimétriques aplaties et contournées par la schistosité régionale Se. De même les *siltites* grossières (Nord-Ouest de la Motte Basse) contiennent de très nombreux micas blancs néoformés. Dans les *wackes* fines ou les *siltites* grossières (Nord des Prataux à l'Ouest de Plénée-Jugon), le thermométamorphisme se traduit par l'apparition de taches micacées parfois abondantes, plurimillimétriques (cordiérite déstabilisée ?) et par la présence de muscovite néoformée en lamelles automorphes.

(b2) $\rho\gamma^3$. **Briovérien métamorphisé par le granite d'Yvignac.** L'auréole de métamorphisme développée par ce granite est peu importante (100 à 150 m). Les cornéennes et schistes tachetés observables autour du granite d'Yvignac présentent les mêmes caractères pétrographiques que le Briovérien thermométamorphisé par la granodiorite de Bécherel (feuille Caulnes).

(d1b-2c) $\rho\gamma^3$. **Dévonien métamorphisé par le granite de Moncontour.** Au Nord de Collinée (Nord-Ouest du Gueurien), des *siltites* bleutées contiennent des cristaux millimétriques. La paragenèse observée est : quartz - muscovite - andalousite - chloritoïde, ce dernier minéral étant représenté par d'assez nombreuses baguettes. Les cristaux d'andalousite sont souvent étirés dans la schistosité, parfois même boudinés. D'autres cristaux prennent une allure sigmoïde. Ce fait est à rapprocher des observations faites au Sud-Est de Moncontour (feuille Moncontour) où l'orientation et l'étirement des cristaux d'andalousite dans la schistosité régionale incitent à penser que le flux thermique lié à la montée du granite s'est développé de manière précoce lors de la phase plicative liée à Se. La présence simultanée de chloritoïde et d'andalousite s'explique par la surimposition du thermométamorphisme à un métamorphisme général épizonal à chloritoïde.

Thermométamorphisme du Briovérien micaschisteux par les diorites quartziques du Mené. Très localement (Sud de Rohan, au Sud-Est de Lanreles) s'observent des *métagraywackes* micacées contenant de très nombreux nodules phylliteux millimétriques indiquant la surimposition d'un thermométamorphisme au métamorphisme général affectant cette région.

Toutefois le caractère trop ponctuel de ces observations lié aux mauvaises conditions d'affleurement rend impossible tout tracé d'une auréole thermométamorphique autour de ces massifs, ceci contrairement aux éditions cartographiques antérieures.

ROCHES FILONIENNES

ε. **Diabases.** Elles sont principalement localisées dans le Briovérien qui borde au Nord le synclinorium paléozoïque, mais également présentes à l'intérieur de celui-ci (dans le Dévonien) et à sa bordure sud (zone de contact entre l'Unité d'Eréac et le Briovérien).

Dans le Briovérien, ces filons se rencontrent essentiellement au Nord du Paléozoïque, près de Broons, Sévignac et Trémeur, ainsi qu'en bordure du

massif granitique de Moncontour. Au Sud du Paléozoïque, le seul filon observé est situé entre les massifs dioritiques de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas.

La mesure des directions d'épentes des filons montre que le champ filonien est loin de présenter l'uniformité supposée antérieurement (feuille Rennes à 1/80 000). L'épaisseur des filons varie de quelques mètres à une dizaine de mètres, comme au Fief aux Écoliers (Est de Broons).

Le terme de diabase est utilisé ici pour désigner ces roches dont l'état d'altération interdit une détermination pétrographique précise ; toutefois la taille du grain de la roche et la proportion relative des feldspaths et des autres constituants permettent de distinguer :

— des *diabases à grain fin* (inframillimétrique) généralement verdâtres, assez sombres, homogènes et cassantes. La texture est intergranulaire ; de très nombreuses lattes de plagioclases (100 μ environ) enserrant de petits grains de pyroxène. Elles sont visibles au Sud-Est de Broons (la Ville au Borgne, la Ville Normand), au Sud et à l'Est de cette même localité (moulin de Broons, le Fief aux Écoliers) et au Nord-Est du Gouray (le Pont Boscher, la Hautière). Au Nord-Est de Gouray, la surimposition du thermométamorphisme développé par le granite de Moncontour s'exprime par l'apparition d'amas millimétriques de chlorite (biotite chloritisée) : ces faciès correspondent à des métadiabases ;

— des *diabases à grain moyen* (millimétrique) observées en de nombreuses localités à l'Est de Broons (Sud-Est de Linée, Sud de la Noë Derval, la Ville au Borgne, le Fief aux Écoliers). Leur texture est subophitique à ophitique. *Composition minéralogique* : Plagioclases : lattes de labrador de 600 à 1 000 ou 2 000 μ , très souvent altérées - Pyroxènes : ouralitisés, en proportion supérieure ou égale à celle des plagioclases et de taille variable - Quartz xénomorphe - Minéraux accessoires : ilménite squelettique ;

— des *diabases à gros grain* visibles de manière ponctuelle à l'Est de Broons (Sud et S.SW du Fief aux Écoliers). Leur texture est plutôt de type intergranulaire, parfois pœcilitique. *Composition minéralogique* : Plagioclases : lattes centimétriques de labrador en pourcentage variable selon les échantillons mais supérieur à celui du pyroxène (augite) - Minéraux accessoires : quartz xénomorphe ; ilménite à bordure de leucoxène. Certains échantillons montrent des minéralisations (pyrite) en plages atteignant 5 mm (la Ville Ory à l'Est de Broons).

Dans le Dévonien des filons basiques existent dans les Formations de Touvra (Sud de Broons) et de Bosquen (Cadenou au Sud-Est du Gouray).

Les deux filons de « porphyrites micacées » (χ^1 ou χ^2) cartographiés antérieurement (feuille Rennes à 1 /80 000) dans les Schistes et Calcaires de Néhou et à la limite de cette formation et du Grès de Gahard, au Sud de Broons, correspondent probablement à des lamprophyres dont les caractères pétrographiques ne peuvent être précisés, vu leur état d'altération. Dans ce secteur, les filons, plus nombreux que ne l'indiquent les cartes antérieures, se rapportent à plusieurs types pétrographiques et présentent une orientation analogue à celle des failles directionnelles affectant le Paléozoïque. Les relations avec l'encaissant sont dans l'ensemble mal connues : à Clin Julien cependant, dans la Formation de Touvra, deux filons orientés N 110° E sont obliques par rapport à la stratification et à la schistosité. Dans la carrière du Pont du Breuil, les volcanites sont également sécantes dans les grès. Plus à l'Ouest (les Chantirots, au Nord-Est de Collinée), des roches comparables se rencontrent dans les schistes de la Formation de Bosquen.

Les roches hypovolcaniques les plus fréquentes dans le secteur du Touvra, correspondent à des diabases verdâtres à grain moyen et à texture doléritique, parfois subophitique et même pœcilitique. Les lattes de plagioclase (% d'An

non déterminable) atteignent 2 à 3 mm. Elles enserrant des pyroxènes (augite) ou de la chlorite et parfois du quartz. Quelquefois les pyroxènes englobent des feldspaths. On note comme minéraux accessoires de l'apatite (assez abondante) et des minéraux titanés (ilménite).

L'analyse chimique de ces roches (voir tableau) montre la faible teneur en SiO_2 et la richesse en TiO_2 , CaO , Fer total ; certaines teneurs (TiO_2 , Na_2O) sont comparables à celles des diabases en *sills* dans le Dévonien de la feuille Moncontour.

Un autre faciès a été observé dans la carrière du Pont du Breuil (Sud de Broons) : il s'agit des roches jaunâtres souvent altérées, à grain fin et texture doléritique : les plagioclases en lattes atteignant 1 500 μ et les pyroxènes sont déstabilisés, la mésostase est difficile à caractériser, le quartz xénomorphe, cristallisé secondairement, peut atteindre 250 μ et les minéraux opaques sont abondants. D'assez nombreuses vacuoles (350 μ à 1 mm), à cœur parfois occupé par de la chlorite (paillettes enchevêtrées) et à cortex constitué de quartz finement cristallisé, pourraient correspondre à d'anciennes bulles gazeuses.

A ce type peuvent être rattachées les volcanites vacuolaires visibles seulement en indices isolés (le Fros au Sud-Est de Broons ; Clin Julien au Nord-Est d'Éréac ; Cadeno au Sud du Gouray). Ces roches très fines, verdâtres, sans texture définie, sont surtout caractérisées par de nombreuses vacuoles millimétriques à centimétriques parfois comparables à celles du Pont du Breuil et vraisemblablement de même nature.

A la bordure sud de l'Unité d'Éréac, en contact par faille avec le Briovérien, des diabases apparaissent de manière très localisée au Sud-Est du Gouray (Rohée) : d'anciennes excavations sont ouvertes dans une roche verdâtre, schistosée, à grain fin dans laquelle de petites taches vert foncé accompagnent de fines baguettes blanchâtres peu visibles. La texture n'est plus visible en raison de l'écrasement et de l'altération. La mésostase comprend du quartz en petits grains (recristallisation), de petits granules de calcite et des feutrages d'actinote.

Parmi les cristaux, on reconnaît des plagioclases saussuritisés, de très nombreuses amphiboles (ouralite) provenant de la transformation rétomorphe de pyroxènes, du quartz xénomorphe, de nombreuses baguettes d'apatite et des minéraux opaques abondants.

Une seule analyse chimique a été réalisée (voir tableau) : la teneur en SiO_2 est faible ; on remarquera la très faible teneur en K_2O (< 0,01 %) et le caractère très calcique de cette roche (CaO > 10 %) qui se place dans le domaine des séries tholéitiques. Les fortes teneurs en TiO_2 et MgO caractérisent un matériel proche des tholéites à olivine.

Ces roches avaient été notées comme « porphyroïdes » (feuille Pontivy à 1/80 000, 2^e édition) et rapportées à des rhyolites ou andésites écrasées.

En fait, ce faciès doit être rapproché des diabases à grain fin, schistosées, décrites dans le synclinorium de Châteaulin (feuille Quintin à 1/50 000) (anciens *schistes doléritiques* ou *schistes diabasiques*) dont les teneurs en SiO_2 , Na_2O , CaO sont assez comparables (notice explicative feuille Quintin à 1/50 000 = analyses n^{os} 27 et 28, p. 40).

Enfin l'orthogneiss de Rouillac est littéralement haché, à la Gomberdière, par des diabases à grain relativement fin qui présentent les mêmes caractères pétrographiques et chimiques que celles du Touvra.

On constate des différences de direction entre les filons intrusifs dans le Briovérien généralement subméridiens, et ceux rencontrés dans le Paléozoïque, plu-

tôt d'orientation est—ouest. L'absence d'analyses chimiques pour les diabases intrusives dans le Briovérien interdit une comparaison géochimique avec le matériel présent dans le Paléozoïque. La comparaison entre les volcanites situées à la bordure sud du Groupe d'Éréac et celles qui sont intrusives dans le Dévonien montre que les deux types de roches possèdent un chimisme assez comparable, tout au moins pour les éléments majeurs, les éléments-traces présentant des différences notables.

Ces données sont insuffisantes pour déterminer si ces filons constituent un seul ensemble ou des ensembles distincts. Toutefois, vers l'Est, dans la région de Bécherel (feuille Caulnes à 1/50 000), les filons basiques s'observent dans les terrains briovériens et les granites cadomiens mais n'ont jamais été rencontrés dans les formations paléozoïques ni dans les granites varisques. Cette constatation serait plutôt en faveur d'un système filonien post-cadomien et anté-arenigien. Rien ne s'oppose à une telle interprétation pour les filons d'orientation subméridienne, observés ici dans les terrains briovériens au Nord du Paléozoïque.

En ce qui concerne les filons d'orientation grossièrement est-ouest, situés dans le Paléozoïque, on peut préciser que leur mise en place est postérieure à l'Emsien (intrusion dans la Formation de Touvra) et antérieure aux dernières structurations varisques (filons fracturés et affectés par la schistosité). Elle se situerait au cours du Dévonien moyen ou supérieur, ou du Carbonifère.

P. Pegmatites. Ces filons ou veines sont localisés au domaine cristallophyllien de Saint-Malo—Dinan et plus précisément à la bordure sud des gneiss et migmatites ζ M qu'elles jalonnent (Sud des Landes de Bréhinier, Sud-Est de Tra-main et de Saint-Igneuc). Elles contiennent de gros cristaux demi-centimétriques de quartz et feldspath ; la biotite est souvent millimétrique alors que la muscovite peut exister en grandes lamelles. De même la tourmaline peut apparaître en cristaux pluricentimétriques automorphes. Au Sud-Est de Saint-Igneuc, ces roches claires à feldspaths assez altérés et quartz, contiennent aussi de la muscovite (millimétrique) et quelques amas de biotite chloritisée ; la tourmaline est absente. Des plans de débit assez frustes qui contournent quartz et feldspaths sont matérialisés par des *beurrages* de séricite. On notera que la plupart des filons de pegmatites sont tectonisés, microfracturés.

Q. Quartz filonien. Des filons de quartz à éclat gras se rencontrent dans les batholites granitiques et les formations sédimentaires. Dans le granite de Moncontour, ils jalonnent une fracture importante NW—SE qui se suit jusqu'aux environs de Rouillac.

ROCHES CATACLASEES (CATACLASITES) ET MYLONITISEES

Les zones cataclasées et mylonitisées, dans lesquelles l'étude pétrographique permet de reconnaître des grès (*wackes*, ou arénites quartzifiées), jalonnent la limite entre les Unités de Bosquen—Médreac et d'Éréac, depuis le Sud du Gouray (carrière de Gasset) jusqu'au Sud de Rouillac (la Gélussais). Ce type de roche se rencontre aussi à l'intérieur de l'unité d'Éréac (carrière aux Moines, carrière de la Carrée : Nord de Langourla). La bande mylonitique qui s'étend au Sud de Rouillac avait été cartographiée antérieurement (feuille Rennes à 1/80 000) comme une barre de grès armoricain, isolée par failles ; si cette

bande jalonne bien une limite tectonique, sa nature mylonitique n'avait pas été perçue par les auteurs précédents. L'âge originel des matériaux reste inconnu surtout dans la zone mylonitisée située à la limite des deux unités. Au sein du Groupe d'Éréac, ces faciès pourraient représenter d'anciens niveaux détritiques comparables à ceux de la Formation de l'Huisserie, reconnue plus à l'Est (feuille Combourg à 1/50 000). Comme c'est généralement le cas dans les couloirs de mylonitisation, l'intensité de la déformation varie beaucoup, même dans un secteur limité comme la carrière de Gasset ou les pointements rocheux de la forêt de Bosquen. La déformation est particulièrement importante à l'intérieur de l'unité, par exemple dans la carrière aux Moines et celle de la Carrée où la structure originelle est pratiquement oblitérée. Il ne subsiste que de rares micas blancs orientés dans le plan de mylonitisation. L'éirement du quartz en « rubans » est tel que souvent le rapport longueur/épaisseur de ces éléments est compris entre 10 et 20. Ces « rubans » sont dentelés à leur périphérie et entourés de sous-grains de quelques microns arrondis et jointifs. Parfois de gros grains de quartz globuleux (200 μ) (anciens grains détritiques ?) sont contournés par les « rubans ». On distingue par ailleurs des zones uniquement constituées de sous-grains qui correspondent vraisemblablement à une recristallisation plus avancée en liaison avec une mylonitisation plus poussée.

A ce stade de la déformation, le plan d'allongement du quartz paraît être la seule structure représentée. Enfin on peut noter que ces tectonites présentent bien des microstructures de mylonites, si l'on se réfère aux définitions récentes de ce terme qui tiennent compte, en particulier, du rôle des recristallisations. Localement les volcanoclastites ont également subi des déformations planaires très pénétratives. Les tufs de la carrière de Launay (Est d'Éréac) montrent le passage entre des faciès fins, schisteux, à rares quartz et feldspaths étirés dans la « schistosité », et des tufs beaucoup moins déformés, dans lesquels les phénoclastes allongés ou obliques par rapport à cette « schistosité », sont encore bien visibles. De même des volcanites (diabases) situées à la bordure sud du Paléozoïque, au contact avec le Briovérien (carrière de Rohée, au Nord-Ouest de Langourla) sont affectées par une « schistosité » importante. Au Sud de Collinée les grès dévoniens sont tectonisés au contact avec le Protérozoïque. Par ailleurs la limite entre les deux unités paléozoïques est marquée, au Sud de Broons (Nord de la Ville Allouët), par une bande silicifiée.

Il faut enfin souligner que dans l'Unité d'Éréac, les observations réalisées à l'échelle cartographique (forme pincée en amande, entre le Paléozoïque anté-carbonifère et le Briovérien, filons de quartz et diabases jalonnant la bordure sud, couloirs mylonitiques à la bordure nord et au sein de l'unité) et à l'échelle mésoscopique (plis dissymétriques verticaux à charnières courbes) ou microscopique (zones abritées sigmoïdes, zones mylonitisées) convergent et montrent l'existence de phénomènes importants à composante horizontale dextre dans un plan vertical est-ouest.

A la bordure nord du massif de Bobital, le granite est en contact tectonique avec les micaschistes et gneiss. Cette limite est jalonnée par des bandes quartzeuses silicifiées (Jugon, Lescouët-Jugon, Sud de Chanteloup) orientées N 60°-70° E.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Formations du Protérozoïque supérieur

Le Protérozoïque supérieur occupe une surface importante sur le territoire de la feuille Broons. Il y est représenté par le Briovérien sédimentaire (Groupe de

Saint-Lô) qui encadre le synclinorium paléozoïque, par les roches métamorphiques des Landes du Mené au Sud et celles de l'anticlinorium de Dinan au Nord de la feuille (voir : *ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES*).

b₂S. **Groupe de Saint-Lô. Briovérien moyen** (puissance ?). La surface occupée par le Groupe de Saint-Lô est importante, environ le double de celle que couvrent les formations paléozoïques, mais les conditions d'affleurement y sont nettement moins favorables, surtout dans la partie sud de la feuille. Les principaux affleurements se situent le long de la route Broons— Lamballe (route nationale 12). Des indications ont également été fournies par des affleurements ponctuels et par les travaux de mise en place du gazoduc Caulnes— Ploufragan qui ont permis l'observation discontinue, mais sur une grande distance (20 km), des différents faciès.

Comme pour les régions situées immédiatement à l'Est (feuille Caulnes) la dénomination de Groupe a été retenue afin de laisser la possibilité de subdiviser ultérieurement cet ensemble en formations. La puissance du Groupe de Saint-Lô n'a pu être évaluée par suite de la monotonie des faciès et du manque de repères lithologiques ; elle pourrait atteindre plusieurs milliers de mètres.

Les faciès les plus fréquents sont des schistes verdâtres (*siltites* chloriteuses) dans lesquels s'intercalent des bancs décimétriques de grès feldspathiques impurs, de teinte gris verdâtre, souvent riches en plagioclases et en fragments lithiques, (*wackes* quartzieuses à subfeldspathiques). L'importance de ces intercalations gréseuses varie selon les affleurements. Localement on note le développement de faciès particuliers :

- schistes ampéliteux rappelant les ampélites du Paléozoïque (route nationale 12 au Nord et au Nord-Est de Sévignac) ;
- grès arkosiques riches en feldspaths (Est et Ouest de Plénée-Jugon) ;
- grès feldspathiques et micacés qui ont été reconnus à proximité du Paléozoïque (Sud de Broons et extrémité orientale de la feuille) ; comme sur le territoire de la feuille Caulnes, on peut s'interroger sur leur appartenance au Protéozoïque ou à l'extrême base du Paléozoïque.

La présence de phtanites, indiquée autrefois sans localisation précise, n'a pas été confirmée ; les phtanites charbonneux signalés au Sud-Est de Tramain (voie ferrée) dans les micaschistes à biotite et muscovite de l'anticlinorium de Dinan (feuille Dinan à 1 / 80 000) correspondent à des micaschistes graphiteux et non à de véritables phtanites (voir : *ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES*).

Malgré l'abondance de la matière organique dans les niveaux ampéliteux, les recherches micropaléontologiques ont été négatives. L'attribution du Groupe de Saint-Lô au Briovérien moyen comme pour la feuille Caulnes, ne repose donc que sur des analogies de faciès avec la Normandie.

Formations du Paléozoïque

Formations ordoviciennes et siluriennes

O2. Formation du Grès armoricain. Arenigien (puissance 50 m au maximum). Ces dépôts marquent ici le début de la sédimentation paléozoïque. Cette formation limite, au Nord, l'unité paléozoïque depuis l'Ouest de Broons jusqu'à l'extrémité orientale de la feuille. La formation affleure mal, et se marque peu dans la topographie ; les bons affleurements restent ponctuels et limités à quelques anciennes carrières : Limoëlan, la Ville-ès-Douilllets, Recouvrance. De

nombreux indices (excavations temporaires, pierres volantes) permettent toutefois de reconnaître certains faciès caractéristiques (microconglomérats) et ainsi d'identifier et de suivre cette formation. D'Ouest en Est, tout au long de cette unité, les faciès sont homogènes dans cette masse gréseuse par ailleurs peu puissante (50 m maximum).

Ces grès clairs assez feldspathiques, souvent quartzifiés, constituent des bancs d'épaisseur variable mais généralement décimétriques. Quelques récurrences de matériel plus grossier s'observent à différents niveaux dans la succession (Recouvrance) : ces conglomérats et microconglomérats intraformationnels sont constitués de gros grains de quartz clair et de microquartzite, arrondis, parfois centimétriques. Ces passées discontinues correspondent vraisemblablement à des dépôts épisodiques au fond de petites dépressions (microchenaux). D'autres niveaux présentent un faciès psammitique riche en figures sédimentaires (*rides d'oscillation*). Le faciès le plus fréquent correspond à des sablites assez grossières (arénites subfeldspathiques à quartzites). Les éléments figurés comprennent du quartz (abondant) en grains assez arrondis, parfois cataclasés (100 à 600 μ), des micas (muscovite, chlorite) relativement rares, des feldspaths abondants (plagioclase An 5-10) de 300 μ en moyenne présentant souvent l'aspect de *pseudo-microcline* (macle double albite-péricline), enfin des fragments lithiques (microquartzites) d'abondance variable. La matrice quartzophylliteuse est très réduite.

Aucun fossile utilisable à des fins stratigraphiques n'a été découvert dans la région étudiée. L'âge arenigien retenu pour cette formation est celui qui est admis dans l'ensemble du Massif armoricain.

Comme dans l'Est du synclinorium du Menez-Bélaïr, la puissance du Grès armoricain demeure faible, à la différence des régions plus orientales (flanc nord du synclinorium de Laval : 120 m environ au maximum) et occidentales (de 100 à 200 m et jusqu'à 400-600 m, dans l'Est du synclinorium de Châteaulin). Cette réduction de puissance pourrait s'expliquer par une absence de sédimentation durant une partie de l'Arenigien.

Remarque : on observe parfois à la base de la formation (la Ville-ès-Douillet) des grès altérés et micacés qui passent à des quartzites massifs avec rares intercalations psammitiques. Ce faciès n'est pas sans rappeler des niveaux rapportés avec doute au Protérozoïque.

O3-5a. Formation d'Andouillé. Llanvirnien, Llandeilien et Caradocien basal ? (puissance de l'ordre de 100 à 150 m). Cette dénomination est retenue ici compte tenu des analogies existant avec les régions situées plus à l'Est. Comme pour le Grès armoricain, cette unité lithologique n'est bien représentée que dans la moitié est du synclinorium, sur son flanc nord. Le passage entre ces deux formations n'est pas visible à l'affleurement. La succession lithologique a été observée en quelques points : Sud de la Riante ; la Vallée Blossée (Sud-Est de Sévignac) ; Cambel (Sud de Broons) ; la Ville-ès-Douillet, la Lande de l'Écoublière (Sud-Est de Broons). Cette formation est également connue par quelques gisements fossilifères ponctuels : Nord du Chêne Etienne, Buhain (Sud de Broons). Le contact avec la formation susjacente de Saint-Germain-sur-Ille a été observé à Cambel.

Cette formation est constituée essentiellement de schistes ardoisiers sombres affectés par une schistosité de flux (la Ville-ès-Douillet). Vers le sommet de la succession, ces *siltites* deviennent plus micacées. Elles prennent par altération une teinte violacée à jaunâtre. Quelques nodules azoïques aplatis apparaissent dans ce matériel. Cet ensemble assez homogène présente quelques faciès particuliers :

- des passées plus grossières (quelques centimètres) de forme lenticulaire représentant des niveaux d'accumulation de fossiles (Trilobites, Bivalves...);
- des alternances peu épaisses de *wackes* très fines (ou de *siltites* grossières) et des passées argilo-micacées;
- des intercalations de bancs gréseux;
- des galets phosphatés et des niveaux à oolithes ferrugineuses (Sud de la Riante);
- des grès chloriteux à lamines argileuses sombres à classement granulométrique généralement médiocre qui constituent un niveau pluridécimétrique vers la base de la formation (la Ville-ès-Douillet).

La faune rencontrée dans ces schistes est généralement peu abondante, déformée (schistosité ardoisière) et par conséquent difficile à utiliser. Elle comprend des Trilobites (*Neseuretus tristani*, *Colpocoryphe* sp., *Crozonaspis struvei*), des Bivalves (*Redonia* sp., *Ctenodonta* sp. ...), des Brachiopodes (*Heterorthis* sp. et autres *Orthidae* indéterminés), des Céphalopodes, Crinoïdes, Gastropodes, *Hyolithidae* et de rares Ostracodes. Les niveaux à oolithes chloriteuses ont livré quelques Chitinozoaires (*Pistillachitina* sp.). Cette faune est connue dans l'ensemble du Llanvirnien-Llandeïlien armoricain. Bien qu'on n'ait localement aucune preuve de la présence de niveaux d'âge caradocien au sommet de la formation, celle-ci est rapportée au Llanvirnien-Caradocien inférieur O3-5a par analogie avec les régions situées à l'Est (feuilles Caulnes et Combourg à 1/50 000).

O5b-6a. **Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Caradocien-Ashgillien** (puissance 60 à 80 m). Cette unité définie au Nord de Rennes (feuille Combourg) s'observe avec des caractères lithologiques comparables dans la région étudiée. Toutefois le terme de Formation de Saint-Germain-sur-Ille désigne seulement ici une masse gréseuse : le membre argileux qui constitue la partie supérieure de la formation-type n'a pu être caractérisé et distingué de l'ensemble sus-jacent (cf. Groupe de Chêne Etienne). Les principaux affleurements sont situés au Sud et au Sud-Est de Broons (vallée de la Rosette : le Chêne Etienne et Sud du moulin de Broons ; Cambel ; vallée de l'Écoublière, carrières de la Blanchère). La puissance moyenne de la formation peut être évaluée à 60-80 m, avec un développement plus important vers l'Est.

Au Sud-Est de Sévignac (la Vallée Blossée), les *siltites* de la Formation d'Andouillé s'enrichissent progressivement en bancs gréseux micacés. Près de la zone de passage les grès montrent quelques figures sédimentaires et des indices de bioturbation. Dans la carrière de la Blanchère, le faciès le plus communément représenté correspond à des grès clairs, blanchâtres à verdâtres, plus ou moins micacés, en bancs parfois métriques. Ces arénites quartzieuses peuvent exceptionnellement présenter une texture plus fine avec des quartz généralement anguleux, de grandes muscovites sédimentaires peu nombreuses, quelques zircons et des fragments lithiques. Au sein de la masse gréseuse existent des intercalations décimétriques plus riches en minéraux argileux et correspondant à des *wackes* quartzieuses à lamines. Des *siltites* sombres et micacées, ampéliteuses, à débit très fin, où alternent des lamines sombres et claires, apparaissent souvent en passées irrégulières, lenticulaires, en alternances avec des petits niveaux centimétriques de quartzites fins. Ce faciès silteux se retrouve également à l'état de galets dans les grès immédiatement sus-jacents. Les faciès observés à la Blanchère sont aussi visibles sur la feuille Caulnes à Sasnt-Jouan-de-l'Isle (carrière du terrain de sports) et dans la carrière de

Bonhomme-la-Roche. Ces sédiments sont riches en figures sédimentaires, particulièrement nombreuses dans les alternances décimétriques et les passées psammitiques : *chenaux* de largeur métrique, *rides d'oscillations* d'amplitude décimétrique à centimétrique, *load-casts*, *rillmarks*, *traces de gouttes de pluie* (?)... L'activité organique est attestée par la présence de terriers nombreux et de niveaux bioturbés. Tous ces éléments confirment le caractère extrêmement littoral de ces dépôts, déjà noté dans la région-type. Les recherches de macro faune, surtout menées dans la carrière de la Blanchère, ont été négatives et les extractions chimiques pratiquées dans les niveaux ampéliteux n'ont pas livré de microfossiles. En l'absence de critères paléontologiques, cette formation est rapportée au Caradocien-Ashgillien par comparaison avec le Nord de Rennes où des Graptolites *Diplograptidae* ont permis cette attribution. Si l'on considère le développement de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille dans l'ensemble du synclinorium du Ménez-Bélaïr, on constate que la réduction de puissance amorcée plus à l'Est, sur le territoire de la feuille Caulnes, s'accroît encore ici et que la formation ne s'observe plus au-delà de Broons (à l'Ouest de Coquité) : vers l'Ouest, dans la partie orientale du synclinorium de Châteaulin (feuille Pontivy à 1/50 000), le sommet de l'Ordovicien est représenté par des faciès essentiellement schisteux.

O6b-S4a. **Groupe de Chêne Etienne. Ashgillien-Pridolien** (puissance de l'ordre de 80 m). Entre les Formations de Saint-Germain-sur-Ille et de Gahard, toutes deux à dominante gréseuse, donc bien repérables dans la topographie, existe un ensemble essentiellement schisteux, qui affleure mal et n'a donc pu être subdivisé. Dans la localité-type sa puissance serait de l'ordre de 80 mètres. Cet ensemble compréhensif appelé ici Groupe de Chêne Etienne est l'homologue du membre supérieur de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille, et des Formations de la Lande-Murée et du Val reconnues plus à l'Est sur les feuilles Caulnes et Combourg. La démarche adoptée ici est analogue à celle qui a été appliquée dans la région de Liffré pour le groupe de la Bouexière (feuille Rennes à 1/50 000). Les principaux affleurements se situent près de Coquité (Sud-Est de Sévignac), au Chêne Etienne et dans la vallée de l'Écoulière (Ouest de Caulnes).

Cet ensemble comporte de la base au sommet :

— des schistes gris à noirs, bien développés au Sud de Broons (puissance apparente : 40 m environ) et au Sud-Est de Sévignac. De grain généralement fin et homogène, ils ont été exploités comme ardoises (Sud de Broons) ; des passées plus grossières de *wackes* quartzzeuses se rencontrent dans la succession ;

— des niveaux quartzitiques sombres dont l'existence n'est connue que par des blocs isolés ;

— des alternances de schistes micacés (*siltites* sombres micacées) et de passées gréseuses (*wackes* verdâtres avec bioturbations) bien visibles dans la vallée du Frémur (ravin de l'Écoulière) à l'Ouest de Caulnes.

Les schistes noirs ardoisiers fins qui constituent la base du Groupe de Chêne Etienne représentent vraisemblablement l'équivalent du membre supérieur de la Formation type de Saint-Germain-sur-Ille, tel qu'il est exposé dans les carrières de la Guesnaye à l'Est de Médréac (feuille Caulnes). Dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr, les formations siluriennes définies au Nord de Rennes (la Lande-Murée et le Val) ont été cartographiées vers l'Ouest jusqu'aux environs de Guitté—Médréac (feuille Caulnes). Au sein du Groupe de Chêne Etienne, des quartzites sombres, peu puissants (quelques m vraisemblablement), lardés de

filonnets de quartz, pourraient représenter le membre inférieur à dominante quartziteuse de la Formation de la Lande-Murée, mais les conditions d'affleurement (blocs isolés) ne permettent pas d'observer les intercalations ampéliteuses qui leur sont normalement associées. La Formation du Val paraît représentée à la partie supérieure du Groupe de Chêne Etienne par quelques affleurements de *siltites* micacées et de *wackes* verdâtres (ravin de l'Écoulière et Sud de Coquité) dont le caractère ponctuel interdit toutefois une distinction cartographique de cette formation. On peut difficilement imaginer au sein de ce groupe une lacune très importante, comme par exemple celle des niveaux ampéliteux équivalents de ceux de la Formation de la Lande-Murée, dans la mesure où ces faciès sont connus à quelques kilomètres à l'Est et bien représentés vers l'Ouest dans l'extrémité orientale du synclinorium de Châteaulin. Les ampélites habituellement riches en Graptolites (*cf.* gisements de Pont Douve près de Médréac et des Planches près de Guitté, feuille Caulnes) n'ont pas été observées à l'Ouest de ces localités. Ceci peut résulter des mauvaises conditions d'affleurement, mais également d'une disparition d'ordre tectonique, ces faciès étant particulièrement aptes au décollement et à l'écrasement. Les recherches paléontologiques se sont révélées infructueuses dans l'ensemble du Groupe de Chêne Etienne. Il faut enfin préciser que la mention faite par Barrois (feuille Rennes à 1 /80 000) de schistes siluriens à sphéroïdes contenant *Cardiola interrupta*, Orthocères... (étang de la Rieule, Nord des Touchelles, près de Rouillac) est erronée. Il s'agit en fait de nodules à Goniatites du Dévonien supérieur. Quoi qu'il en soit, la place occupée dans la succession paléozoïque par le Groupe de Chêne Etienne et les similitudes de faciès signalées ci-dessus conduisent à attribuer cet ensemble au sommet de l'Ordovicien et au Silurien (Ashgillien à Pridolien).

Formations dévoniennes

Les formations dévoniennes occupent une surface importante dans l'unité paléozoïque, mais leur étude est rendue difficile par la relative monotonie des faciès schisteux, le nombre restreint des repères lithologiques et les complications d'ordre tectonique.

Cinq unités lithologiques ont été distinguées, avec de la base au sommet : la Formation de Gahard, la Formation de Touvra, la Formation de Rochereuil, la Formation de Bosquen et la Formation de la Rabine. Les données paléontologiques recueillies montrent que la succession se développe du Gedinnien jusqu'au Frasnien-Famennien.

S4b-d1a. **Formation de Gahard. Pridolien-Gedinnien inférieur** (puissance comprise entre 100 et 200 m). Comme dans la région-type (feuille Combourg), la Formation de Gahard correspond ici à des grès bioturbés, des alternances de quartzites, de *siltstones* et des grès blancs fossilifères. Toutefois, l'importance relative prise par ces divers faciès au sein de la formation est ici quelque peu différente. Les principaux affleurements sont situés dans la vallée de la Rosette (Sud de Broons), où les excavations anciennes sont nombreuses. Cependant, l'établissement d'une succession lithologique cohérente s'avère délicat, en raison du caractère discontinu des affleurements et surtout de l'importance des perturbations tectoniques dont l'ampleur est difficilement mesurable (absence de niveaux - repères). Ces raisons interdisent l'établissement d'une colonne lithostratigraphique complète pour cette formation, et une bonne évaluation de

sa puissance qui est vraisemblablement comprise entre 100 et 200 mètres. Les autres affleurements se situent au Sud de Coquité, dans la vallée du Frémur (ravin de l'Écoulière), et au Nord de Saint-Énogat.

La Formation de Gahard est représentée à la base par des bancs quartzitiques d'épaisseur variable, mais souvent centimétrique à décimétrique, accompagnés de passées argileuses assez sombres parfois réduites à l'état de joints ou, au contraire, d'épaisseur notable, pluridécimétriques. Cet ensemble correspond approximativement à l'ancienne subdivision des *Schistes et Quartzites de Plougastel*. Les *siltites* gris verdâtre, chloriteuses et micacées (grandes muscovites détritiques), peuvent être plus sombres et affectées par une schistosité ardoisière. Les quartzites, généralement assez fins, souvent de couleur sombre, se présentent en bancs plus ou moins continus (aspect lenticulaire). La surface de stratification est soulignée par des lamines silteuses sombres, irrégulières, ou par des figures sédimentaires assez nombreuses (structures madrées à lenticulaires, bioturbations). Parmi les éléments figurés, deux types de grain de quartz se distinguent (anguleux, ou plus arrondis) : leur proportion relative varie. La taille des grains et l'importance de la matrice permettent de distinguer des *wackes* quartzzeuses fines et des arénites quartzzeuses fines.

Des grès ferrugineux fossilifères en bancs parfois métriques se situent vers le sommet de la succession (vallée de la Rosette). Dans les autres localités, ils ne sont connus qu'à l'état de blocs épars à la surface des champs. Ils ont aussi été signalés au Nord-Ouest de Rouillac (Beauchène, carrière de Rudluc—Radivel, près de Saint-Méleuc) et au Nord-Est d'Éréac (Sainte-Marie-des-Bois). Ces données anciennes ne peuvent être vérifiées car ces affleurements ont actuellement disparu. Du point de vue pétrographique, ces sédiments assez grossiers, souvent altérés et pulvérulents, se classent parmi les arénites quartzzeuses ou les *wackes* quartzzeuses grossières. Le dépôt de ces grès devait correspondre à des changements momentanés dans la sédimentation (apport de détritiques grossiers). Ces grès contiennent, à certains niveaux, des amas irréguliers de nature argileuse correspondant vraisemblablement à d'anciens *galets de boue*. Lorsque la roche est fraîche, elle a l'aspect d'un grès à matrice chloriteuse. Par altération la matrice est envahie par la goëthite. De plus, ces anciens grès coquilliers possédaient une matrice, au moins partiellement calcareuse, qui a été dissoute en même temps que les coquilles.

Parmi les gisements fossilifères cités antérieurement, les carrières de Rudluc et de Sainte-Marie-des-Bois ont aujourd'hui disparu. Les gisements découverts au cours du levé correspondent pour partie à celui qui était désigné sous le nom de *Bois de Broons*. Les alternances de schistes et quartzites de la base de la formation sont peu fossilifères : à part quelques rares Brachiopodes (? *Clarkeia* sp., *Rhynchonellidae*), Crinoïdes et Trilobites (*Homalonotus* cf. *barrandei*), l'existence de faune est montrée par la présence de nombreuses traces d'activité organique surtout observables dans les alternances fines. Les grès ferrugineux, beaucoup plus fossilifères, ont livré des Trilobites (*Acastella* sp., *Homalonotidae*), des Crinoïdes, des Bivalves (*Grammysia* sp.), des Brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Hovellella* sp., *Proschizophoria* sp.), des Céphalopodes orthocônes, des Bryozoaires et des Cystidés. Le peu de faune récolté à la base de la formation ne permet pas d'attribution stratigraphique précise et n'autorise guère à aborder le problème de la limite Silurien-Dévonien. Il paraît cependant vraisemblable que ces alternances de schistes et de quartzites occupent une position stratigraphique comparable à celle de la Formation de Plougastel (feuilles Brest et le Faou à 1/50 000) dont la partie inférieure au moins est d'âge pri-dolien.

d1b-2c. **Formation de Touvra. Gedinnien supérieur - Emsien inférieur** (puissance de l'ordre de 100 m). Dans la succession dévonienne, la Formation de Touvra à dominante argileuse est encadrée par les bons repères que constituent la Formation de Gahard et celle de Rochereuil. Cette unité n'est pratiquement bien observable qu'au Sud de Broons, dans la vallée de la Rosette, près du hameau de Bas-Touvra. Quelques affleurements existent aussi à l'Ouest de Saint-Jouan-de-l'Isle. Enfin, la partie supérieure de la formation affleure au Nord de l'étang de Rochereuil (vallée de la Rosaie). La puissance de cette formation est difficile à estimer. Elle est vraisemblablement de l'ordre d'une centaine de mètres.

La base de la formation est observable sur une dizaine de mètres dans le talus de la route Broons—Lanrelas (virage au Sud de l'étang de Brondineuf). Elle est représentée par une masse schisteuse admettant des intercalations quartzitiques décimétriques. Dans les schistes apparaissent quelques petites *dragées* phosphatées plurimillimétriques. Ce dernier faciès est situé à une vingtaine de mètres des grès fossilifères de la Formation de Gahard. Cette succession de faciès rappelle un affleurement situé au Sud-Est de Saint-Jouan-de-l'Isle (feuille Caulnes), où des grès ferrugineux apparaissent à proximité de schistes fossilifères à petits nodules phosphatés qui ont livré de nombreux Chitinozoaires mais dont l'âge précis n'a pour l'instant pu être fixé.

Tout le reste de la Formation de Touvra est à dominante schisteuse avec de rares intercalations quartzitiques le plus souvent centimétriques à décimétriques. On y trouve également des grès verdâtres fossilifères.

Vers le sommet, le passage à la Formation de Rochereuil se fait graduellement par enrichissement en bancs de quartzites (coupe de la vallée de la Rosaie).

Les *siltites* verdâtres qui constituent la majeure partie de la formation sont souvent affectées par une schistosité soulignée par des néoformations de micas et par une recristallisation sous contrainte autour d'objets anté-tectoniques (Crinoïdes par exemple). Ces *siltites* peuvent prendre un aspect talqueux. Les grès verdâtres, plus ou moins micacés, constituent des bancs centimétriques à décimétriques qui alternent avec les *siltites*. Ces grès fossilifères sont décalcifiés en surface. Ils peuvent présenter une structure hétérogène à lamines argileuses parfois réduites à un simple joint.

La faune est généralement déformée et mal conservée. Elle comprend :

— des Brachiopodes qui forment, à certains niveaux de véritables lumachelles : *Chonetidae* (*Strophochonetes* (*Ctenochonetes*) *aremoricensis*, *Plebejochonetes* cf. *aulnensis*), *Spiriferidae* (*Brachyspirifer* gr. *carinatus*), *Schizophoridae*, *Strophomenidae* et *Stropheodontidae* ;

— des Bryozoaires, *Fenestellidae* et formes branchues ;

— des Crinoïdes.

Les Brachiopodes *Chonetidae* et les Crinoïdes sont les mêmes que ceux de la Formation du Faou (feuille le Faou à 1/50 000), ce qui permet de fixer l'âge des niveaux fossilifères de la Formation de Touvra au Siegenien supérieur-Emsien inférieur. L'ensemble de la formation paraît correspondre à l'intervalle de temps Gedinnien supérieur-Emsien inférieur.

d2d. **Formation de Rochereuil. Emsien inférieur** (puissance de 0 à 30 m). Cette unité qui succède à la Formation de Touvra correspond à une masse essentiellement quartzitique dont la puissance atteint une vingtaine à une trentaine de m dans la localité-type : cluse de la Rosaie et carrières de Guitternel, à

proximité de l'étang de Rochereuil (Nord de Rouillac). D'une façon générale, la Formation de Rochereuil, malgré sa faible épaisseur, se marque bien dans la topographie et constitue de ce fait un excellent repère cartographique dans la région étudiée. Depuis le Nord de Rouillac jusqu'aux environs du Gouray (chapelle Saint-Roch) à l'Ouest, les quartzites sont bien développés et forment la première crête du synclinorium, située immédiatement au Sud des formations briovériennes (absence de l'Ordovicien, du Silurien, et de la base du Dévonien). Dans le secteur du Touvra (Sud de Broons), les quartzites de la Formation de Rochereuil sont encadrées par les Formations de Touvra et de Bosquen. Dans la localité-type, des alternances de schistes ardoisiers et de quartzites parfois métriques du sommet de la Formation de Touvra passent aux quartzites massifs de la Formation de Rochereuil. Ces alternances n'ont pas ici livré de faune. Par contre, au Sud de Broons (vallée de la Rosette), près de Bas-Touvra, des schistes avec bancs grauwackeux fossilifères d'âge siegenien supérieur - emsien inférieur, appartenant à la Formation de Touvra, passent à des quartzites, peu épais en ce lieu (quelques m), représentant la Formation de Rochereuil. Le passage entre cette dernière formation et les couches sus-jacentes de la Formation de Bosquen s'observe dans la vallée de la Rosaie en bordure de l'étang de Rochereuil. Des schistes ardoisiers à passées gréseuses lenticulaires, datés de l'Emsien supérieur, succèdent aux quartzites de la Formation de Rochereuil, par l'intermédiaire d'alternances de schistes et de quartzites en bancs décimétriques.

Cette formation est constituée par de gros bancs métriques massifs de quartzites séparés par de rares joints schistoux sombres. Les quartzites sont fins, verdâtres et présentent en surface une patine blanchâtre (rochers de Notre-Dame de Rochereuil). Ils sont veinés de nombreux filonnets de quartz et souvent diaclasés. D'un point de vue pétrographique, on remarque parmi les éléments figurés, la dominance du quartz qui se présente en grains jointifs (grain moyen proche de 200 μ) avec un début de réarrangement planaire (indice d'une déformation naissante). Des sous-grains néoformés (recristallisation) les accompagnent. On observe aussi de rares muscovites ainsi que des zircons et de la pyrite en cristaux automorphes (60 μ) en amas isolés. La matrice séricito-chloriteuse est réduite à un film intergranulaire.

Les observations faites dans la vallée de la Rosette, près du Touvra, conduisent à penser que, malgré l'existence d'accidents directionnels dans ce secteur, la succession en elle-même n'a pas été profondément perturbée. Comme la Formation azoïque de Rochereuil est encadrée ici par des formations fossilifères d'âges respectifs : siegenien supérieur - emsien inférieur et emsien supérieur - eifélien, on peut la dater de l'Emsien. Les données recueillies dans le secteur de Rochereuil confirment cette attribution (faune de l'Emsien supérieur de la Formation sus-jacente de Bosquen).

On peut remarquer qu'aucun équivalent de cette barre quartzitique n'est connu, dans la même tranche de temps, ni à l'Ouest ni à l'Est du synclinorium de Châteaulin, pas plus d'ailleurs que dans le synclinorium de Lavai. Toutefois, dans le synclinorium du Ménez-Bélair, au sommet du Membre de l'Aubriais (Formation de Boix-Roux), quelques mètres de grès précèdent les schistes de la Formation de la Foulerie (feuille Combourg). Ces niveaux, qui sont également connus dans la région de Médréac (feuille Caulnes), pourraient annoncer le développement de la sédimentation franchement arénacée de la Formation de Rochereuil.

d2e-5a. Formation de Bosquen. Emsien supérieur - Frasnien inférieur (puissance 200 à 300 m environ). La Formation de Bosquen est constituée par

un ensemble essentiellement schisteux compris entre la Formation de Rochereuil et les *siltites* ampéliteuses à nodules fossilifères de la Formation de la Rabine. Les conditions d'affleurement et la fréquence des accidents tectoniques ne permettent pas d'évaluer la puissance exacte de cette formation, qui doit être de l'ordre de 200 à 300 mètres.

La partie inférieure de la formation est bien visible dans le secteur de l'étang de Rochereuil (anciennes exploitations sur les bordures ouest et est) et dans la partie méridionale de la carrière de Guitermel. Cette partie de la succession affleure aussi dans la vallée de la Rieule (Ouest de Sévignac) où elle surmonte la Formation de Rochereuil (« moulin de la Rieule d'en bas ») et où elle comporte des niveaux fossilifères (« moulin de la Rieule d'en haut »).

Plus à l'Ouest (carrières de Cornouailles, Nord-Ouest de Sévignac) des affleurements et anciennes exploitations sont rapportés, mais avec un certain doute, à cette partie inférieure. Il en est de même des carrières des Rochers, de Rochahue..., situées sur le flanc nord du synclinorium, entre le Gouray et Rouillac.

Contrairement à la partie inférieure bien exposée, les termes supérieurs de cette formation n'apparaissent qu'en affleurements ponctuels dont la position relative dans la colonne stratigraphique est uniquement fondée sur les données fauniques.

Dans la partie orientale de la feuille (à l'Est de Broons) comme dans la partie la plus occidentale (le Gouray), la Formation de Rochereuil n'a pas été reconnue. Les Formations de Touvra et de Bosquen, toutes deux à dominante schisteuse, ne peuvent être différenciées et sont donc regroupées en un ensemble compréhensif d1tb-5a (Gedinnien supérieur - Frasnien inférieur). Seuls quelques gisements ponctuels d'âge eifélien, voire givétien, peuvent être, d'après leur faune, rapportés à la Formation de Bosquen (tranchée de la D 46 près de la Haie au Nord-Ouest de Saint-Jouan-de-l'Isle ; Troherneuf au Sud-Est du Gouray).

Une succession lithologique schématique de la partie inférieure de la formation a pu être établie dans le secteur de Rochereuil malgré l'existence de nombreuses failles et fractures au rejet difficile à apprécier. On observe ainsi au-dessus des quartzites de la Formation de Rochereuil :

- des alternances de schistes et de petits bancs quartzitiques ;
- des schistes ardoisiers sombres, en dalles, qui contiennent quelques passées peu épaisses et discontinues de grès décalcifiés. Les deux faciès sont fossilifères, en particulier les schistes ardoisiers qui ont livré des fragments de végétaux ;
- des alternances centimétriques à pluridécimétriques, plus ou moins régulières de quartzites clairs, de *wackes* verdâtres souvent compactes et de *siltites* sombres. Seules les *wackes* verdâtres décalcifiées ont livré des fossiles ;
- enfin, des *siltites* gris bleuté, compactes et assez ardoisières.

A l'Est de Broons, cette partie inférieure de la formation semble représentée uniquement par des schistes et grès décalcifiés. Il s'agit de *siltites* fines à grossières, argileuses, beiges à verdâtres contenant des passées plus grossières correspondant à des niveaux fossilifères décalcifiés. Elles contiennent aussi des nodules phosphatés peu nombreux et des intercalations de *siltites* sombres compactes.

Il apparaît ainsi que cette partie inférieure de la formation est représentée à l'Est par des *siltites* alors qu'à l'Ouest les niveaux qui semblent occuper la même position lithostratigraphique correspondent à des *siltites* ardoisières et des alternances de *siltites* et sablites. Il serait toutefois prématuré d'envisager de réels passages latéraux de faciès dans la mesure où le synchronisme précis de ces différents termes est loin d'être démontré.

Le passage entre les parties inférieure et supérieure de la formation n'est jamais observable.

— A l'Est du secteur levé, le faciès schisteux se poursuit sans variation notable, si ce n'est le développement des niveaux gréseux décimétriques vers la partie supérieure de la formation.

— Plus à l'Ouest, entre Broons et le Gouray, les schistes représentent le faciès dominant de la partie supérieure de la formation ; ces *siltites* généralement argileuses, beiges à verdâtres, peuvent être représentées par un faciès ardoisier (étang du Pont du Pélerin à l'Ouest du Margaro, Nord-Est de Radivel, le Vauvert). Elles contiennent des niveaux de grès calcaireux décalcifiés, décimétriques à centimétriques (Troherneuf, Cadeno...) et des niveaux à nodules phosphatés ; elles sont également accompagnées de sablites sombres et de quelques bancs quartzitiques parfois métriques.

La succession est complétée par :

- des *siltites* à nodules argileux grisâtres ou grés-micacés, et à balles phosphatées (Nord des Gresses). Ces sédiments fins, peu micacés, verdâtres à bleutés, contiennent des passées plus sombres à débit ardoisier et de petits niveaux d'accumulation de fossiles (Crinoïdes, Brachiopodes) ;
- viennent ensuite des *siltites* bleutées talqueuses admettant quelques passées lenticulaires plus gréseuses et fossilifères (Nord de l'étang de Brondineuf) ;
- enfin, la succession se termine par des grès micacés verdâtres de granulométrie variable, très fossilifères, dont la puissance ne doit pas excéder une dizaine de mètres (Sud-Est de la Moussaye, Nord-Est des Gresses).

Plusieurs niveaux fossilifères ont été mis en évidence dans la Formation de Bosquen. Dans l'ensemble des fossiles récoltés les éléments les plus utilisables du point de vue stratigraphique sont les Crinoïdes. Ils sont en effet très abondants et ont mieux supporté les contraintes tectoniques que les autres macro-fossiles. D'autres données ont été apportées par les Brachiopodes *Spiriferidae* et *Chonetacea*. Même si, pour nombre de ces formes, la taxinomie n'est pas encore définitivement fixée, les associations reconnues dans les régions de référence (synclinorium de Laval, Ouest du synclinorium de Châteaulin) permettent toutefois d'établir des corrélations et d'aboutir à des attributions stratigraphiques.

Dans la vallée de la Rosaie, les *siltites* fines situées à une trentaine de m du sommet de la Formation de Rochereuil contiennent des Bryozoaires (*Fenestellidae*), des Brachiopodes (*Spiriferidae*), des Crinoïdes déformés, des Trilobites (*Asteropyginae*), des Crustacés (Phyllocarides) et surtout des végétaux flottés parmi lesquels on note des Protolépido-dendrales, des Psilophytales et des formes présentant des traces de sporanges (*Sporogonites*). La présence de ces restes végétaux, abondants et de grande taille (jusqu'à 20 cm), pose le problème de l'existence d'une aire émergée relativement proche. Les recherches de spores entreprises dans ces niveaux n'ont donné aucun résultat.

Dans les coupes de Rochereuil et de la Rieule, les Crinoïdes, les Brachiopodes *Chonetidae* et *Spiriferidae* indiquent un âge emsien supérieur pour les premiers termes de la formation. Cet âge est aussi indiqué par les Coelentérés *Pleurodictyum* sp., et surtout *Combophyllum* sp. Des formes appartenant à ce dernier genre et assez semblables à celles qui ont été récoltées dans les coupes de Rochereuil et de la Rieule existent dans la partie inférieure (Formation de Verveur) du Groupe de Troaon (Finistère), d'âge emsien supérieur (feuilles Brest et le Faou à 1/50 000). Plus à l'Est, dans la vallée de la Rosette, les Crinoïdes datent aussi les niveaux fossilifères de l'Emsien supérieur. Près de Médréac (Est de Saint-Jouan-de-l'Isle), à Bois Gébert, les schistes de la Formation de la Foulerie (feuille Caulnes) ont livré un matériel similaire mais plus abondant et mieux conservé. Cette association faunique se retrouve aussi dans la Formation de Reun-ar-C'hrank (Finistère, feuilles Brest et le Faou à 1/50 000).

La faune des *siltites* ardoisières à nodules phosphatés est peu caractéristique (Tétracoralliaires solitaires, Brachiopodes, Crinoïdes). Mis à part les Coelentérés, Bryozoaires, Trilobites (*Phacopidae*) également peu caractéristiques, les Crinoïdes et les *Chonetidae* (cf. *Chonetes kerfornei*) contenus dans les schistes et grès décalcifiés, suggèrent l'existence d'Eifélien à la Haie près de Saint-Jouan-de-l'Isle, dans les vallées de la Rieule et de la Rosaie ainsi qu'à Cadeno (Sud-Est de Gouray). Cette association faunique rappelle celle qui est connue, dans le synclinorium de Châteaulin, dans la partie moyenne du Groupe de Troaon (Finistère).

Des Crinoïdes *Haplocrinites* sp. et autres genres comparables aux formes connues depuis le sommet du Groupe de Troaon jusqu'à la Formation de Kergarvan (rade de Brest) ont été recueillis dans les schistes et grès décalcifiés ou les schistes argileux, au Sud de Broons (vallée de la Rosette), au Nord du Margaro, au Nord-Est des Gresses et à l'Est de Radivel, de même qu'aux environs du Gouray (Troherneuf, Sud de l'abbaye de Bosquen). Certaines columnales de Crinoïdes provenant des schistes et grès décalcifiés du Sud de la Guillaudière sont des formes qui existent dans la Formation de Kergarvan (Finistère) : ceci montre qu'au moins une partie de la Formation de Bosquen est d'âge givétien.

Enfin, les grès micacés de la partie supérieure de la formation contiennent une faune du Frasnien inférieur : *Apousiella* gr. *bouchardi*, *Douvillina dutertrei*, *Chonetidae*, *Bactritidae*, Bivalves et Crinoïdes. Ces grès ont été rencontrés au Nord de Rouillac : les Touchelles, Nord du Margaro, Sud-Est de la Moussaye, Nord-Est des Gresses. Ils peuvent être rapprochés des grès de la Formation de Goasquellou dans la rade de Brest.

L'ensemble des gisements fossilifères reconnus au sein de la Formation de Bosquen montre donc que cette formation s'étend de l'Emsien supérieur au Frasnien inférieur inclus.

d5b-6a. **Formation de la Rabine. Frasnien supérieur - Famennien inférieur ?** (puissance de quelques dizaines de m). Elle correspond à des *siltites* ampéliteuses à nodules qui surmontent les grès micacés fossilifères du sommet de la Formation de Bosquen, mais le passage entre ces deux formations n'est pas visible. Cette unité est peu puissante (quelques dizaines de m au maximum). Les conditions d'affleurement sont comparables à celles de la localité-type (la Rabine à l'Ouest de la Chapelle-Chaussée, feuille Caulnes) : les affleurements sont peu nombreux et localisés. Souvent même, l'existence de cette formation n'est actuellement marquée que par la présence de nodules à la surface des champs. Toutefois, près du château de la Moussaye, une tranchée de drainage a permis d'observer les *siltites* en place.

- C'est au Nord de Rouillac que cette formation est la mieux représentée :

— Près du château de la Moussaye de nombreux nodules se rencontrent à proximité de grès micacés du Frasnien inférieur, appartenant à la Formation de Bosquen.

— Au Nord des Touchelles plusieurs gisements sont alignés suivant une direction N 110° E - N 120° E jusqu'à la bordure de l'étang de Rochereuil.

— Au Nord de Vauvert, à proximité de schistes fossilifères (Givétien ?) de la Formation de Bosquen, de nombreux nodules fossilifères témoignent en surface de l'existence de cette unité.

- Un gisement isolé découvert au Sud-Est du Gouray (le Pré) constitue le point le plus occidental connu dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr. Les nodules fossilifères y sont rares. Par contre, ce gisement présente l'intérêt de se trouver à proximité du Groupe d'Éréac attribué au Carbonifère (cf. ci-après).

Les faciès observés présentent une grande analogie avec ceux qui ont été décrits dans la localité-type : ce sont des *siltites* ampéliteuses comportant quelques niveaux plus clairs et plus micacés, riches en nodules fossilifères. Ces faciès sont le plus souvent extrêmement altérés en argiles grises ou noires. Les concrétions fossilifères, de forme ellipsoïdale, ont une taille variable centimétrique à décimétrique. On peut en distinguer deux types :

— des nodules sombres, très siliceux, lisses et patinés, à cassure esquilleuse ;

— des concrétions initialement riches en pyrite, prenant un aspect poreux par altération, qui présentent une zonation externe parallèlement à la plus grande section.

Ces deux catégories de nodules sont fossilifères, mais les nodules pyriteux livrent une faune plus riche.

La faune récoltée est peu diversifiée et assez mal conservée. Elle paraît identique à celle de la localité-type de la Rabine et très voisine de celle des schistes kéra-bitumineux de Porsguen (Finistère). Cette faune comprend en effet des Bivalves (*Buchiola* cf. *retrostriata*, *Buchiola* sp., *Posidonia* cf. *venusta*), des Céphalopodes (*Tomoceras* (*Aulatomoceras*) sp., *Tomoceras* cf. *simplex*, Bactritides indéterminés) et des Ostracodes indéterminables. L'absence apparente de Cheiloceratides dans cet assemblage faunique semblerait indiquer un âge frasnien. Cependant, certains spécimens rapportés à *Tomoceras* sp. semblent identiques à des formes connues dans le Famennien inférieur de la Montagne Noire. Il se pourrait donc que la Formation de la Rabine puisse, en partie au moins, être d'âge famennien inférieur. Les recherches de spores effectuées dans les *siltites* ampéliteuses pour préciser cet âge n'ont pas abouti (restes organiques indéterminables - carbonification très importante).

Remarque : dans le gisement de la Moussaye, immédiatement au Sud et en contact avec les *siltites* ampéliteuses de la Formation de la Rabine, apparaissent des *siltites* micacées beiges à intercalations gréseuses centimétriques, lenticulaires. La position stratigraphique de ces faciès par rapport à ceux de la Formation de la Rabine n'a pu être précisée, compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements et de l'absence de faune. On peut considérer que la Formation de la Rabine occupe le cœur d'une structure syndinale, et que ces faciès représentent le sommet de la Formation de Bosquen. Mais il est également possible que ces schistes et grès surmontent la Formation de la Rabine, représentant ainsi le Dévonien terminal. Une telle superposition ne serait pas sans rappeler celle qui existe en rade de Brest où les schistes à intercalations grésocalcaireuses de la Formation de Zorn succèdent aux schistes kéra-bitumineux de la Formation de Porsguen (feuille Brest à 1/50 000).

Formations carbonifères ?

A la bordure sud du synclinorium, entre les formations du Paléozoïque inférieur (Ordovicien à Dévonien) de l'Unité de Bosquen—Médreac et le Briovérien, prend place le Groupe d'Eréac, caractérisé par le développement de volcanites et de volcanoclastites, et par une structuration beaucoup mieux exprimée que dans le reste du Paléozoïque. Le terme de Groupe a été adopté car cet ensemble réunit des faciès sédimentaires (schistes, grès, quartzites), des volcanites et des volcanoclastites d'origines variées. Si certains types ont pu être individualisés cartographiquement (volcanites et volcanoclastites), les relations existant entre ces différents faciès restent mal connues. En effet, les conditions d'affleurement sont médiocres et l'altération souvent très marquée. De plus les relations entre volcanites, volcanoclastites et faciès sédimentaires sont rarement visibles et seuls deux affleurements montrent un contact faillé entre des rhyolites et des schistes, au Val de Jugon (Nord d'Eréac) et à la Motte du Parc (Ouest de Troherneuf). Enfin des déformations importantes perturbent et masquent les caractères originaux des faciès observés. Cette homogénéisation interdit souvent de déterminer la nature originelle, sédimentaire ou éruptive de certaines roches. L'état de structuration interdit toute évaluation de puissance pour cet ensemble. L'épaisseur de 1 000 m indiquée antérieurement (feuille Rennes à 1 / 80 000) n'est donc pas très significative.

Le Groupe d'Eréac - Dinantien ?

h1-2. Faciès sédimentaires : schistes à chloritoïde et roches associées. Ils affleurent tout au long de la bordure sud du Paléozoïque, depuis Collinée (la Haie du Sillon) jusqu'au Sud de Broons (Quéloscouët, la Ville Allouët, le Fros). A l'affleurement, ces sédiments se présentent comme des alternances plus ou moins régulières de schistes sombres et de passées siliceuses claires d'épaisseur variable (centimétrique à pluridécimétrique). Ces divers types de roches ne sont pas sans rappeler certains niveaux des *Schistes et quartzites de pouglastel* connus à l'Ouest dans les gorges du Daoulas (feuille Pontivy à 1/50 000).

Les schistes, sombres et durs, assez grossiers, représentent le faciès dominant et sont caractérisés par la paragenèse : quartz + muscovite + chloritoïde + chlorite. Le quartz se présente en grains à bords dentelés ou très anguleux, et en sous-grains (quelques dizaines de μ). La muscovite apparaît en lamelles flexueuses disposées dans la schistosité. Quant au chloritoïde, il existe sous forme de baguettes isolées (50-200 μ) ou groupées en rosettes. Ces baguettes sont disposées parallèlement ou obliquement par rapport à la schistosité principale. Le chloritoïde est parfois présent en quantités importantes dans les schistes (la Morgandais au Nord-Est d'Eréac). La présence de ce minéral au sein de la paragenèse citée précédemment indique qu'un métamorphisme épizonal a affecté l'ensemble de ce secteur.

Les passées siliceuses grises (blanchâtres en surface), centimétriques, apparaissent de manière discontinue et soulignent les microplissements à l'intérieur des schistes. Pétrographiquement, ces faciès sont proches d'arénites fines recristallisées (microquartzites) à grains de quartz étirés (orientation préférentielle) et sous-grains. On y constate une absence des feldspaths. Dans le contexte volcanique du Groupe d'Eréac, ces passées pourraient représenter des niveaux siliceux recristallisés.

Des grès-quartzites en bancs décimétriques, parfois boudinés, accompagnent aussi les schistes à chloritoïde. Enfin, localement, des grès fins verdâtres à

lamines sont visibles au Nord-Est d'Éréac (carrière de Rouaudel). Ce sont des *wackes* quartzzeuses dans lesquelles les grains de quartz arrondis ont parfois un cachet volcanique (golfses, aspect craquelé) ; d'autres quartz sont étirés et soulignent le plan de débit. Ils sont accompagnés par de rares feldspaths altérés.

h1-2qff. Volcanites et volcanoclastites. Les volcanites et volcanoclastites paraissent plus localisées que les schistes à chloritoïde. Ces roches, souvent profondément altérées, affleurent assez mal, et leur importance est vraisemblablement sous-estimée. Quelques observations ponctuelles (puits situés dans la zone déprimée sans affleurement, au Sud de Launay) n'ont montré que des volcanites ou volcanoclastites et viennent conforter cette supposition. Ces faciès sont essentiellement visibles dans les secteurs d'Éréac et de Troherneuf.

— **Rhyolites** (*s.l.*). Elles sont visibles près du Tertre (Nord-Est d'Éréac) à proximité des schistes à chloritoïde qui ont subi les mêmes déformations. Ces roches siliceuses verdâtres, satinées et schistosées, ont un aspect rubané et contiennent dans une mésostase quartzo-sériciteuse très finement cristallisée des phénocristaux : quartz volcaniques (jusqu'à 350 μ), quartz éclatés et étirés plurimillimétriques, feldspaths totalement pseudomorphosés, non identifiables. Ce faciès rappelle les *blaviérites* du synclinorium de Laval qui correspondent à du matériel rhyolitique (coulées et tufs associés).

Ces rhyolites existent également plus à l'Ouest où elles dessinent cartographiquement des *bandes* peu épaisses, d'une dizaine de mètres, fortement tectonisées (Troherneuf, la Chênaie, le Fournil, Saint-Maleu, Rouaudel).

A partir de ce type principal, on peut distinguer quelques variantes :

- A la Deuve, Saint-Maleu, la ville Guéneu affleurent des *rhyolites porphyriques*, roches grises à verdâtres, parfois violacées, à passées phylliteuses sombres et à très nombreux phénocristaux de quartz et feldspaths millimétriques.

- Des *rhyolites à faciès ignimbritique* sont observables à la Motte du Parc (Ouest de Troherneuf). Ce sont des roches claires très siliceuses à débit planaire bien marqué, dans lesquelles des fuseaux sombres évoquent les structures flammanes des rhyolites ignimbritiques. En outre, quelques phénocristaux, quartz volcanique et feldspaths y sont identifiables. Les phénocristaux feldspathiques correspondent à des plagioclases albitiques et à des feldspaths potassiques subautomorphes généralement maclés Carlsbad, plus ou moins albitisés. Microscopiquement, la mésostase est essentiellement quartzo-sériciteuse. La recristallisation est importante. De véritables structures de flammes (structures axiolithiques) n'ont toutefois pas été reconnues. Ces rhyolites à faciès ignimbritiques sont accompagnées par un faciès contenant des structures de dévitrification (sphérolites feldspathiques atteignant 1 mm). Au Nord-Ouest de la Deuve s'observent des faciès comparables mais plus altérés et plus tectonisés.

— **Tufs à phénoclastes.** Sous cette dénomination sont désignées des roches grisâtres à blanchâtres, riches en minéraux phylliteux et caractérisées par la présence de nombreux phénoclastes de feldspath et de quartz, millimétriques à centimétriques, contournés par une schistosité bien marquée. Ces faciès, comme toutes les volcanites et volcanoclastites, ont subi une recristallisation notable. Ces tufs, surtout visibles à l'Est d'Éréac (carrière de Haut-Launay), se retrouvent au Nord de la Deuve et au Nord-Ouest de Troherneuf où ils sont particulièrement riches en phénoclastes de feldspaths (atteignant 20 mm) et contiennent des fragments lithiques.

La matrice est abondante (60 à 70 % du volume de la roche) et constituée de quartz microcristallin (recristallisation) et de minéraux phylliteux (séricite et chlo-

rite) de néoformation qui soulignent la schistosité. Les clastes (30 à 40 % du volume de la roche) comprennent du quartz et des feldspaths en pourcentage variable :

— *quartz* en gros individus (200 à 1 000 μ) arrondis et fracturés, éclatés, parfois à golfes de corrosion et petits grains noyés dans la matrice (quelques dizaines de μ à 100 μ), souvent à contours anguleux ; des quartz automorphes bipyramidés contiennent des inclusions de minéraux titanés (rutile) ;

— *feldspaths* correspondant à des plagioclases albitiques (An 5-10) assez arrondis et à des feldspaths potassiques-perthitiques, parfois maclés Carlsbad, subautomorphes ; ces feldspaths sont aussi fracturés et éclatés. La matrice renferme d'autre part des grains microquartzitiques et des fragments de *silités*, anguleux, parfois centimétriques.

Dans la carrière de Haut-Launay (Nord-Est d'Eréac, front de taille est), on observe des roches allant depuis des termes tuffacés à rares phénoclastes jusqu'à des tufs francs à cristaux et des faciès siliceux (gris) à texture felsitique, évoquant des cinérites en grande partie recristallisées. Aucune texture de lave n'a été observée dans toutes ces roches.

Le caractère volcanique des faciès observés en indices de surface (butte au Nord-Ouest de Trohemeuf) sont moins apparents. Des clastes de *quartz volcanique* sont noyés dans une matrice fine et abondante. Il s'agit plutôt ici de tuffites.

Des faciès comparables (schistes à *quartz volcaniques*) ont été décrits dans l'Est du synclinorium de Châteaulin, au sein de formations attribuées au Dévonien inférieur dans l'anticlinal de la Butte Saint-Michel (feuille Moncontour à 1/50 000).

L'analyse chimique du *tuf à phénoclastes* (voir tableau) caractérise une roche légèrement plus potassique que sodique. Parmi les éléments-traces on constate une teneur élevée en rubidium (# 150 ppm) et zirconium (# 300 ppm) et au contraire des faibles teneurs en vanadium et strontium. Des teneurs assez comparables ont été obtenues sur les tufs fins à débris de schistes à plantes provenant du Tournaisien inférieur de Bas-Couyer (Ille-et-Vilaine, feuille Combourg à 1/50 000).

Aucune donnée paléontologique n'a pu être recueillie dans le Groupe d'Eréac. Les interprétations cartographiques antérieures (feuilles Rennes et Pontivy à 1/80 000) étaient relativement imprécises et les attributions stratigraphiques retenues ne reposaient que sur des analogies de faciès, en particulier avec les formations carbonifères du synclinorium de Châteaulin et celles de la partie orientale du synclinorium du Menez-Bélaïr. Un premier essai de datation radiométrique effectué sur du matériel rhyolitique (le Tertre) n'a pas fourni de résultat suffisamment fiable pour être retenu. Dans ces conditions, et compte tenu du fait que l'Unité d'Eréac est limitée par des failles ou des couloirs de mylonitisation qui l'isolent du Paléozoïque de l'Unité de Bosquen—Médréac, l'âge du Groupe d'Eréac ne peut être discuté que par comparaison avec les régions situées à l'Ouest et à l'Est.

A l'Ouest, dans la partie orientale du synclinorium de Châteaulin (feuille Moncontour), deux ensembles ont été distingués parmi les *porphyroïdes* antérieurement rapportés au Carbonifère

— le premier constitué entre autres par des *méta-rhyolites* ou *métadacites*, serait interstratifié dans la partie inférieure de la succession dévonienne ;

— le second, qui comprend des *kératophyres sodiques*, des *quartz-kératophyres* et des *roches volcano-sédimentaires*, appartient à la partie basale de la série sédimentaire inférieure du Dinantien.

A l'Est, dans la partie orientale du synclinorium du Ménez-Bélaïr, aux environs de Saint-Germain-sur-Ille (feuille Combourg), existe un ensemble volcanoclastique comprenant des *brèches à éléments volcaniques*, des *tufs rhyolitiques*, des *blaviérites* ; le tout passe à une succession terrigène plus fine et se termine par des faciès carbonatés. Des intercalations schisteuses à plantes et spores ont permis de dater le matériel volcanoclastique du Tournaisien inférieur. Au voisinage immédiat de ces affleurements, des filons de rhyolites et de microgranites, localisés le long de la fracture sud bordant le Paléozoïque, correspondraient aux cheminées d'alimentation de ce volcanisme.

Les données qui précèdent permettent d'envisager deux hypothèses : l'appartenance du Groupe d'Eréac au Dévonien inférieur, ou l'appartenance de ce groupe au Carbonifère.

Un âge dévonien inférieur paraît peu probable dans la mesure où les faciès reconnus dans le Groupe d'Eréac ne rappellent en rien les Formations de Gahard et Touvra, représentant le Dévonien inférieur sur le flanc nord du synclinorium. Ces formations n'ont montré aucune trace de volcanisme et il paraît peu concevable que l'épaisse série volcanique du Groupe d'Eréac puisse disparaître aussi rapidement vers le Nord. On notera par ailleurs que dans le reste du synclinorium du Ménez-Bélaïr, le Dévonien inférieur, dont la succession est bien connue, ne comporte pas non plus d'épisodes volcanoclastiques manifestes. On peut d'autre part remarquer que l'attribution au Dévonien inférieur des volcanites acides de la partie est du synclinorium de Châteaulin comporte une part d'interprétation. Les conditions d'affleurement très médiocres ne permettent pas, en effet, de voir un passage graduel entre les volcanites et les formations rapportées au Dévonien.

Une association tectonique ne peut être *a priori* exclue dans la mesure où dans la région étudiée ici, le Groupe d'Eréac est en contact par faille avec les terrains du Dévonien. En outre, la variabilité des faciès qui accompagnent le volcanisme acide dans la partie orientale du synclinorium de Châteaulin s'accorde mal avec la relative uniformité de la succession éodévonienne dans l'ensemble du synclinorium médian armoricain.

Le volcanisme d'Eréac est à chimisme acide et peut donc être rapproché du volcanisme de même type reconnu dans les régions situées plus à l'Est. Vers l'Ouest, le Dinantien du synclinorium de Châteaulin renferme également du matériel rhyolitique.

Les comparaisons de faciès sont délicates à utiliser en raison des variations latérales et verticales de ces faciès, au sein d'une même unité structurale. On remarquera toutefois la présence dans le secteur étudié, comme dans le bassin de Laval, de rhyolites ignimbritiques, également présentes dans le Carbonifère inférieur du bassin de Châteaulin.

L'absence de calcaire ne saurait constituer un argument pour rejeter un âge carbonifère puisque la sédimentation carbonifère dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr (Calcaires de Quenon : Tournaisien supérieur à Viséen) comme dans le bassin de Laval (Calcaires de Laval et de Sablé : Tournaisien supérieur - Viséen) ne débute qu'après la mise en place de l'ensemble volcanique de la Formation de l'Huisserie.

L'absence apparente de schistes à plantes ne constitue pas non plus un obstacle à cette interprétation ; ces dépôts, peu épais et très localisés dans la Formation de l'Huisserie ont fort bien pu être entièrement laminés lors des épisodes de structuration affectant le Groupe d'Eréac.

Malgré l'absence d'éléments décisifs, un âge carbonifère inférieur a été retenu pour le Groupe d'Eréac, aucun argument irréfutable n'allant à l'encontre de cette interprétation.

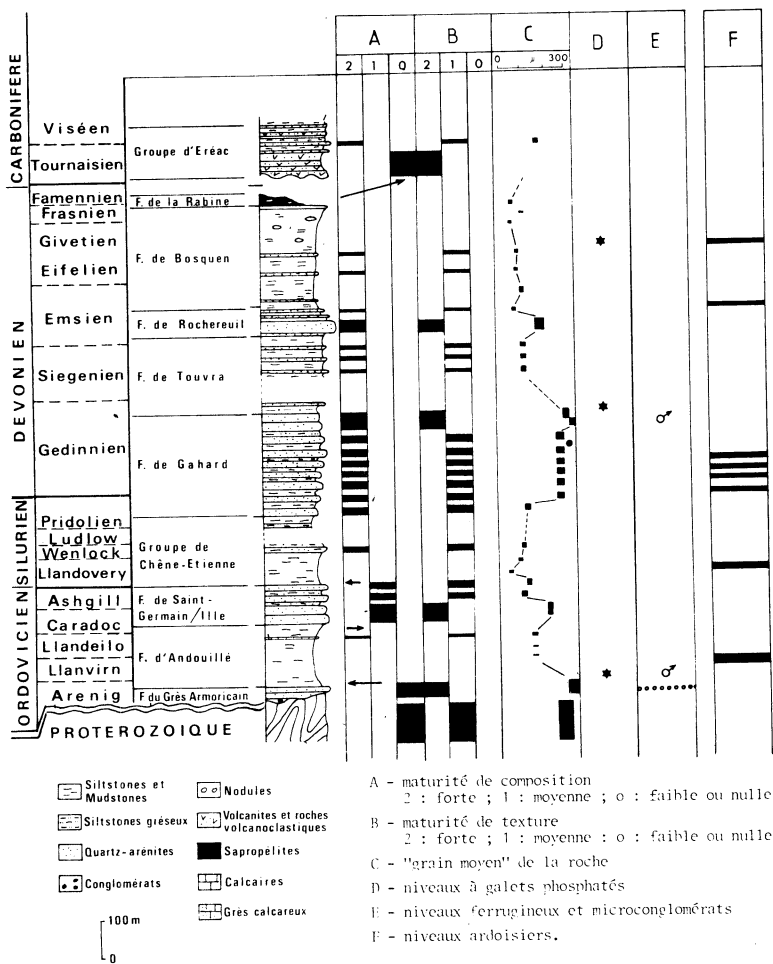


Fig. 1 - La sédimentation paléozoïque, caractères et évolution

Formations tertiaires

Formations éocènes ?

*F*b2. Cuirasses ferrugineuses et silico-ferrugineuses sur Briovérien.

Dans la région de Broons, des traces de ces formations s'observent au Château (Nord-Ouest de Broons), à l'Aulne, la Ville Perreux (Ouest de Broons) et à Broons même (route de Plumaugat) où de gros blocs de cuirasse accompagnent une argile rosée provenant de l'altération du substratum briovérien. A Saint-Buc (Ouest de Broons), la cuirasse, de type feuilleté, contient par endroits des éléments bréchiques de schistes briovériens. Ces cuirasses ont parfois donné lieu à des exploitations (Saint-Buc, le Clos-ès-Chevaux à l'Est de Broons). Au Nord-Est de Sévignac (la Ville Marie) s'observent des traces d'une cuirasse silico-ferrugineuse constituée de granules d'oxyde de fer (décrits sous le nom de pisolithes), cimentés par de la calcédoine. Ce matériel rappelle une formation connue dans la région de Plemet (Est de Loudéac) et de Saint-Helen (E-NE de Dinan).

*F*d. Cuirasses ferrugineuses sur grès dévonien. On rencontre de telles roches à l'Est de Rouillac (Sud de Coquit). Elles proviennent de l'altération du Grès de Gahard sous forme de cuirasse feuilletée. Ces altérites sont aussi présentes dans la forêt de Bosquen.

Au Nord de la Chênaie (Sud de la vieille forêt de Bosquen) existent des fragments roulés de cuirasse ferrugineuse massive plus ou moins « litée », provenant très vraisemblablement de l'altération de grès paléozoïques, ceux-ci existant à l'état de fragments reliques anguleux. L'ensemble cuirasse-grès repose sur le substratum briovérien. De même, à l'Est de Beunière (Nord-Ouest de Rouillac), des fragments de cuirasse paraissent être remaniés. On peut dans ce cas se poser la question de l'allochtonie relative des différentes formations latéritiques par rapport au substratum briovérien ou paléozoïque.

Formations oligocènes

g1-2a. **Stampien inférieur. Argiles de Saint-Jacut-du-Mené.** La carrière des Champs Thomas, au Sud de Saint-Jacut-du-Mené, est ouverte dans des dépôts argileux localisés dans un petit bassin d'effondrement NW—SE, limité au Nord-Est par le massif dioritique de Saint-Jacut-du-Mené et au Sud-Ouest par le *bloc basculé* des Landes du Mené.

Les contacts entre ces dépôts et le substratum restent pour l'instant inconnus. Ce petit graben fait partie de l'ensemble des bassins tertiaires reconnus par gravimétrie depuis la baie de Saint-Brieuc jusqu'à la Loire.

La carrière des Champs Thomas montre un ensemble hétérogène jaune, argilo-sableux, mêlé de graviers et galets souvent quartzeux (*cf.* Formation à galets : p), qui ravine les dépôts argileux : ce ravinement a été indiqué par un figuré en surcharge. Les argiles vertes sont constituées d'illite associée à une quantité variable de kaolinite et s'accompagnent de lentilles d'argiles violettes à montmorillonite, plus riches en kaolinite et matière organique.

Une analyse chimique des argiles vertes a donné la composition suivante :

SiO ₂ :	52,45	-	Al ₂ O ₃ :	22,59	-	Fe ₂ O ₃ :	7,25
FeO :	0,38	-	MnO :	n.d.	-	MgO :	3,48
CaO :	0,43	-	Na ₂ O :	0,22	-	K ₂ O :	4,56
TiO ₂ :	0,76	-	P.F. :	7,94	-	Σ =	100,06

Au fond de la carrière (front de taille sud-ouest), un niveau d'argile noire est surmonté par un banc d'argiles ligniteuses (0,20 m) riche en spores de Schizaeacées, Lycopodiacées, Polypodiacées et en pollens de Cupressacées, Taxodiacées et Pinacées en abondance (type *haploxylon* dominant par rapport au type *sylvestris*). La prédominance du type *haploxylon* parmi les Pinacées et celle d'*Engelhardtia* sur *Platycarpa* pour les Juglandacées indique la base du Stampien inférieur, d'après les répartitions établies dans d'autres régions d'Europe occidentale.

Outre ces spores et pollens, de nombreux fragments de bois pyritisés se rencontrent dans les faciès ligniteux. De même, des troncs d'arbres entièrement silicifiés ont été trouvés dans la carrière des Champs Thomas. De nombreux fragments végétaux et des graines fossilisées occupent le cœur de concrétions argileuses sphériques de la taille d'un œuf qui montrent aussi des cristallisations internes. Les associations palynologiques reconnues suggèrent l'existence d'un paléomilieu lacustre sous climat chaud et humide encadré par une zone forestière à Pinacées.

Formations d'âge non déterminé

p. **Formation à galets cimentés ou non par des oxydes de fer : Pliocène ? ou Quaternaire ancien ? « renard » ou « roussard ».** Au Sud du synclinorium paléozoïque, s'observent, sur le socle briovérien ou les diorites quartziques, des dépôts à blocs de quartz le plus souvent arrondis, véritables galets cimentés par des oxydes de fer ou épars à la surface du sol.

Cette formation, lorsqu'elle avait été cartographiée, était attribuée au Pliocène et considérée comme sables et grès à galets roulés (pb) (feuille Pontivy à 1/80 000, 1^{re} édition), sables et galets des hauteurs (p) associés aux argiles grises micacées, à lits de graviers et galets roulés situés sur des hauteurs (Landes du Mené) (feuille Pontivy, 2^e édition). Les galets se trouvent en position topographique élevée (au moins 200 m) à la Bosse (Sud-Est de Collinée), au Pommeray (Nord de Saint-Jacut-du-Mené), aux Bourdonnais et la Gilardais (Sud-Ouest de Méridac). Vers le Sud ces dépôts s'étendent de façon discontinue jusqu'à la Ferrière (feuille Saint-Méen-le-Grand à 1/50 000). Les galets, généralement cimentés par de la goëthite, sont accompagnés par des grains de quartz arrondis ou anguleux, de taille variable, sans tri granulométrique. L'ensemble peut constituer des passées centimétriques associées à des sables jaune orangé micacés, ou des bancs plus épais dont on retrouve des blocs métriques éboulés. Près de Saint-Vran, on rencontre aussi des dépôts limono-argileux contenant de très nombreux galets centimétriques. Cette formation à galets cimentés présente des analogies avec les conglomérats appelés *renards* (Ille-et-Vilaine) ou *moulières* (Côtes-du-Nord), ou encore *roussards*, qui sont couramment représentés à la base des *sables rouges* pliocènes.

L'origine de ces dépôts est très discutée. Pour certains auteurs, la forme des galets indique une origine marine, alors que pour d'autres il s'agit de formations marines reprises dans un épanchement alluvial (dépôts de Saint-Vran). Une étude granulométrique récente a montré qu'aucune fraction sableuse d'origine ou d'influence marine, ne peut y être distinguée ; dans ce cas, même si ces dépôts étaient d'origine marine, ils n'ont pas été formés sur place. A la Bosse (Sud-Est de Collinée), un matériel argileux ocre orangé, assez fin, contient des galets de quartz anguleux pluricentimétriques souvent accompagnés de pisolithes et de rognons de minerai de fer roulés (cuirasse ferrugineuse) ; ceci permet de penser qu'il s'agit là de dépôts alluviaux remaniant des formations plus anciennes (éocènes ?). Toutefois la position topographique élevée de ces dépôts reste difficile à expliquer.

Cette formation n'est pas datée de façon certaine. Son âge est très controversé, plio-villafranchien ou quaternaire pour certains auteurs, pliocène ou éocène pour d'autres, ou encore crétacé ou helvétien. Le fait qu'au Sud de Saint-Jacut-du-Mené cette formation à galets ravine les argiles lacustres g1-2a permet seulement de dire qu'elle est postérieure au Stampien.

Rγ. Formation résiduelle liée à l'altération du granite de Bobital. Dans le quart nord-est de la feuille, à la bordure nord du massif granitique de Bobital la dépression située à l'Est de Jugon (Belêtre, le Bois Mottay, Keroui, la Boyère, la Brousse) correspond à une zone de prairies humides établies sur des argiles et produits d'altération du massif granitique ; mais ni leur nature, ni leur âge ne peuvent être précisés, les affleurements étant quasi inexistantes.

ab2. Altérites sur Briovérien. On les observe à la Porte des Landes (Sud-Est de Saint-Jacut-du-Mené) et au Sud de Collinée (Kercousac) où elles sont bien développées et correspondent à un mélange de micas, de kaolinite et de chlorite. On y trouve parfois un peu de pyrophyllite (Sud de la Barre, à l'Ouest de Langourla), ou des interstratifiés mica-chlorite (le Roc'h au Nord de Lanrelas). Dans les Landes du Mené (angle sud-ouest de la feuille), le Briovérien schisteux et micaschisteux est très altéré : à la Croix Bouillard (Sud-Ouest de Saint-Jacut-du-Mené) située à 303 m d'altitude, des argiles kaoliniques ont été observées sur environ 2 m d'épaisseur. Plus à l'Ouest, en-dehors des limites de la feuille, l'argile a été trouvée jusqu'à 30 voire 50 m de profondeur. Il s'agit d'argiles provenant de l'altération *in situ* du Briovérien, à l'Éocène, sous climat de type tropical, chaud et humide.

Formations quaternaires

T. Tourbe. Des indices de tourbe ont été relevés essentiellement dans le quart sud-ouest de la feuille, principalement dans les vallées de la Rance, de l'Arguenon et de leurs affluents. Cette substance se rencontre dans le fond de certaines vallées gorgées d'eau : Launay-Moussu (Sud de Collinée), la Maçonnais (Nord-Est de Langourla), Beau Soleil (Nord de Mérillac)...

Fy. Pléistocène. Alluvions anciennes de la Rance et de la Rosette. Des sables et graviers roulés forment des terrasses le long des vallées principales (Rance), particulièrement à leur entrée dans les massifs dioritiques (Saint-Jacut-du-Mené et Lanrelas) ou aux confluent (Est de Lanrelas), sur les rives convexes. Les alluvions anciennes de la Rance ont été observées en de nombreux points. Au Sud-Ouest de Saint-Jouan-de-L'Isle (Nord de la Ville-ès-Michel), des galets et graviers de quartz centimétriques à décimétriques sont accompagnés par de rares fragments schisteux empruntés au Briovérien ; il n'y a pas de tri granulométrique. Les éléments accompagnent des sables de teinte orangée, l'ensemble passant verticalement ou latéralement à des sables sans galets.

Les galets peuvent être recouverts d'une pellicule d'oxydes de fer. Vers l'Ouest, près de la Ménillière, la fraction sableuse a disparu, les galets se retrouvent épars à la surface du sol. Les galets et sables rougeâtres qui apparaissent à l'Ouest de Mérillac (Sud du Guévant) sont à rapporter à cette formation. De même à l'Ouest de Plumaugat (Quesnon) un dépôt sableux contient non seulement des galets de quartz mais aussi des blocs de diorite quartzique remaniés (centimétriques à pluricentimétriques) présentant des angles arrondis. Aucun classement n'apparaît dans cet ensemble épais de plus d'un mètre qui repose sur les diorites de Lanrelas.

Quelques affleurements permettent d'observer les alluvions anciennes de la Rosette. Au Pont Plisson (Ouest de Broons), sur les schistes et *graywackes* du Briovérien, on observe des galets plus ou moins arrondis de quartzites et de quartz, mal classés, contenus dans un matériel sableux peu important en volume.

De même, au Sud de la Gibonnais, une formation à galets de grès paléozoïques et de quartz contient aussi des blocs de diabase et de cuirasses ferrugineuses, ces dernières étant connues plus en amont et vers l'Ouest (l'Aulne, Saint-Buc).

Fz. Holocène. Alluvions actuelles et sub-actuelles. Elles occupent des surfaces d'importance variable. Ces alluvions sont constituées de graviers et sables plus ou moins grossiers, d'argiles ou de dépôts argilo-sableux. Elles sont bien développées dans le cours de la Rance, de l'Arguenon et de la Rosette. Près de Broons, elles correspondent à des zones inondées en permanence. Leur importance diminue sur les formations cristallophylliennes, les massifs granitiques et dans le Paléozoïque.

LP. Pléistocène. Limons « des plateaux ». Alors que les éditions cartographiques précédentes (feuilles Saint-Brieuc, Dinan, Rennes à 1/80 000) n'indiquaient pas la présence de dépôts limoneux dans cette région, ces formations superficielles sont développées sur une grande partie de la feuille Broons, tant sur le Briovérien que sur le Paléozoïque. Ces dépôts ocre-jaune à bruns, fins, recouvrent aussi certaines formations ou massifs (orthogneiss de Rouillac), masquant leurs limites. Les contours cartographiques de ces limons sont souvent imprécis car ils sont recouverts par les sols actuels. On observe ces formations limoneuses à des altitudes diverses.

Leur épaisseur n'est pas constante dans un même placage.

Au Sud-Ouest des Blossiers (Nord-Ouest de Plumaugat), ces limons peu épais contiennent à leur base des blocs de quartz plus ou moins roulés.

E. Éboulis de pente. Ils apparaissent au pied des crêtes gréseuses paléozoïques, au Sud et à l'Ouest de Sévignac, masquant certaines formations paléozoïques et le contact Briovérien-Paléozoïque (le Mézeray, la Hautière).

X. Remblais. Ils ont été figurés lorsqu'ils correspondent à des travaux de terrassement importants ; c'est le cas des remblais de schistes briovériens et de gneiss existant le long de la voie express Rennes—Saint-Brieuc, à l'Est de Langouhèdre.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La feuille Broons présente plusieurs ensembles structuraux bien différenciés. Le synclinorium paléozoïque, partie occidentale du synclinorium du Ménez-Bélair, est bordé au Nord et au Sud par deux domaines briovériens dont les caractères sont quelque peu différents.

Au Nord du synclinorium

Dans la région située au Nord du Paléozoïque on peut distinguer :

— les batholites granitiques hercyniens de Bobital et de Moncontour et le pointement de superficie limitée d'Yvignac ;

— l'extrémité sud-ouest du domaine cristallophyllien de Saint-Malo—Dinan qui affleure entre les massifs de Moncontour et de Bobital : au sein des micaschistes à foliation subverticale d'orientation N 70° à 80° E, apparaît une bande gneissique (orthogneiss de Langouhède—Saint-Carné) qui disparaît vers l'Ouest au contact du granite de Moncontour et qui, vers l'Est, se suit à la bordure sud du granite de Bobital, se prolongeant sur le territoire de la feuille Caulnes (orthogneiss de Saint-Carné) ;

— les formations briovériennes de schistes et grès qui constituent un ensemble monotone au sein duquel les mégastructures plissées ne peuvent être mises en évidence par suite de l'absence de repères lithologiques. La schistosité d'orientation générale proche de Est—Ouest est le plus souvent subverticale ; elle prend une direction NE—SW à proximité du granite de Moncontour en harmonie avec la limite du batholite ; à la bordure du synclinorium paléozoïque, elle s'oriente parallèlement aux structures de l'Unité de Bosquen—Médélec.

Aucun affleurement ne permet d'observer les relations entre Briovérien et Paléozoïque. Dans la partie orientale, la discordance du Grès armoricain se déduit des pendages relevés dans les deux ensembles. Vers l'Ouest, un accident élimine toute la partie inférieure du Paléozoïque et met le Briovérien en contact direct avec le Dévonien.

Au Sud du synclinorium

Dans la région située au Sud du synclinorium, le Briovérien se présente sous des faciès généralement plus métamorphiques (schistes sériciteux et micaschistes) que sur la bordure nord. Les deux petits massifs intrusifs de diorite quartzique de Lanrelas et de Saint-Jacut-du-Mené développent un léger métamorphisme de contact ; ils paraissent représenter l'extrémité orientale des granitoïdes du Mené de la feuille Moncontour qui ont été datés à 485 ± 10 M.A. (diorite quartzique) et 450 ± 10 M.A. (leucogranite). La schistosité subverticale présente une orientation d'ensemble Est-Ouest : toutefois, au Sud du massif de Saint-Jacut-du-Mené les variations de pendage (de 35° S à 55° N) et les directions voisines de N 130° E pourraient résulter soit de l'existence de ce massif, soit de l'existence d'un accident d'orientation N 140° E dont le rejeu tardif a permis le piégeage des argiles tertiaires.

Tout cet ensemble méridional est séparé du synclinorium par un accident, cisaillement majeur jalonné de quartz, mylonites et diabases qui met en contact le Briovérien avec le Dévonien ou le Carbonifère (Groupe d'Éréac).

Le synclinorium paléozoïque

L'orientation, la disposition et les caractères structuraux (stratification, schistosité) des formations paléozoïques montrent que cet ensemble présente une structure synclinoriale orientée W.NW—E.SE (N 110° E environ) déversée au Sud. Les deux unités structurales de Bosquen—Médélec et d'Éréac qui constituent le synclinorium paléozoïque sont limitées par des failles longitudinales qui perturbent également en leur sein la succession de formations paléozoïques. Enfin des accidents transversaux, d'orientation subméridienne, tronçonnent le synclinorium en un ensemble de compartiments plus ou moins isolés les uns des autres.

Dans l'Unité de Bosquen — Médréac la structure la plus évidente est représentée par la schistosité de flux (schistosité ardoisière d'orientation générale N 100 à 110° E), caractérisée par la néoformation de minéraux phylliteux, par la présence de quartz amiboïdes indicateurs de dissolution sous contrainte et par la présence locale de chloritoïde synschisteux. Les plis associés à cette schistosité subverticale de plan axial ne s'observent que rarement, dans les alternances schisto-gréseuses ou les *siltites* grossières (voir figure 2) : il s'agit de plis décimétriques resserrés, de type anisopaque ou, dans les niveaux plus gréseux, de plis plus ouverts à tendance concentrique. Les variations de l'orientation des axes de ces plis (N 60° E à N 130° E), à plongement est ou ouest toujours faible (10° à 30°), comme celles de la stratification et de la schistosité paraissent correspondre aux perturbations liées aux accidents cassants, subméridiens en particulier.

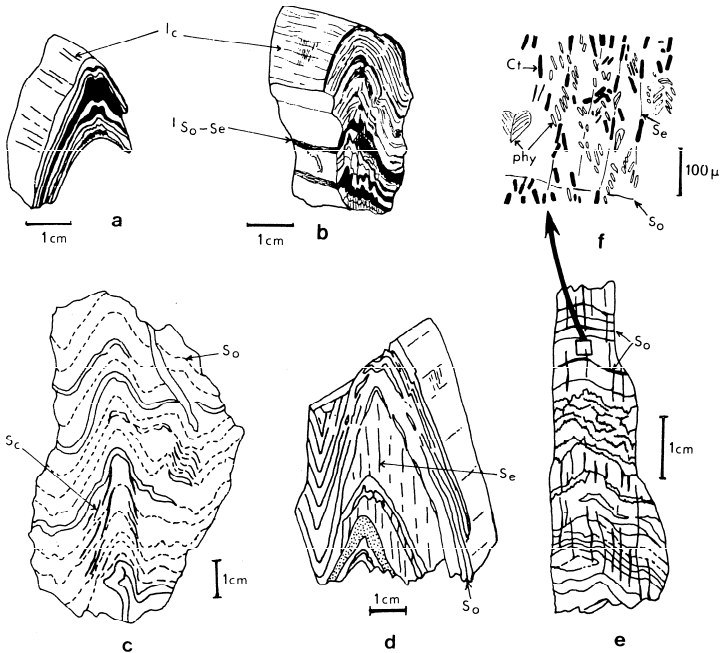


Fig. 2 - Plis à axes horizontaux dans les formations paléozoïques des unités de Bosquen-Médréac et d'Eréac

a : vallée de la Rosette (Sud de Broons), série compréhensive d1 b-5a

b : Nord de l'abbaye de Bosquen, Formation de Bosquen d2e-5a

c : Ouest de la Corbinais (Nord d'Eréac), rhyolites h1-2p

d-e : La Haie du Sillon (Est de Collinée), schistes à chloritoïde h1 -2

f : détail de e

So : stratification — Se : schistosité principale de flux —

Sc : schistosité de fracture - Ic : linéation de crénulation —

Iso-Se : linéation d'intersection So-Se - Ct : chloritoïde —

phy : minéraux phylliteux —

Cette schistosité de flux est déformée, au moins localement (vallées du Frémur et de la Rosette) par une schistosité de type *strain-slip*.

Des *kink-bands* d'axe subvertical apparemment tardifs s'expriment bien dans les fines alternances schisto-quartzitiques ou dans les schistes ardoisiers des Formations de Touvra et de Bosquen.

Enfin l'existence de zones abritées légèrement sigmoïdes autour de minéraux opaques ou de fragments de fossiles (Crinoïdes) semble traduire l'existence de phénomènes de cisaillement.

Dans l'Unité d'Éréac, l'absence d'unités lithologiques repères ne permet pas de distinguer des replis anticlinaux ou synclinaux. La structure la plus évidente est, ici encore, la schistosité de flux subverticale dont l'orientation générale (N 80° E) est légèrement oblique par rapport à celle de l'Unité de Bosquen (N 100°-110° E). Cette schistosité est soulignée par l'orientation du chloritoïde néoformé qui est, pour l'essentiel, synschisteux mais dont la cristallisation a pu se prolonger après le paroxysme de la déformation puisqu'il se présente parfois en rosettes. Des plis à axes horizontaux, décimétriques, souvent anisopaques, analogues à ceux de l'Unité de Bosquen, sont associés à cette schistosité (voir figure 2).

L'existence d'une composante de cisaillement est matérialisée de manière évidente par la présence de plis dissymétriques à charnières courbes de taille généralement décimétrique. Ces plis s'observent bien à la Haie du Sillon (Est de Collinée), au Rocher de Mémentu et au Tertre (Nord-Ouest et Nord-Est d'Éréac). Ils déforment la schistosité et le chloritoïde qui lui est associé et est repris dans leurs charnières. Ces plis en Z par rapport au Nord apparaissent comme caractéristiques de l'existence de cisaillements horizontaux dextres, dans un plan vertical approximativement est—ouest (voir figure 3).

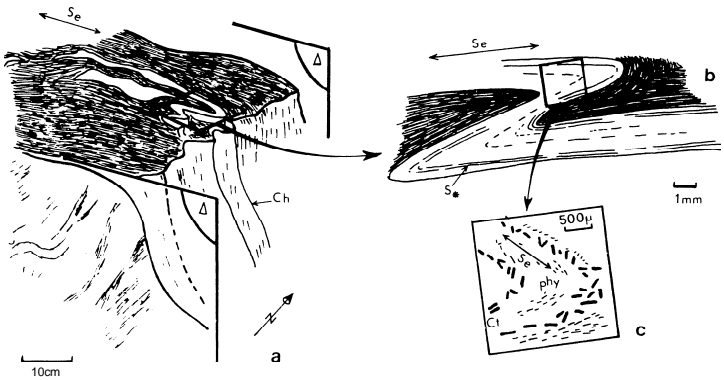


Fig. 3 - Plis dissymétriques à plan axial subvertical et charnière courbe dans les formations paléozoïques de l'unité d'Éréac : le Tertre (Nord d'Éréac)

- a : aspect des plis ; b : détail
- c : déformation de la schistosité de flux S_e
- Ch : charnière — Δ : plans de cisaillement subverticaux —
- S_e : schistosité principale de flux ; S : litage —
- Ct : chloritoïdes — phy : minéraux phylliteux

Des plis d'un troisième type, relativement ouverts et symétriques à plongement axial variable, qui affectent la schistosité de flux apparaissent comme les témoins moins accentués du même épisode de déformation cisailante. L'essentiel des structures, dans le Briovérien comme dans le Paléozoïque, doit être rapporté à l'orogénèse varisque (hercynienne). En effet, la schistosité qui affecte le Briovérien ne présente pas de caractères fondamentalement différents de celle des unités paléozoïques ; l'orogénèse cadomienne paraît ainsi correspondre, comme en Bretagne centrale, à une structuration sans schistogénèse.

Les événements structuraux les plus évidents se traduisent :

— *par la formation des plis droits* à axes subhorizontaux associés à une schistosité de flux, bien exprimée dans l'unité de Bosquen et reconnaissable dans l'Unité d'Éréac (bien qu'en grande partie oblitérée par l'événement suivant) ;

— *par la formation de plis dissymétriques* subverticaux à chamières courbes déformant la schistosité de flux (bien illustrés dans les faciès zonés du Groupe d'Éréac) liée à des cisaillements à composante majeure dextre accompagnés de mylonites ;

— *par l'apparition de fractures subméridiennes* qui se surimposent à ces déformations et donnent au synclinorium son aspect en mosaïque.

L'ensemble de ces déformations est postérieur au Carbonifère inférieur, période à laquelle est rapportée la sédimentation du Groupe d'Éréac. Par comparaison avec d'autres régions du Massif armoricain, on peut penser qu'il se situe entre le Namurien et le Westphalien.

PRÉHISTOIRE

Sur le territoire de la feuille, les monuments mégalithiques (dolmens, menhirs, aillées couvertes) sont principalement localisés aux massifs de Moncontour (Saint-Mirel, l'Épine, au Nord du Gouray) et de Saint-Jacut-du-Mené (la Martinais, le Perfaux, la Coudre), le matériau utilisé étant extrait sur place. Dans le secteur de Saint-Jacut-du-Mené se rencontrent de nombreux monuments mégalithiques ou protohistoriques, ce qui s'explique par la situation géographique privilégiée des Landes du Mené ; cette région surélevée constitua à l'époque gallo-romaine un carrefour important entre les voies de communication Vannes—Corseul (*chemin de l'Étrat*) et Nantes—Tréguier.

D'autres monuments mégalithiques sont situés sur les terrains paléozoïques comme l'allée couverte de la Bernais (Nord-Ouest de Rouillac) dont le matériau quartzitique provient probablement de la Formation de Rochereuil.

Des tumuli sont aussi connus aux environs de Langourla (la Cocantine) et à Saint-Jacut-du-Mené.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur le territoire de la feuille, les réservoirs aquifères sont surtout représentés par les massifs granitiques, les formations gréseuses paléozoïques (Ordovicien,

Dévonien), les tufs et volcanoclastites du Carbonifère (Groupe d'Eréac). Dans le Briovérien, les réserves aquifères sont généralement liées à la présence de filons intrusifs jalonnant les fractures, ou de zones écrasées.

Les Landes du Mené (angle sud-ouest de la feuille) sont situées sur la ligne de partage des eaux qui s'écoulent au Nord vers la Manche (Gouessant, Arguenon, Rance...) et au Sud vers l'Océan Atlantique (Meu, affluents de l'Oust).

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Minéralisations

Comme sur la feuille voisine (Caulnes), d'assez nombreuses minéralisations sont liées aux filons de quartz qui traversent le Briovérien et les granites hercyniens. Dans le quartz à éclat on note la présence de galène, chalcoppyrite, pyrite, et blende. Les diabases contiennent aussi de nombreuses mouches de chalcoppyrite et de pyrite. Parmi les formations paléozoïques, les quartzites dévoniens renferment parfois des quantités assez importante de pyrite (Formation de Bosquen: carrière de Guitternel). De même, certaines volcanoclastites du Groupe d'Eréac sont très riches en minéraux titanés (environs de Cadeno au Sud-Est du Gouray). De fréquentes mouches millimétriques de chalcoppyrite ont été observées dans les schistes du Groupe de Chêne Etienne (Ouest de Caulnes). La présence de minerai de fer dévonien a été signalé au début du siècle par Kerforne. D'anciennes exploitations sont signalées en quelques localités (les Fosses, les Chantirots, forêt de Bosquen).. Le minerai de fer existe aussi sous forme de cuirasses ferrugineuses ou silico-ferrugineuses, actuellement démantelées, réduites à des indices isolés inexploitable. Les *roussards pliocènes* ont jadis été exploités au Nord de Saint-Vran (Sud des Bourdonnais) ; le minerai a été traité aux forges de la Hardouiniais ou à celles de Lannouée (Morbihan). Des nodules ou galets phosphatés existent dans les Formations d'Andouillé (Sud de la Riante, à l'Ouest de Sévignac), de Touvra (Sud de l'étang de Brondineuf, au Sud de Broons) et de Bosquen (Nord des Gresses, au Nord-Ouest de Rouillac). Les micaschistes briovériens des Landes du Mené contiennent localement de fins niveaux de graphite associés à du quartz (Sud de Collinée). Une minéralisation uranifère (autunite, gummite, pechblende...) a été reconnue à la bordure sud du granite de Moncontour, au Sud du Gouray (le Clos Mechain, le Plessix) et au Nord-Est de cette localité (le Pas-de-la-Biche, la Ville-ès-Goupines). Un indice d'étain est connu près de Mégrit ; d'autres indices stanifères ont été signalés à Jugon au siècle dernier, mais leur localisation précise n'est pas connue.

Autres substances utiles

T. Tourbe. Anciennement exploitée pour le chauffage au Sud de Collinée (Sud de Launay-Moussu), et au Nord de Méryllac (Est de Beau Soleil) d'où elle était acheminée vers Saint-Brieuc. Des reconnaissances en vue d'une éventuelle exploitation ont été effectuées au Sud de la Dauphinais (N.NE de Langourla).

arg. Argile. A Saint-Jacut-du-Mené (carrière des Champs Thomas), l'argile oligocène est utilisée dans la construction (argile expansible). Les schistes briovériens, particulièrement dans la moitié sud de la feuille (Landes du Mené), sont profondément altérés en une argile kaolinique ou en un complexe argileux épais parfois de plusieurs mètres.

sab. Sable. Les arènes granitiques et dioritiques ont souvent été exploitées comme sablières. Citons pour le massif de Moncontour les affleurements de Saint-Mirel, la Hautière ; cette arène a été exploitée à l'Est de Penguilly, Sud du Lorrain, Nord-Ouest du Gros Chêne, ainsi qu'à l'Est de la Malhoure (Sud-Ouest du Clos Brûlé). Pour le massif de Bobital, d'anciennes exploitations se retrouvent à la Ville Heleu (Nord-Ouest de Trébédan). Le sable est actuellement exploité en particulier au Nord du Champ Benoît et à l'Est du Tertre, respectivement au Sud-Ouest et Nord-Ouest de Languédias. Dans les diorites de Saint-Jacut-du-Mené et Lanrelas, le manteau d'altération est parfois suffisamment épais pour permettre son exploitation. C'est le cas à Quesnon, la Roche (Ouest de Plumaugat), le Rocher (Ouest de Mérillac), la Villeneuve, la Saudraie, la Ville-ès-Aloyers (Sud de Langourla). De même dans le massif orthogneissique de Rouillac, l'arène a été exploitée de manière artisanale (Haut-Rouillac).

Cailloutis et graviers. Sur le territoire de la feuille, la fraction grossière des alluvions anciennes et récentes de la Rance n'a, semble-t-il, pas été exploitée pour l'empierrement.

ard. Ardoises et dalles rustiques. La structuration générale et les caractères pétrographiques des dépôts paléozoïques sont des éléments favorables à la présence d'ardoises, de qualité variable, au sein de différentes formations. Il en est ainsi dans la Formation d'Andouillé, à la base du Groupe de Chêne Etienne, des Formations de Touvra et Bosquen. Des ardoises rustiques pourraient être extraites dans la Formation de Gahard mais la présence de nombreuses fractures transverses par rapport à la schistosité principale rendrait leur exploitation délicate.

Pierre de taille. Le granite de Bobital est activement exploité pour la construction et l'art funéraire. Ce sont surtout les filons de leucogranite à grain fin à très fin γ^2 qui sont exploités (Kérian, le Houx, Bel-Air, la Poterie, la Ville Hervé, les Bas Champs...). Lorsque ce granite est altéré, il est commercialisé sous l'appellation « Jaune ou fin de Languédias ». Parfois le granite à grain moyen $m\gamma^2$ a fait l'objet d'exploitations (Querlaron, la Beaufais). Le granite à gros grain $p\gamma^2$, quant à lui, est exploité au Nord de Mégrit et anciennement à Languédias. La diorite quartzique a aussi été activement exploitée près de Langourla (la Ville Ducas, le Château Meslé, Brigneuc). Près de Saint-Jacut-du-Mené (Bransac), elle fait encore l'objet d'une exploitation artisanale.

Moellons, granulats et matériaux d'empierrement. Parmi les nombreuses carrières existant sur le territoire concerné, deux sont activement exploitées : de la carrière Gouviard (Nord-Ouest de Plénée-Jugon) sont extraits des gneiss utilisés comme granulats ; les quartzites de la carrière de Guitermel (Sud-Ouest de Sévignac) servent à l'empierrement. Dans la région de Broons—Sévignac, les quartzites paléozoïques (surtout dévoniens) ont été utilisés dans la construction locale. Les quartzites de la Formation de Rochereuil, connus déjà au siècle dernier, constituent un matériau de viabilité intéressant. D'autres roches ont été autrefois exploitées par la construction locale : les mylonites (*rhyolites* mylonitisées) (Gasset au Nord-Est de Collinée), les dolérites schistosées (Rohée à l'Est de Collinée) et, dans la région d'Éréac, les tufs et rhyolites carbonifères. Au Nord de Saint-Vran, les *renards* ou *roussards pliocènes* utilisés dans les maisons anciennes leur confèrent un cachet particulier (les Bourdonnais). Comme dans la région de Bécherel (feuille Caulnes à 1/50 000), le quartz a été exploité comme matériau d'empierrement et pour le ballast de la voie ferrée Brest-Paris, près de Langouhède (carrière du Bois Raulé au Nord-Ouest de Sévignac). D'autre part d'assez nombreuses carrières actuellement abandonnées

jalonnent ces bandes quartzieuses. Dans le Briovérien les filons de quartz ont été exploités à Coëtcouvrant, la Chauvinais, Pouha, au Sud d'Yvignac.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Sur le territoire de la feuille Broons certains sites, tant par leur intérêt touristique que géologique, peuvent constituer un itinéraire comparable à ceux qui existent sur les feuilles voisines. Du massif de Moncontour (Saint-Michel, le Pas-de-la-Biche au Nord-Est du Gouray) on découvre vers le Sud, au-delà de la dépression briovérienne, les reliefs souvent boisés de la zone paléozoïque (Nord de Collinée, forêt de Bosquen, bois du Parc...). Depuis le Rocher (Sud-Ouest de Plénée-Jugon) s'observe vers le Sud l'avancée du Paléozoïque au cœur du Briovérien qui correspond à l'« éperon » de la Ville Jehan.

Au Sud-Ouest de la feuille, dans les Landes du Mené, les sites de la Hutte à l'Anguille et la Croix Bouillard, points culminants de la feuille connus dès l'Antiquité, offrent un vaste panorama sur le massif dioritique de Saint-Jacut-du-Mené et sur la zone paléozoïque. Dans ce même secteur, la carrière des Champs Thomas (Sud de Saint-Jacut-du-Mené) montre des argiles oligocènes qui contiennent de nombreux débris végétaux pyritisés ou silicifiés. Vers le Nord, à quelques kilomètres au Sud-Est du Gouray, le site de Bosquen, occupé dès l'époque gallo-romaine (ancienne voie), se place au fond d'un vallon verdoyant, baignant dans une atmosphère de sérénité. Au Sud de l'abbaye, dans le chemin creux s'enfonçant dans la forêt, les schistes de la Formation de Bosquen livrent quelques fossiles (Crinoïdes) souvent déformés. Le site pittoresque de Rochereuil (Nord-Est de Rouillac) dans les formations dévoniennes, constitue un agréable lieu de promenade ; par ailleurs, depuis les rochers de la Formation de Rochereuil, on domine vers le Nord des formations briovériennes (Sévignac), le massif granitique de Bobital se dessinant à l'horizon. En bordure de l'étang de Rochereuil les schistes et grès sont fossilifères (débris végétaux, Crinoïdes, Brachiopodes, Trilobites) ; voir aussi dans ce secteur la grande carrière de Guittemel ouverte dans les Formations de Rochereuil et de Bosquen.

Au Sud de Broons, la route d'Éréac emprunte la vallée pittoresque de la Rosette ; celle-ci traverse sur quelques kilomètres les formations paléozoïques, surtout dévoniennes (nombreuses exploitations anciennes et gisements fossilifères, en particulier dans la Formation de Gahard). Au Nord-Est d'Éréac, la carrière de Haut-Launay, actuellement abandonnée, montre des volcanoclastites carbonifères (Groupe d'Éréac). Plus à l'Est, entre Broons et Saint-Jouan-de-l'Isle, la route Rennes— Saint-Brieuc emprunte la côte de Recouvrance, dénivellation importante marquant la limite Briovérien-Paléozoïque (anciennes carrières de Grès armoricain au sommet de la côte). La carrière de la Blanchère (Nord-Ouest de Caulnes) récemment abandonnée, montre les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. De nombreuses figures sédimentaires y sont observables (*ripple-marks, rill-marks, flute-casts...*).

BIBLIOGRAPHIE

BABIN Cl. *et al.* (1972) — Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 14, p. 94-109, Paris.

- BABIN Cl., REGNAULT S. (1978) - Présence du Dévonien supérieur fossilifère dans la partie centrale du Synclinorium médian armoricain : conséquences structurales et paléogéographiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 112-114, Paris.
- BARROIS Ch. (1895) - Le Bassin du Menez-Bélaïr (Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine). *Ann. Soc. géol. Nord.*, 22, p. 181-350, Lille.
- BRUN P. de (1911) — Essai de minéralogie du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. scient. et médic. de l'Ouest XX*, 2, p. 136-207, Rennes.
- BRUN J.-P., MARTIN H. (1979) - The Saint-Malo migmatite belt : a late pre-cambrian gneiss-dôme. A comment — *Precambrian Research*, 8, p. 137-143, Amsterdam.
- CHAURIS L, GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France. Volume I : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, 74, 96 p., 8 cartes h.t.
- CHOUX J. (1956) — Tertiaire et Quaternaire de la Haute-Rance. Étude sédimentologique. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouvelle série, 1, p. 1-49, Rennes.
- COGNÉ J. (1962) — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 4, p. 413-430, Paris.
- DURAND S. (1960) — Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 12, 389 p., Rennes.
- DURAND S., ESTÉOULE-CHOUX J. (1962) - L'analyse pollinique indique les conditions de dépôts et l'âge des argiles de Saint-Jacut-du-Mené (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci.*, 154, p. 334-336, Paris.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1971) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 319 p., Rennes.
- GAUTIER M. (1947) — La Bretagne centrale. Étude géographique. Thèse, La Roche-sur-Yon. 453 p., Rennes.
- GAUTIER M. (1964) — Le relief des Landes du Mené et de leurs bordures occidentales et orientales. *Norois*, 42, p. 137-152.
- GUILCHER A., HALLEGOUËT B., MENEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Mené (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, 281, D, p. 219-222, Paris.
- JAEGER J.-L. (1967) — Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. B.R.G.M.*, 52, p. 91-102.

- JEANNETTE D. (1971) — Analyse tectonique des formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse. 251 p., Strasbourg et *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 36, 1972.
- KERFORNE F. (1920) — Contribution à l'étude des minerais de fer du département des Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, 4, p. 292-332, Rennes.
- LEUTWEIN F. (1968) — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sc. de la Terre, Mém.*, 11, 84 p., Nancy.
- MAZÈRES R. (1928) — Note sur le pli siluro-dévonien de Caulnes-Collinée. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IX, 4, p. 307-309, Rennes.
- NICOLAS J. (1956) — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons. Thèse, Sci. Paris.
- NICOLAS J. (1958) — Les argiles des Landes du Mené. *Bull. Soc. fr. Céram.*, 39, p. 89-99.
- NICOLAS J. (1961) — Sur la présence de « Glauconie » en Bretagne centrale. *Coll. Inter. CNRS*, 105, p. 197-207.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1979) - Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne* (1980), 25, 239 p.
- PARIS F. (1971) — Étude géologique de la terminaison orientale du Ménez-Bélair (Synclinorium médian armoricain). Thèse 3^e cycle. 141 p., Rennes.
- PARIS F. (1972) — L'Ordovicien du Synclinorium du Ménez-Bélair (Synclinorium médian armoricain). Ses caractères et sa place dans la paléogéographie armoricaine. *Bull. Soc. géol. Nord*, 91, 4, p. 241-251, Lille.
- PARIS F. (1977) — Les Formations siluriennes du Synclinorium du Ménez-Bélair : comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. B.R.G.M.* (2), 1, 2, p. 75-87, Paris.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. *et coll.* (1975) - Inventaire minéralogique de la France n° 5 : Côtes-du-Nord. Éd. B.R.G.M.
- REGNAULT S. (1980) — Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Ménez-Bélair occidental (Synclinorium médian armoricain), Thèse 3^e cycle, 102 p., Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1981, XIII, 2.
- SAGON J.-P. (1976) — Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain) : Stratigraphie, Volcanisme, Métamorphisme, Tectonique. Thèse, 671 p., Paris VI.

VIDAL Ph. (1976) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes et *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21 (1980), 162 p.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Saint-Brieuc* (n° 59) : 1^{re} édition (1896) par Ch. Barrois.
2^e édition (1941) par P. Pruvost et G. Waterlot.
3^e édition (1976) par J. Cogné et J.-P. Sagon.

Feuille *Dinan* (n° 60) : 1^{re} édition (1893) par Ch. Barrois.
2^e et 3^e éditions (1940, 1964) par Ch. Barrois.

Feuille *Pontivy* (n° 74) : 1^{re} édition (1890) par Ch. Barrois.
2^e édition (1959) par P. Pruvost, E. Jeremine,
D. Le Maître et A. Faure-Muret.

Feuille *Rennes* (n° 75) : 1^{re} et 2^e éditions (1894, 1941) par Ch. Barrois et
P. Lebesconte.
3^e édition (1966), édition précédente modifiée partiellement par S. Durand.

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Moncontour* (1979), coordination par J. Chantraine.

Feuille *Caulnes* (1977), par F. Paris.

Carte géologique des Côtes-du-Nord (1843) par E. de Fourcy (Fain et Thunot éd.).

Cartes des gîtes minéraux de la France

Feuille *Cherbourg—Rennes* à 1/320 000 (1960), coordination par F. Permingeat.

Feuille *Nantes* à 1/500 000 (1979), coordination par J. Méloux.

Conseil général des Côtes-du-Nord, Commissariat à la rénovation rurale : **Côtes-du-Nord - Ressources du sous-sol - Possibilité d'utilisations industrielles.** B.R. G. M. Comité d'Expansion des Côtes-du-Nord.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents cartographiques originaux (fichier d'affleurements, répertoire des carrières, des gisements fossilifères...), les données pétrographiques (échantillons, lames minces) et les fossiles recueillis (faune, flore) sont conservés à l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes. L'inventaire des sondages et travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille est détenu par la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. qui archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au S.G.R. Bretagne-Pays de Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes ou au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

Les levés et tracés ont été effectués de 1977 à 1979 par Serge REGNAULT, docteur de 3^e cycle, Centre armoricain d'étude structurale des socles (CNRS), Institut de géologie de Rennes. Le massif granitique de Bobital a été levé en collaboration avec Dominique RABU, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières. La synthèse cartographique et la rédaction de la notice ont été réalisées par Serge REGNAULT avec les conseils de Florentin PARIS et Michel ROBARDET, chargés de recherche au CNRS, université de Rennes I.

Remerciements

L'auteur remercie les nombreux collègues de l'université de Rennes I * et de l'université de Bretagne occidentale ** pour les critiques, suggestions et déterminations paléontologiques ou pétrographiques qu'ils lui ont fournies.

* (J. Estéoule, B. Auvray, J.-L. Henry, P. Jegouzo, P. Morzadec).

** (C. Babin, J. Le Menn, P. Rachebœuf).

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES

N° d'ordre	1	2	3	4	5
N° analyse	4452	4453	4454	4455	4456
SiO ₂	69,23	47,62	48,92	47,90	64,58
Al ₂ O ₃	14,26	14,25	15,59	15,10	16,73
Fe ₂ O ₃ (Fer total)	3,51	14,46	13,48	11,45	5,28
MnO	0,40	0,21	0,17	0,19	0,10
MgO	1,01	5,12	5,37	8,59	2,30
CaO	0,18	8,23	8,12	10,76	4,58
Na ₂ O	3,50	2,61	2,55	2,39	3,71
K ₂ O	4,92	0,79	< 0,01	< 0,01	2,01
TiO ₂	0,74	3,25	2,86	1,45	0,64
P ₂ O ₅	0,10	0,34	0,30	0,13	0,16
P.F.	1,56	2,76	3,18	2,98	0,58
Total	99,41	99,64	100,55	100,95	100,67

1a : Éléments majeurs (pourcentages en oxydes).

N° d'ordre	1	2	3	4	5
N° analyse	4452	4453	4454	4455	4456
Ti	4436	19484	17156	8693	3837
Zr	307	214	282	87	125
Y	36	40	52	41	22
V	55	380	266	327	117
Cr	16	134	46	418	48
Co	61	42	50	41	49
Ni	9	66	28	103	9
Rb	151	27	0,6	1	66
Sr	60	313	500	110	378
Nb	31	28	29	0,5	8

1b : Éléments traces (ppm).

1 : Tuf à phénoclastes - carrières de Launay (Nord-Est d'Éréac). 2 : Diabase à grain moyen - la Gomberdière (Est de Rouillac). 3 : Diabase à grain moyen - Bas Touvra (Sud de Broons). 4 : Diabase à grain fin (schistosée) - carrière de Rohée (Est de Collinée). 5 : Diorite quartzique à tendance tonalitique - la Ruais (Nord-Est de Saint-Jacut-du-Mené). (Analyses : Laboratoire de géochimie, Institut de géologie, université de Rennes I).

