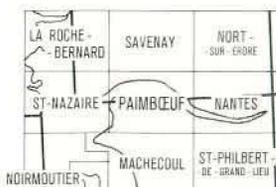




PAIMBŒUF

La carte géologique à 1/50 000
PAIMBŒUF est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : ST-NAZAIRE (N° 104)
au sud : NANTES (N° 117)



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

PAIMBŒUF

XI-23

*Estuaire de la Loire
et Pays de Retz*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	3
DESCRIPTION DES TERRAINS	3
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	3
Migmatites	3
Ectinites	17
ROCHES INTRUSIVES	25
FILONS	29
TERRAINS SÉDIMENTAIRES	29
FORMATIONS SUPERFICIELLES	41
REMARQUES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES	43
<i>ENSEMBLES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE L'ANTICLINAL DE PAIMBŒUF</i>	43
<i>MÉGASTRUCTURES</i>	43
<i>MÉTAMORPHISME ÉO-DÉVONIEN</i>	43
<i>PHASES DE PLISSEMENT</i>	46
<i>TECTONIQUE CASSANTE HERCYNIENNE. ZONES DE BROYAGE ET DE TORSION</i>	47
<i>GRANITOÏDES</i>	47
ARCHÉOLOGIE	48
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	49
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	49
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	49
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	50
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	50
<i>SONDAGES</i>	50
<i>COMMENTAIRE DES COUPES 1 À 5 ET DE LA FIGURE 3</i>	54
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	56
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	58
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	58
AUTEURS	59

INTRODUCTION

La zone fluvio-marine et estuarienne de la basse Loire est encadrée, au Nord et au Sud, par des plates-formes basses, plus étroites au Nord (Donges, Cordemais) qu'au Sud (Saint-Brévin—Rouans). Elles sont dominées au Nord-Est par le relief de faille du Sillon de Bretagne et au Sud par celui qui va de la Roussellerie à la Sicaudais et à Rouans.

Les terrains briovériens figurés sur la carte appartiennent au domaine de l'anticlinal de Cornouaille dont l'anticlinal de Saint-Nazaire—Saint-Brévin—Mervent (ou de la basse Loire) forme la branche méridionale. Il est lui-même scindé en deux parties par le synclinal de Saint-Aignan-de-Grand-Lieu—Vieilleville, qui s'ennoie sous la Loire au Nord-Ouest du Pé de Buzay.

Ces terrains comprennent une série métamorphique, largement atteinte par l'anatexie; ils sont recoupés par des intrusions anté-, syn- et post-métamorphiques. Les deux directions structurales dominantes sont E—W et NW—SE et correspondent aux effets de deux orogénèses successives : les terrains plissés en direction E—W lors de l'orogénèse éo-dévonienne ont été soulevés, comprimés et cisailés à plusieurs reprises au cours du cycle hercynien, principalement en direction NW—SE. Les couches ont été déviées de leur orientation première; des plis tardifs de grande amplitude en ont résulté. Entre Mindin et Saint-Nazaire, les couches sont rabattues en direction subméridienne, entraînées le long du décrochement senestre de l'estuaire. Des failles posthumes, engendrant des talus, donnent au relief actuel ses principales caractéristiques, en blocs soulevés ou affaissés. Les zones de marais (de l'Acheneau, de Vue), ainsi que les rentrants des rives de la Loire (Corsept) sont installés sur des zones de broyage. Comme en Vendée occidentale, en baie de Bourgneuf et à Noirmoutier, les grandes lignes du relief de la région de Paimbœuf étaient acquises dès le début du Tertiaire, ainsi qu'en témoignent les argiles cuiusiennes de la Noulterrie. A son tour, la transgression pliocène a recouvert la plus grande partie, sinon la totalité, de la région : ses dépôts ont colmaté toutes les dépressions (y compris la vallée de la Loire, transformée d'abord en ria), en s'appuyant sur les talus préexistants : Sillon de Bretagne et talus de Saint-Père. Les limons éoliens wurmiens, plus ou moins remaniés, occupent encore une partie importante de la surface.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Migmatites

ζγ. Gneiss injectés de granite. Zones à gneiss dominant, zones à granite dominant. Sur la rive nord de la Loire, affleurent des gneiss catazonaux, largement affectés par l'anatexie. Les faciès, d'origine sédimentaire, sont les mêmes que dans la formation M_{pa}^{ζ} : leptynites siliceuses à grenats, gneiss en plaquettes, lits micacés à sillimanite (la Bessardais); mais la mobilisation est encore plus accentuée. A la Gautrais (1 km au Sud de Bouée), la roche, finement grenue, renferme du quartz, du microcline perthitique, de l'oligoclase, de la biotite (et accessoirement de la muscovite), de la fibrolite, de la cordiérite et du grenat; la myrmékite est abondante. Le zircon et l'apatite sont présents. Elle comporte de fins lits leucosomiques, empilés à quelques millimètres de distance, accompagnés de phénoblastes feldspathiques. Les veines quartzo-feldspathiques sont parfois épaisses et ramifiées (Rohars, Cordemais). Le mélanosome forme des lits minces où la fibrolite est parfois abondante. Dans les

zones les plus atteintes par l'anatexie, le gneiss leptynitique est entièrement recristallisé; la roche a une structure granoblastique, en damier; le quartz est abondant, en grains subarrondis de 0,2 à 1 mm, avec microcline, oligoclase maclé et subautomorphe formant la trame (le Gué-d'Assac). Des filons de pegmatite à grands cristaux de microcline sont fréquents au voisinage des masses granitisées où des restes de foliation sont encore perceptibles.

σ . *Serpentinites*. Au N.NE de Donges, plusieurs masses de serpentinites sont intercalées dans les métatexites; le massif du Tertre Casso affleure sur une surface de 1 km² et fait partie d'un ensemble qui se poursuit au Nord (butte de Sem, cf. feuille Saint-Nazaire à 1/80 000). Comme celui de la butte de Sem, de forme quadrangulaire, le massif du Tertre Casso est relativement peu allongé; il est bordé, au Sud-Est, par des amphibolites. Quelques lentilles de serpentinite affleurent au Nord-Ouest (la Rigaudais, le Coin-d'Erun). La roche est noire ou verdâtre, à grain très fin et constituée d'antigorite maillée (0,1 mm) dont la structure est soulignée par de la magnétite et de la limonite; la chlorite verte est rare. On a observé des restes de chromite et de grenat. Dans certains blocs, des prismes trapus d'amphibole monoclinique incolore se sont développés. La structure maillée actuelle ne masque pas complètement des reliques de minéraux primaires, en grains arrondis, pseudomorphosés en serpentine; la roche originelle était une péridotite. Il n'a pas été observé, comme au Nord de Dorieux, de reliques élogitiques: grenat, clinopyroxène, kélyphite, zoïsite, rutil, ilménite, spinelle (B. Lasnier, 1968). Dans les blocs épars à la surface de la butte, on peut observer de grands cristaux d'actinote verte, de trémolite et d'asbeste.

La serpentinite de la butte du Tertre Casso est sillonnée en tous sens par des veines et des filons ramifiés de calcédoine, d'agate et de jaspe, mais elle est peu silicifiée. A la Rigaudais, par contre, la serpentine a été atteinte par une intense silicification; les blocs de quartz cariés sont abondants. A la différence des serpentinites de la région de Port-Saint-Père (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu) et de Bois de Cené (feuille Nantes, 1/80 000), où ces roches sont associées à des gneiss albitiques et à des prasinites, les serpentinites de la région de Donges sont situées dans le contexte le plus métamorphique de l'anticlinal de Saint-Nazaire (gneiss à sillimanite et cordiérite), largement affecté par l'anatexie.

δ^{11} . *Amphibolites*. Elles sont représentées, au Nord de la Loire, par quelques petits affleurements et par la grosse lentille qui va du port de Donges jusqu'à Tréveneuc; la roche s'y débite en plaques de un à quelques centimètres d'épaisseur.

La lentille de la Bosse du Bec (à 500 m à l'Ouest de la Taillée) se présente comme un sill concordant avec la foliation de la métatexite; l'épaisseur maximum visible est de 1,5 mètre. Au milieu de la bande, la roche est massive et très finement granoblastique, avec hornblende verte abondante en prismes trapus, plagioclase (andésine) criblé de gouttes de quartz et ilménite. Le sphène, l'épidote, l'apatite et la chlorite sont rares. En bordure, la mobilisation anatectique se manifeste par l'injection de quartz et de leucosomes quartzo-feldspathiques, épais de quelques millimètres. L'amphibolite est envahie par du quartz, en grains millimétriques, de forme amiboïde ou tentaculaire; on observe un développement de chlorite sphérolitique et d'une couronne de sphène autour des grains d'ilménite. Au contact de l'amphibolite, la métatexite est riche en lits de biotite, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques à structure grenue, dans lesquels la sillimanite-fibrolite est particulièrement abondante; elle est parfois associée à de la staurotite; le grenat est présent (1 à 5 mm), ainsi que le zircon.

M_{5pa}. Gneiss métatectiques à biotite et sillimanite, avec complexe basique (le Greix, Mindin). Les phénomènes d'anatexie qui affectent la partie axiale de l'anticlinorium de Saint-Nazaire atteignent leur développement maximum le long de la rive

sud de la Loire, entre le Pointeau, Mindin et Frossay. Les métatexites à bouffées de granite d'anatexie s'étendent sur 2 km de largeur au Sud et à l'Ouest de Corsept. Par contre, entre la Pordais et les Carrières, elles sont réduites à une mince bande, envahie au Sud par le granite intrusif du Pré-Macé.

— Les roches affectées ont des faciès grenus, à grain fin ou grossier, parfois lités ou rubanés, avec granoclassement, révélant l'origine sédimentaire de la roche. L'anatexie y provoque la formation de veines leucosomiques quartzo-feldspathiques, avec plagioclase acide et microcline, qui sont tantôt groupées en lits parallèles, tantôt isolées et en forme de coins, d'amandes ou de filets d'épaisseur centimétrique ou même décimétrique (la Chaussée-Neuve, à 1 km au Sud-Est de Corsept). Des porphyroblastes polycristallins y sont associés, donnant à la roche un faciès œillé, ou amygdalaire si les « yeux » sont très étirés (la Chaussée). Le mélanosome est constitué par des lits de lamelles de biotite empilées, soulignant la foliation (Corsept, la Noë Gâtineau, la Haute-Ville, Frossay). Des lentilles de sillimanite-fibrolite sont souvent intercalées dans ces gneiss (la Haute-Prinai); les grenats sont abondants. On observe une très forte linéation d'étirement (la Chaussée) et des replis synmigmatiques (le Chêne-Bonnais).

Un bel affleurement est visible au moulin Perret, en bordure de Loire, où l'on observe une migmatite lit par lit : les lits de biotite sont minces (0,5 à 1 mm), discontinus et séparés par des lits quartzo-feldspathiques de 1 à 5 mm d'épaisseur. Tous les 10 à 20 cm se sont formées des veines leucosomiques plus épaisses (jusqu'à 3 cm). Le leucosome est ramifié et forme des rubans, des coins, des fuseaux ou des digitations aveugles. Dans certains d'entre eux, la taille des grenats atteint 3 centimètres. La roche comporte des « yeux » polycristallins. Tantôt les plans de foliation ne sont pas déformés, tantôt ils sont plissotés en tous sens. Des amas gris-vert de cordiérite pinitisée peuvent être observés dans les charnières des petits plis couchés. Localement, la mobilisation est totale, toutes les structures sédimentaires sont effacées et la roche est grenue. Des veines de granite fin recoupent la foliation. A la Caillaudais, aux Moisans, l'anatexie est encore plus intense : la texture devient nébulitique et grenue ; la biotite est disséminée et presque dénuée d'orientation privilégiée. Vers le Nord-Ouest, à l'île Saint-Nicolas et sous la tourelle de Secé, affleurent des métatexites de même composition que celles du moulin Perret, avec quartz à extinction roulante, microcline, plagioclase acide, grenats altérés, biotite plus ou moins chloritisée, zircon, apatite, hématite et minéraux opaques. Le faciès œillé est fréquent à l'île Saint-Nicolas, où l'on observe des porphyroblastes polycristallins de 2 à 3 cm et des grenats de 0,5 cm (D. Bideau, 1974).

D'importantes déformations peuvent être observées dans les gneiss métatectoniques :

- des plis couchés métriques, à fort pendage (70°), déversés au S.SW (la Masure) ;
- des ondulations et des plis ouverts d'axe nord-est (N 50° E) ou nord-ouest (N 30° W) se recoupant ;
- entre les Moisans et Corsept, l'ensemble de la formation se présente comme une antiforme arquée, inclinée au Nord-Ouest dans sa partie occidentale (la Mabilais) et au Nord-Est dans sa partie orientale (Corsept).

Plature des Brillantes. La tourelle est située sur des blocs rapportés. Par contre, on observe trois crêtes orientées NW—SE qui affleurent aux grandes marées. Ce sont des migmatites granitisées à rapporter au complexe $M\zeta_{pa}$, se trouvant sous forme de lentilles, soit isolées, soit en direction NW—SE.

Les Moutons. Il s'agit également du pointement d'une grande plature rocheuse (gneiss à deux micas et sillimanite, orienté NW—SE) qui affleure sous la tourelle-balise (*non représenté sur la carte*). Cette plature, reconnue par sondages, se prolonge et se raccorde au massif de Donges ($M\zeta_{pa}$).

Tourelle de Pierre Rouge (ou Pierre Auge). La tourelle repose sur une roche en place (gneiss banal, à première vue), véritable piton rocheux entouré de paléovallées. *L'affleurement n'a pas été colorié sur la carte et le prélèvement d'échantillon n'a pas pu être effectué.*

§8. **Gneiss à pyroxène et amphibolites.** Ces termes basiques forment un complexe de roches finement litées, en bancs massifs dont la puissance maximum est d'une trentaine de mètres. Au moulin du Greix, la bande forme une gouttière orientée N 140° E, à flancs opposés raides (pendages de 40 à 80°), tandis que sur la butte de Roiloup, les couches sont monoclinales et très peu inclinées (vers le Nord-Ouest). Les roches sont finement grenues, d'aspect saccharoïde; le faciès est lité ou rubané par alternance de lits clairs et de lits foncés : les gneiss à wernérite sont blancs, alors que les niveaux à hornblende, à diopside ou à épidote sont colorés en vert plus ou moins foncé. Les lits, d'épaisseur centimétrique à millimétrique, ont diverses paragenèses que l'on peut classer ainsi :

a. **lits à feldspath potassique et amphibole** (200 m au Sud du Tertre). La structure est finement grenue, le quartz est rare et petit, ainsi que le plagioclase, tandis que le microcline perthitique forme les trois quarts de la roche; la hornblende est xénomorphe; le sphène, encroûté d'ilménite, est peu abondant ainsi que la biotite, qui est déstabilisée en chlorite.

b. **lits à diopside et amphibole incolore** (300 m au Sud-Est du moulin du Greix). La structure est très finement granoblastique; dans les lits clairs, le quartz est dominant, en grands cristaux; dans les lits foncés, l'albite, criblée de gouttes de quartz, est accompagnée par une amphibole incolore et par du diopside xénomorphe, logé dans les interstices; la biotite est déferritisée et du rutile aciculaire s'en dégage; le sphène, l'apatite et le zircon sont abondants.

c. **lits à diopside.** La texture est rubanée : dans les lits clairs, la trame de la roche est constituée par du microcline perthitique, d'aspect moiré, de l'andésine finement maclée, avec myrmékite; des granules de diopside vert clair, formant un quart à un sixième de la masse, y sont disséminés; le quartz est rare, en petits grains arrondis; le sphène est dispersé, en granules allongés ou en amandes; le zircon est abondant; la biotite est déferritisée. Dans les lits sombres, le diopside, vert pâle, forme des agrégats et peut représenter jusqu'à 70 % de la masse; le sphène atteint 0,7 mm (la Pétolais, le Tertre). A l'Ouest du Tertre, le grain de la roche est plus grossier; le diopside est abondant, ainsi que le sphène et l'apatite; l'andésine comporte de l'antiperthite.

d. **lits à diopside et hornblende.** La roche est rubanée à l'échelle centimétrique; dans les niveaux leucocrates domine le microcline (à microperthite et gouttes de quartz); on observe quelques bourgeons de myrmékite; les lits sombres sont riches en hornblende verte ou en diopside, ou en un mélange de ces deux minéraux. Le sphène est très abondant, la zoïsité est présente; la trame de la roche est localement formée par du plagioclase calcique enserrant les autres minéraux. A 200 m à l'Ouest du moulin du Greix, on observe localement une ouralitisation du diopside et la saussuritisation du feldspath. Dans le lit de la Loire, à 200 m au Nord du marégraphe de la Grognais, a été carottée une amphibolo-pyroxénite, entre - 25 et - 27 m NGF. La roche est rubanée, avec des lits clairs à plagioclase, diopside, amphibole et sphène, et des lits foncés à plagioclase zoné, amphibole brune et sphène (D. Bideau, 1974).

e. **lits à wernérite (dipyre) et diopside.** On peut les observer dans les trois bandes de roches basiques, où ils accompagnent les faciès rubanés. Au moulin du Greix, la roche est finement grenue; dans les lits clairs domine le dipyre, criblé de gouttes de quartz, en grains de 0,1 à 1 mm, ou en prismes couchés dans le plan de stratification (la Pétolais); il est associé à du quartz et à de l'albite, en petits grains arrondis, à du diopside vert pâle, xénomorphe, en grains de 0,1 à 0,2 mm, disséminés dans la roche,

à du grenat et à du sphène. Localement, le microcline est abondant, avec un peu de microperthite ; on observe quelques bourgeons de myrmékite ; dans les lits sombres, le diopside peut former jusqu'à 60 % de la roche, en petits grains jointifs de 0,1 à 0,2 mm, parfois groupés en masses amiboïdes dans une trame à dipyre, quartz, microcline, plagioclase et andradite, en nids et en traînées ; les granules de sphène sont très abondants ; le dipyre, le diopside et le microcline sont parfois criblés de gouttelettes de quartz.

Lorsque les roches riches en wernérite sont altérées, leur couleur est blanche ; elles sont criblées de trous, à l'emplacement des grains de diopside disparus (Roiloup).

f. lits à wernérite, hornblende et diopside. Les lits clairs comprennent du microcline quadrillé, du dipyre, du diopside vert pâle et du sphène ; dans les lits foncés, de la hornblende vert foncé, xénomorphe, s'ajoute au cortège précédent, avec un peu de biotite (déstabilisée).

Un exemple de la succession de ces paragenèses peut être pris au moulin du Greix, dans un échantillon de roche rubanée, à structure granoblastique, de 2 cm d'épaisseur :

- 1^{re} bande : sphène, diopside, microcline peu perthitique, dipyre rare et altéré ; le passage à la bande suivante se fait par une zone à grains de dipyre remplis de gouttelettes de quartz ;
- 2^e bande : sphène, diopside, quartz et dipyre (à structure en mosaïque) ;
- 3^e bande, à grain plus gros : essentiellement diopside vert (partiellement transformé en actinote), dipyre ; lit lenticulaire d'épidote ;
- 4^e bande : dipyre, diopside et quartz à grain fin ;
- 5^e bande : microcline abondant, avec quartz, plagioclase et diopside.

● *Le gisement de Mindin.* Sur la rive sud de la Loire, à l'embouchure, des lentilles de gneiss à pyroxène sont intercalées dans les gneiss anatectiques $M_{\zeta_{pa}}$, œillés ou lités ; on peut les observer à mer basse, à quelques dizaines de mètres à l'Ouest de la digue de protection de la dune. La lentille est orientée en direction N—S et recourbée à N 20° E, dans sa partie nord ; les couches plongent à 30-40° vers l'W. NW. On observe, d'Est en Ouest, sur une puissance de 13 m environ :

- des métatexites œillées ou amygdalaires, très plissotées,
- des bancs massifs, à diopside et dipyre (2 m),
- un banc de pyroxénite, vert foncé (1 m),
- des gneiss à dipyre clairs, feuilletés, à biotite et petits grains de diopside (2 m),
- des gneiss en plaquettes, lités, à diopside et amphibole (3 m),
- des bancs compacts à diopside (2 m),
- des gneiss rubanés, à dipyre et diopside (3 m),
- des métatexites, œillées ou amygdalaires, fortement mobilisées et imprégnées de granite d'anatexie.

Un pli couché, déversé à l'Est, affecte localement ce complexe ; le cœur en est formé par la pyroxénite litée, les flancs par la pyroxénite compacte. A 100 m au Sud de cet affleurement, sur le haut estran, à 10 m à l'Ouest de la digue, affleure une autre lentille de roche basique, longue de 7 m, de teinte vert pâle, orientée à N 150° E, dans laquelle le pyroxène est ouralitisé. Vers la mer, quelques autres lentilles sont incluses dans les métatexites.

● *Origine des gneiss à pyroxène du Roiloup, du Greix et de Mindin et relations avec les cipolins et gneiss à pyroxène de Saint-Nazaire.* Le gisement stratoïde de ces roches, leur texture litée ou rubanée et la très fine succession des différents faciès, répétés des centaines de fois, ainsi que leur composition chimique, permettent d'interpréter ces roches calciques comme dérivant de sédiments marneux, très finement lités et à composition légèrement variable ; par métamorphisme, elles ont donné naissance à ces roches basiques rubanées.

Leur encaissant est un gneiss catazonal à sillimanite, dont certains faciès sont très proches de ceux des gneiss granulitiques à disthène de l'anticlinal de Saint-Nazaire (Penhoët), dans lesquels sont intercalés des bancs de cipolin, épais de 10 à 12 m, suivis, au Nord, par un complexe de roches basiques, épais de 40 m : amphibolites, pyroxénites, amphibolo-pyroxénites et gneiss à dipyre (C. Thépault, 1973). Deux autres gisements de cipolins et de gneiss à pyroxène sont connus sur la rive droite de la Loire : à Ville-ès-Martin (A. Lacroix, 1889) et à l'îlot des Morées (feuille Saint-Nazaire, 1/50 000). A Ville-ès-Martin, ils renferment calcite, dolomite, phlogopite, pargasite, scapolite, sphène, pyrite, spinelle et chondrodite. Aujourd'hui séparées par la Loire, ces formations carbonatées ou basiques appartiennent au même ensemble sédimentaire.

• *Le métamorphisme.* Les paragenèses—reliques observées au Greix dans les niveaux basiques, à quartz, andésine antiperthitique, diopside, dipyre, hornblende brune, correspondent à celles d'un métamorphisme catazonal de faciès *granulitique*. Les phénomènes de rétro-morphose se manifestent localement par une ouralitisaiton du diopside, le remplacement de la hornblende brune par de la hornblende verte, le développement du sphène à partir du rutile et de l'ilménite, la saussuritisation du plagioclase (moulin du Greix). La mobilisation, qui affecte si fortement les gneiss encaissants (métatexites et diatexites), est relativement faible dans les niveaux basiques ; elle se traduit par la formation de microcline, de bourgeons de myrmékite et de gouttelettes de quartz dans presque tous les minéraux, par la présence de quelques veines quartzo-feldspathiques intercalées dans les couches et par des veines pegmatoïdes acides issues des terrains encaissants, qui traversent les gneiss à pyroxène.

ζ . **Complexe leptyno-amphibolique de Paimbœuf.** — δ¹¹. **Amphibolite.** Cette formation traverse obliquement la Loire, entre Donges et Paimbœuf et affleure sur une longueur de 20 km ; sa largeur est de 2,5 km au maximum. Située vers la partie axiale de l'anticlinorium de Saint-Nazaire, elle est fortement inclinée au Nord-Est (pendages de 60 à 80°) et repose sur les métatexites $M\zeta_{pa}$ dans lesquelles la mobilisation est intense (Frossay, Cantin). Un décrochement dextre, d'une valeur de 1 km environ, sépare le bloc de Paimbœuf de celui de la Ville-en-Bois—Frossay. Outre quelques intercalations de métatexites feuilletées ou œillées, elle comprend des amphibolites et des leptynites, en niveaux massifs, de 10 à 100 m de puissance, ainsi que des termes de passage entre ces deux faciès : leptynites et gneiss à amphibole, disposés en alternances centimétriques à métriques. Les amphibolites forment trois masses principales, allongées en direction sud-armoricaine :

- du moulin de la Ramée au Migron,
- du Gros-Buisson à Trompe-Moine—le moulin Prieur—les Carrières,
- de Donges à Paimbœuf—la Pordais—la Haute-Ville.

Les leptynites affleurent en deux masses épaisses, intercalées entre les bandes d'amphibolite :

- de la Ville-en-Bois à Trompe-Moine et au Bois-Péan,
- de Paimbœuf au moulin Cercleux—la Mingretterrie—les Pins. Quelques coupes permettent une analyse détaillée de ce complexe.

Chicot rocheux de Paimbœuf. Sur sa bordure sud-ouest affleurent des métatexites feuilletées et œillées ($M\zeta_{pa}$) sur lesquelles reposent des amphibolites à fort pendage nord-est, puis des leptynites massives, de teinte rose pâle, à structure *en grain de semoule* ; la trame, constituée de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase, est piquetée de petits grains d'amphibole incolore ou de hornblende verte, de sphène et d'ilménite. Au marégraphe et aux Remparts, la roche est rubanée, avec un litage souligné par de fines lamelles de muscovite et de biotite. Le quartz y domine,

accompagné de plagioclase acide et de microcline à gouttes de quartz. On y observe quelques bourgeons de myrmékite.

Coupe de la Logerie—la Pordais—le moulin Cercleux—le Gros-Buisson—la Ville-en-Bois. Au Sud, à la Logerie, le complexe repose sur les métatexites feuilletées et oëillées, riches en veines leucosomiques quartzo-feldspathiques, repliées en chevrons et en petits plis semblables. Un accident important, dirigé N 130° E, longe le contact, selon le grand axe des marais de Corsept, en direction de Frossay (la Blonnetais).

A Cantin, la roche basique se présente sous un faciès d'épidiorite à grain fin ; elle est affectée par des plis couchés décimétriques, de plan axial subhorizontal et à flancs couverts de plis parasites. Dans la carrière de la Pordais (1,5 km au Nord-Est de Saint-Viaud), aujourd'hui noyée, on pouvait observer le complexe amphibolique sur une soixantaine de mètres de puissance : au Sud-Ouest, l'amphibolite est massive et constituée de prismes entrecroisés de hornblende verte, avec nids de pyrite. Le plagioclase (andésine) est rare et criblé de gouttes de quartz. Des noyaux de grenatite, de couleur violacée, sont intercalés dans la roche ; ils renferment du grenat jaune, du plagioclase, du sphène, de l'ilménite et de l'épidote ; la structure graphique y est fréquente. Au Nord-Est, l'amphibolite est rubanée et passe à une leptynite à lits de hornblende verte, puis à une leptynite massive, surtout constituée de quartz et de plagioclase acide (An 10-20 %), en grains de forme arrondie ; dans cette trame, on observe encore quelques lits de hornblende verte et de sphène, couchés dans le plan de foliation, avec épidote, grenat et pyrite.

Au moulin Cercleux affleurent des leptynites massives, finement grenues, constituées par du quartz, du plagioclase acide criblé de gouttes de quartz ; la biotite est rare. Dans les interstices de la trame quartzo-feldspathique sont logés de petits grains d'ilménite et de hornblende.

Dans la carrière du Gros-Buisson, récemment ouverte, on peut observer une coupe à travers bancs sur 200 m de distance. Le faciès dominant est *une leptynite de teinte pâle*, gris clair, à intercalations d'amphibolite. La structure est finement granoblastique (< 1 mm) ; les cristaux sont engrenés : quartz, plagioclase acide à nombreuses gouttes de quartz et microcline (rare) ; de petits grains de hornblende, de sphène, d'ilménite et de magnétite sont dispersés dans la trame ; la biotite, très fine, est rare ; la pyrite en nids, est abondante. Des niveaux à faciès lité ou rubané, d'aspect sédimentaire, sont intercalés dans la leptynite massive ; l'alternance des lits sombres et des lits clairs, épais de 0,1 à 2 cm, est due à l'abondance relative des grains de hornblende verte ; lorsque celle-ci est abondante, elle est automorphe et couchée dans le plan de foliation ; les lits clairs, quartzo-feldspathiques, sont criblés de petits grains de hornblende.

Les niveaux amphiboliques forment tantôt des masses lenticulaires décimétriques, tantôt des bancs continus, épais de quelques dizaines de mètres. L'amphibolite est massive, avec hornblende verte et andésine engrenées et nids de pyrite, ou hornblende seule, en cristaux automorphes disposés en tous sens. Les noyaux de grenatite, souvent auréolés d'épidote, sont fréquents. Dans ces roches catazonales, la mobilisation se marque par des veines leucocrates, millimétriques à centimétriques, formées dans le plan de foliation ; le grain y est plus grossier, avec quartz, feldspath potassique, plagioclase acide (An 10-20 %), et grains dispersés de hornblende verte. Une recristallisation complète de la roche a lieu dans les pegmatoïdes qui forment des masses irrégulières, décimétriques à métriques ; la trame granoblastique est parsemée de porphyroblastes de hornblende pœciliblastique (1 à 2 cm), incluant des grains subarrondis de plagioclase.

Particulièrement spectaculaires dans les faciès lités ou rubanés, les déformations consistent en plis couchés d'axe E—W, déversés au Sud, à flancs couverts de plis parasites, en plis semblables à charnière arrondie, de dimension centimétrique

à métrique, et en déformations en zig-zag. Le long des plans de cisaillement importants, la roche est laminée, avec formation d'amphibole fibreuse verte et d'asbeste blanche; les simples cassures sont colmatées par de l'épidote finement grenue ou de la hornblende.

Entre la Ville-en-Bois et la Loire, affleurent des leptynites tantôt massives, en gros bancs parfois dénués de grains d'amphibole, tantôt en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur.

Coupe de la Ternais—la Tonderie—Trompe-Moine—la Ramée. A la Ternais affleurent des métatexites identiques à celles de la Logerie; elles sont très écrasées, le long de la zone faillée de Corsept à Beaumont et sont recouvertes par une masse d'amphibolite massive, finement grenue, de 400 m de puissance environ, inclinée au Nord. Au Nord de la Tonderie, on observe des bancs de leptynite claire à grains de hornblende, alternant avec des amphibolites en plaquettes, puis des leptynites claires à grain fin, épaisses de plus de 100 m, incluant des faciès rubanés et lités à grains de hornblende disséminés. De Trompe-Moine au Patis, affleurent des amphibolites feuilletées ou grenues, plus ou moins feldspathiques, à intercalations leptynitiques de quelques centimètres d'épaisseur. Des leptynites leur succèdent, trouées par la lentille granitique de la Guinerais; au Nord, la série se termine par les amphibolites de la Tanniais et les métatexites de la Ramée.

Au Sud de la Mingreterie, la butte de Gâtine représente l'affleurement le plus massif de la leptynite à grains d'amphibole; la roche est finement grenue, parfois litée et comprend des lits minces de quartzite pur. La trame est constituée par des grains arrondis de quartz de 0,1 à 0,2 mm et de plagioclase acide; elle est criblée de grains de hornblende et de magnétite automorphes.

Coupe de Frossay—le moulin Prieur—la Glétais—les Rivières. La butte de Frossay est constituée par des métatexites feuilletées et œillées ($M_{Z_{pa}}$) situées au mur du complexe de Paimbœuf. Au Nord du cimetière, on observe successivement :

- des amphibolites massives, très finement grenues, parfois litées, mouchetées de grains millimétriques de feldspath (15 m); elles comportent un début de fusion anatectique, en minces veines;
- des leptynites claires, équi-granulaires, à grains arrondis de quartz, plagioclase acide macle, ilménite, hornblende, sphène, grenat jaune et épidote (30 m);
- des leptynites rubanées, à litage millimétrique (15 m);
- des leptynites massives, à grains d'ilménite (70 m);
- des amphibolites feuilletées;
- des gneiss finement grenus à biotite, alternant avec des bancs décimétriques de leptynite claire;
- des gneiss métatectiques, à faciès d'artérite et nombreux replis (la Glétais).

Jusqu'aux Rivières, affleurent des amphibolites massives, en bancs de 1 à 3 m, constituées de hornblende verte et d'andésine (Sainte-Philomène), alternant avec des amphibolites en plaquettes et des leptynites litées ou rubanées enrichies en petits grains de hornblende, d'ilménite et de sphène. L'ensemble de la coupe atteint 700 m de puissance.

Origine du complexe leptyno-amphibolique. Par leur composition minéralogique et chimique, les niveaux amphiboliques massifs, d'épaisseur métrique à hectométrique, peuvent être considérés comme des metabasites, originellement épanchés en coulées; les faciès rubanés qui les recouvrent ou qui y sont intercalés, avec de fines alternances de roches acides et basiques, pourraient avoir pour origine des tufs ou des sables feldspathiques remaniés; les leptynites quartzo-feldspathiques, litées, parfois très siliceuses (à 70 % de quartz), proviennent vraisemblablement en partie de sédiments détritiques et en partie de produits d'un volcanisme acide. Par la

disposition stratoïde des metabasaltes et des leptynites massives ou litées, formant de nombreuses récurrences, par le fin litage et le rubanement local de la roche, ce complexe se présente *comme un ensemble volcano-sédimentaire*.

Degré de métamorphisme et relations avec les gneiss métatectique M_{pa}^{C} et les niveaux basiques intercalés (δ^8). Le complexe de Paimbœuf est encadré, au mur et au toit, par des gneiss métatectiques, comme les gneiss à pyroxène de la région de Corsept ; il repose sur ces gneiss au Sud du chicot de Paimbœuf, à la Ternais, à Frossay, à la Voirie ; à l'intérieur même du complexe, des niveaux de gneiss métatectiques sont intercalés entre les masses basiques (la Glétais, le Bois-Péan). Au Nord, à la Ramée, des gneiss identiques, chargés d'amygdales et de porphyroblastes feldspathiques, surmontent les amphibolites. *Cet ensemble volcano-sédimentaire pourrait être l'équivalent stratigraphique des niveaux basiques et carbonatés du Greix et de Saint-Nazaire (δ^8), d'origine sédimentaire.*

Les paragenèses observées dans les roches basiques correspondent à celles d'un milieu catazonal de HP/HT (faciès amphibolite à hornblende). Par recristallisation anatectique, les amphibolites passent à des épidiorites à grain plus ou moins fin. On observe des veines leucosomiques, de type artéritique, et des faciès granitoïdes grossiers. Les replis synmigmatiques y sont fréquents.

M γ . Métatexite plissotée du Pointeau. Sur la côte, entre Saint-Brévin-les-Pins et le Pointeau, affleurent des gneiss catazonaux, partiellement atteints par l'anatexie, formés à partir d'une série sédimentaire détritique (siliceuse, grauwakeuse et argileuse) dont les structures litées subsistent localement.

Aux rochers de la Courance, on observe, au Nord, des quartzites disposés en bancs, épais d'une dizaine de mètres au total. Des lits sombres de gneiss micacés à biotite, sillimanite et grenats (morbihannites), y sont intercalés ; la fibrolite se présente en lits minces et en pustules centimétriques. Des veines quartzo-feldspathiques (leucosomes) se glissent dans ces lits micacés et feuilletés. L'ensemble de la roche est imprégné de masses granitoïdes diffuses où les structures litées sédimentaires s'estompent (diatexites). Au Sud de ces quartzites, affleurent des gneiss en plaquettes finement grenus, à deux micas et petits grenats pourvus de lits fins leucosomiques, alternant avec des lits lenticulaires sombres (avec quartz à inclusions de fibrolite, feldspath potassique maclé Carlsbad, biotite criblée d'aiguilles de rutil, muscovite et fibrolite ; la tourmaline brune est présente).

Dans cet ensemble, sont intercalées quelques lentilles d'amphibolite boudinées, longues de plusieurs mètres, effilées aux extrémités, avec hornblende en prismes trapus, pargasite, andésine, granules de rutil ; des couches surmicacées à biotite tapissent les épontes.

A l'extrême Sud de la Courance, les métatexites ont un faciès lit par lit, artéritique ou œillé ; les veines leucosomiques sont formées de quartz, microcline, plagioclase et biotite. On y observe des plis couchés, déversés au Nord-Est ; dans le cas de l'un d'eux, se développent des plis ptygmatisques, à replis nombreux : les plans axiaux des replis sont subparallèles au plan axial du pli couché et la direction des axes des plis est la même (N 140° E). Comme dans le pli d'écoulement principal, les flancs des plis ptygmatisques sont légèrement amincis, et les charnières un peu renflées (photo 1). *Le parallélisme entre le plan de foliation de la roche, les plans axiaux des plis couchés et ceux des plis ptygmatisques, apporte la preuve que la migmatisation a suivi de peu le métamorphisme régional.*

Tectonique. Dans tout ce secteur, la forte dispersion des axes des plis couchés ou des plis ptygmatisques n'a pas pour cause la multiplicité des phases de plissement, mais les bouleversements et les torsions ultérieures, en relation avec le décrochement senestre de l'estuaire de la Loire. La direction d'ensemble des couches (primitivement E—W) est subméridienne et ondule entre N 20° E et N 160° E, les pendages se faisant

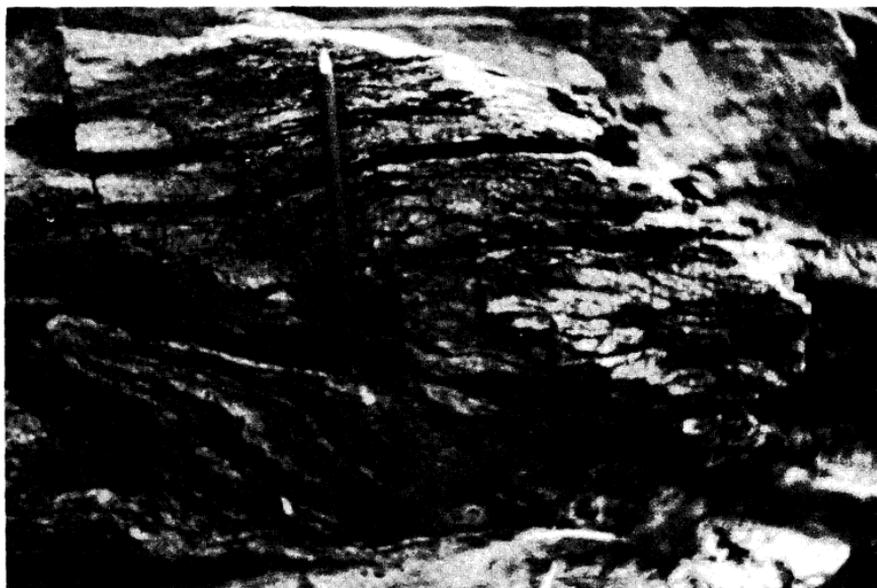


Photo 1 - Plis pygmatiques dans les métatexites de la Courance



Photo 2 - Plis empilés dans les métatexites de la Courance

au Nord-Ouest ou au Sud-Ouest ; on observe des mouvements tournants, que l'on peut suivre sur l'estran grâce à la présence de bancs de faciès grauwackeux plus résistants. Dans les arcs ouverts vers l'Est, la direction est N 40° E, puis N—S, puis N 110° E, les pendages allant au Nord-Ouest, à l'Ouest puis au Sud-Ouest.

La masse des gneiss est affectée par des plis couchés métriques, isoclinaux ou cylindriques, à schistosité de plan axial, déversés à l'Est ou au Sud-Est, dont les axes sont recourbés de la même façon que les plans de stratification. Dans ces plis, le flanc inverse est plus étiré, aplati et laminé que le flanc direct. Des plis droits tardifs, ouverts, *en tuiles*, recoupent les plis couchés. Leur plan axial est subvertical ou légèrement déversé et accompagné d'une schistosité de fracture.

Vers le Sud, dans l'anse entre la Courance et le Pointeau, affleurent des métatexites plissotées, à faciès artéritique ou œillé, riches en grenats, des gneiss grenus compacts et des lits de faciès *kinzigitique*. Ils sont traversés par des veines de pegmatites à grands cristaux de microcline, discontinues, en chevelu désordonné. Vers le milieu de l'anse, les gneiss de la falaise sont affectés par des plis couchés empilés (photo 2), à charnière pointue, de 1 à 3 m d'amplitude, fortement déversés à l'Est (pendages de 20 à 50°) ; les flancs normaux sont plus longs et moins redressés que les flancs inverses. Ils sont affectés par une très forte crénulation de plis parasites. La schistosité est de plan axial. Les axes des plis sont subparallèles à une forte linéation visible à la surface des couches, qui correspond à l'étirement des phénoblastes quartzo-feldspathiques. Comme à la Courance, les bancs sont entraînés dans un mouvement tournant en forme d'arc ouvert vers l'Est, de N 50° E (au Nord) à N 30° E, N—S, N 170° E à N 110° E (au Sud), avec pendages au Nord-Ouest et au Sud-Ouest ; les directions subméridiennes sont les plus fréquentes ; les axes des plis couchés suivent ces directions tournantes.

Le long de la falaise, à l'Est de la pointe du Pointeau, affleurent des gneiss stratoïdes, à structures sédimentaires très apparentes malgré la forte mobilisation anatectique. On observe en alternance :

- des couches de gneiss finement grenues (métagrauwackes), à biotite abondante et nombreux grenats, épaisses de 1 à 2 m ;
- des bancs de gneiss très siliceux, à litage millimétrique (1 à 20 cm) ;
- des couches de métaconglomérats à faciès œillé, où les phénoclastes sont irrégulièrement disséminés ; le boudinage y est intense ;
- des couches à structure finement litée où alternent des lits leucocrates de 1 à 2 mm d'épaisseur et des lits mélanocrates, plus riches en biotite.

Des lits minces *kinzigitiques* de couleur sombre, à biotite, sillimanite et grenats sont intercalés entre ces divers faciès sédimentaires. La migmatisation se fait par des veines leucosomiques à grain plus grossier, en lits boudinés de 1 à 5 cm d'épaisseur, pourvus de blastes quartzo-feldspathiques.

Des sills d'aplite et des filons transverses de pegmatite sont associés à ces métatexites.

Entre le blockhaus et la pointe, sur 50 m de distance, l'anatexie et la granitisation sont encore plus accentuées. Certaines masses sont parfaitement homogénéisées en un granite à grain fin, à deux micas. Dans d'autres, la structure œillée devient floue et les contours des porphyroblastes moins nets ; mais sur les surfaces de foliation, les baguettes d'étirement des feldspaths des gneiss œillés subsistent, dans la trame recristallisée ; quelques restites ont conservé une composition très siliceuse, ou bien un litage apparent, ou bien la structure œillée des métaconglomérats ; les pustules de sillimanite des lits *kinzigitiques* subsistent en grande partie ; les grenats sont abondants. L'anatexie est accompagnée de quelques plissotements, en chevrons, très localisés.

Ces masses granitoïdes, qui passent latéralement aux paragneiss, ne doivent pas être interprétées comme les affleurements d'un socle, qui serait sous-jacent à la série détritique.

Mζλ. Gneiss œillés et leptynites de Saint-Brévin-l'Océan. — δ¹¹. Amphibolites. Cette formation est visible le long de la côte, depuis l'éperon rocheux du Pointeau jusqu'à Saint-Brévin-l'Océan. C'est un ensemble stratoïde, incliné au Sud-Ouest, sur le flanc sud de l'anticlinal de Saint-Nazaire. Sa puissance totale est de 50 à 100 m, mais de nombreux replis lui donnent une large extension horizontale. Partiellement orienté en direction sud-armoricaine (N 110° E), cet ensemble est localement rebroussé vers le Nord-Ouest et suit alors la côte en direction (N 140° à N 160° E), comme les migmatites situées au Sud de l'estuaire. Cette formation est affectée par des plis couchés métriques et décamétriques, déversés au Nord-Est. Les pendages dépassent rarement 30°. Malgré l'intensité du métamorphisme dans cette zone catazonale, les structures sédimentaires originelles du matériel sont conservées : on observe, en de nombreuses alternances : des bancs à faciès leptynitique, finement grenus, des bancs à grain plus grossier, d'aspect arkosique, pourvus de petits feldspaths disposés en désordre et inégalement abondants, des bancs œillés, d'aspect conglomératique riches en nodules leucocrates centimétriques quartzo-feldspathiques, et des lits plus minces, sombres, violacés, très riches en biotite et en sillimanite. La disposition litée, les faciès détritiques plus ou moins grossiers des strates, qui comportent un grano-classement typique, ainsi que leurs innombrables récurrences, ne laissent aucun doute sur l'origine sédimentaire de cette formation. Les niveaux leptynitiques correspondent à d'anciens dépôts arénacés ; les gneiss œillés sont des méta-conglomérats remaniant les débris d'un matériel éruptif acide ; les lits à biotite et à sillimanite se sont formés dans des niveaux sédimentaires hyper-alumineux et ferrifères.

Bancs leptynitiques massifs. Ils sont constitués par une trame finement grenue (1 à 3 mm) ; on observe localement un rubanement dû à la plus grande abondance de la biotite dans certains lits. Le quartz est en petits grains, disposés en damier ; le feldspath plagioclase (oligoclase) est presque toujours pourvu de la macle de l'albite ; certains cristaux sont traversés par des veines de quartz et criblés de gouttes de quartz ; la surface des grains est souvent corrodée par ce minéral. Le feldspath potassique est beaucoup moins abondant que le plagioclase ; il se présente soit en grains à fine microperthite, soit en position interstitielle : il s'insinue à l'intérieur des grains d'oligoclase, qu'il remplace en partie. Il est lui-même localement envahi par du quartz qui y forme des golfes. La biotite, rare, en lamelles bien orientées, détermine une foliation fruste ; le zircon, ovale ou arrondi, est trouble et d'aspect détritique. L'ilménite, le leucoxène et l'anatase sont présents.

Méta-conglomérats à faciès œillé. Dans une fine trame à structure granoblastique, de même composition que celle des bancs leptynitiques, se trouvent de nombreux noyaux quartzo-feldspathiques, de 1 à 3 cm de largeur, étirés et se prolongeant par des queues effilées de 10 à 15 cm de longueur, qui forment des baguettes leucocrates à la surface des bancs ; cette linéation d'étirement, très apparente, est un trait fondamental, commun à toutes les roches de la région [et très marqué, en particulier, dans les porphyroïdes ζ₃ p] (photo 3). Les yeux quartzo-feldspathiques sont polycristallins, avec une structure grenue et une composition granitique. Le quartz, en grains, ne dépasse pas 1 mm ; l'oligoclase, à fines macles de l'albite, a des sections de forme carrée de 1 à 3 mm de diamètre ; il constitue plus de 50 % de la roche et il est constellé de gouttes de quartz qui atteignent 0,2 à 0,3 mm. On y observe parfois une antiperthite, de même orientation que le minéral-hôte ; il est localement envahi par du quartz. Le feldspath potassique est rare, en grains de 1 mm pourvus d'une fine microperthite ; c'est un minéral secondaire par rapport au plagioclase qu'il envahit



Photo 3 - Linéation d'étirement dans les porphyroïdes. Pointe de Mouton

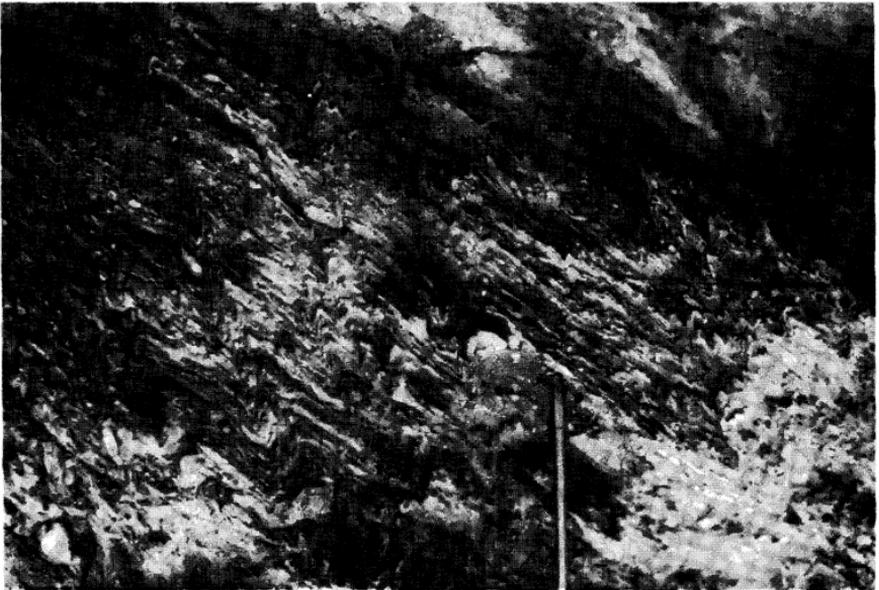


Photo 4 - Plis en chevrons dans les micaschistes de la Roussellerie

et remplace partiellement (phénomène de microclinisation). La myrmékite est très rare. Exceptionnellement, certains porphyroblastes sont presque entièrement constitués par du feldspath potassique tardif, de 1 à 3 mm, qui s'est formé en englobant de petits grains de feldspath potassique, d'oligoclase et de quartz. Les *yeux* sont moulés par des lamelles de biotite, plus abondantes que dans la trame et subparallèles au plan de foliation. Les *queues* leucocrates, qui prolongent les *yeux* selon la direction d'étirement maximum et qui constituent les baguettes visibles à la surface des bancs, ont la même composition que les *yeux*. Dans la mésostase, la biotite et la muscovite sont rares; le zircon de forme trapue et l'apatite sont abondants.

Lits micacés à sillimanite. Leur structure est granolépidoblastique et finement litée; le feldspath potassique (à gouttes de quartz) et le quartz sont abondants mais petits (0,3 mm); ce dernier est aplati dans le plan de foliation; le plagioclase est très rare. La foliation est marquée par des lits de biotite et de sillimanite-fibrolite, disposée en fuseaux allongés ou en gerbes.

Migmatisation. Les gneiss œillés du Pointeau sont atteints par l'anatexie de façon irrégulière; lorsqu'elle est forte, les macrostructures sédimentaires et les linéations d'étirement deviennent floues ou disparaissent, mais les porphyroblastes les plus gros subsistent.

Tectonique. A la pointe du Pointeau, de nombreuses charnières de plis sont visibles. On peut observer, en falaise, la tête d'un pli synclinal décamétrique, couché et déversé au Nord-Est. Le cœur du pli est constitué par des bancs de leptynite finement grenus, épais de 1 à 10 cm, alternant avec des couches œillées, criblées de grenats (2 mm à 1 cm) et de porphyroblastes feldspathiques disposés en désordre, arrondis ou très étirés, de 1 à 3 centimètres. En surface, les couches sont boursouffées par ces porphyroblastes, étirés en glandules. Dans cette masse, sont intercalés des lits très micacés, à biotite, criblés de mouches et de paquets de fibrolite blanche, ainsi que de grenats. Ces lits à sillimanite, épais de 15 à 30 cm, sont parfois réduits à 1 mm d'épaisseur par boudinage; on y trouve aussi quelques rares porphyroblastes feldspathiques.

Orienté en direction E—W du côté du large, l'axe du pli est recourbé vers l'intérieur des terres, de N 90° E à N 160° E. Le cœur du pli est arrondi, cisailé de fentes radiales, alors que la tête du pli est amincie et étirée. Le pendage du flanc normal, au Nord-Est, est un peu plus faible (25°) que celui du flanc inverse, au Sud-Ouest (45°). Les flancs du pli sont affectés par des ondulations métriques, en plis droits et ouverts et, à 20 m au Sud, les gneiss œillés et leptynitiques du haut estran sont entraînés dans des mouvements de torsion *en marches d'escalier*, en plis ouverts d'axe N 10° E, la direction des couches passant localement de N 70° E à N 90° E, puis N 170° E, N 90° E, N—S, etc. L'amplitude de ces ondulations est de 20 m en moyenne. A la surface des couches, la linéation d'étirement, marquée par les feldspaths et primitivement E—W, est déviée en tous sens.

Les paragneiss œillés de la pointe du Pointeau et les niveaux à sillimanite qui y sont intercalés forment une association identique à celle que l'on observe dans l'anticlinal des Sables-d'Olonne (la Courmarin, Tanchet). Dans les deux cas, ils sont situés à la partie supérieure des métatexites à replis synmigmatiques.

§11. **Amphibolites.** Quelques filons d'amphibolite sont intercalés dans ces formations, sur l'estran, à l'Ouest de la pointe; deux autres affleurent sur l'estran et en falaise, à 150 m au Sud de la pointe; le plus important atteint 30 m de longueur et 10 m d'épaisseur. Probablement émis vers la fin du métamorphisme, ils ont une structure grenue et massive, sauf à la partie terminale et sur les épontes où la roche acquiert une certaine foliation et où elle est atteinte par l'anatexie. Dans les parties compactes, la structure est finement granoblastique, en grains de 0,2 à 0,5 mm; la hornblende

brun verdâtre et l'andésine sont abondantes; la biotite est rare; le sphène, très abondant, disséminé ou en lits, englobe quelques petits grains de rutile.

M_{ζ_{si}}. Gneiss à sillimanite de Saint-Brévin-les-Pins. Sur l'estran de Saint-Brévin-les-Pins, à l'Ouest de l'église, affleurent des métatexites à faciès leptynitique, en bancs finement grenus séparés par des lits de gneiss micacés, à biotite et fibrolite. Dans cet ensemble, la stratification litée originelle est aisément reconnaissable.

Au Nord de la conduite d'égoût, le débit est en plaquettes, de 1 à 50 cm d'épaisseur. Cet ensemble est traversé en tous sens par des filons à contours diffus et par des masses de granite d'anatexie à grain très fin, à biotite, qui forment des billons plus résistants à l'érosion, ne laissant subsister, de la roche gneissique, que des septa de quelques décimètres à quelques mètres de longueur. Ces diatexites sont sillonnées par quelques filons de pegmatite.

Les déformations sont intenses : petits plis couchés, plis ouverts de longueur d'onde métrique. *La direction des couches, qui peut être suivie sur l'estran, est très variable et dessine un arc ouvert vers l'E.NE* : la direction passe de N 10° E au Nord, à N 150° E puis N 130° E et N 110° E au Sud; les bancs ont un plongement vers le Nord-Ouest au Nord, et au Sud-Ouest au Sud (de 30 à 70°); à l'Ouest, le pendage est subvertical. Ces mouvements de torsion des couches sont en relation avec la zone faillée de l'estuaire de la Loire et il ne s'agit pas de plis d'âges différents en fonction de leur direction. De grands plans de fracture sillonnent l'estran qui est cisailé, en outre, par de très nombreuses fractures, fines et rapprochées, de direction subméri-dienne (N 160° E à N 20° E).

Au Nord de la Loire, les gneiss **M_{ζ_{si}}** ne se distinguent des gneiss **M_{ζ_{pa}}** et des gneiss ζ_γ que par une richesse plus ou moins grande en sillimanite-fibrolite.

Ectinites

ζ^{5λ}. **Gneiss leptynitiques à sillimanite.** ζ_χ. **Gneiss siliceux de l'Estunière.** Sur le flanc sud de l'anticlinal migmatitique de Saint-Nazaire—Paimbœuf, affleure un complexe leptynitique, intercalé entre les gneiss anatectiques de Corsept (**M_{ζ_{pa}}**) et les gneiss feuilletés à sillimanite de Saint-Père-en-Retz (ζ_{si}⁵). On l'observe le long d'une bande E—W, depuis la côte jusqu'au Sud de Frossay. Ce complexe n'est que faiblement atteint par l'anatexie, au Sud de Saint-Viaud. Il comprend un ensemble de roches claires, d'aspect stratifié, où l'on distingue une alternance de gneiss fins en plaquettes, de gneiss feuilletés micacés et de gneiss très siliceux, se débitant en bancs plus massifs. La fibrolite, en houppes, est surtout présente dans les faciès micacés et feuilletés.

Par leur composition chimique, leur structure, leur disposition stratoïde, l'abondance de quartz et l'alternance de couches grenues et de couches feuilletées, ces gneiss leptynitiques dérivent à l'évidence d'une formation détritique : sables siliceux ou argileux et sables feldspathiques.

Gneiss leptynitiques siliceux = métaquartzites feldspathiques. Les formations de base, qui reposent sur les gneiss à pyroxène δ⁸ (Roiloup, le Greix), sont des quartzites blancs massifs, ou des quartzites feldspathiques, en bancs de 1 à 50 cm d'épaisseur, comportant localement un litage millimétrique, par alternance de lits clairs uniquement quartzeux ou quartzo-feldspathiques et de lits riches en fines lamelles de biotite (le Tertre). Le quartz forme 60 à 90 % de la masse (la Haute-Mulotais), en grains de 0,2 à 2 mm.

Tantôt le feldspath potassique est rare et se présente en petits grains, logés dans les interstices et étirés dans le plan de stratification (microcline I), tantôt il est abondant, perthitique et grenu (microcline II); il pénètre en golfes dans les grains de quartz, selon un contour festonné. De l'albite maclée à gouttelettes de quartz est présente, en petits grains hétérométriques (0,1 à 0,2 mm); la biotite est rare. Des

minéraux lourds cassés, d'origine détritique probable, sont abondants : zircon, rutile et tourmaline.

Entre les deux bandes basiques du Greix et du moulin du Greix, existe une synforme de leptynite très siliceuse (du Tertre à la Fossiais et à la Haute-Mulotais) : à 50 m à l'Est du Tertre, le quartz forme les 9/10 de la masse de cette paraleptynite grenue ; il est associé à de l'albite et à un peu de microcline, de biotite et de muscovite. La myrmékite est présente. Le zircon détritique est abondant.

Vers le contact avec les roches basiques, la leptynite s'enrichit en petits grains de sphène encroûtés d'ilménite, d'apatite et d'amphibole vert pâle (le Ruau-Trouillard).

A la Simonais, le sphène est très abondant et disposé en lits.

Vers le Sud, la leptynite ne renferme plus de minéraux calciques.

Au Pont-de-Pierre (2 km au Sud-Ouest du Greix), à la Bigotais, à la Missaudais, aux Bouillons, la leptynite est massive, en bancs, très siliceuse (70 à 90 %), pauvre en feldspath et en mica (biotite ou muscovite) ; la composition est celle d'un quartzite feldspathique. A l'Anglemar, les grains de quartz atteignent 2 mm ; ils ont une forme subarrondie ; l'albite et le feldspath potassique, inclus dans la trame de quartz, sont toujours moins abondants que ce dernier. Lorsque la roche est altérée, elle présente un aspect carié, par disparition de grains de feldspath. La fibrolite, en loupes allongées, est rare. A 1 km à l'Est de Saint-Brévin, à 500 m au Nord-Ouest du château de la Guerche, la trame siliceuse forme 60 % de la roche, englobant des grains de feldspath potassique légèrement perthitique (10 %) et d'albite (20 %), de forme irrégulière, et en position interstitielle. L'albite, envahie par le quartz, a des contours festonnés ; des gouttes de quartz criblent le feldspath potassique. La biotite est peu abondante, décolorée et déferritisée. Le zircon est présent.

Les gneiss grenus fins se débitent en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur, alternant avec des bancs plus massifs (50 cm) ou avec des couches d'aspect feuilleté, très micacées (la Guilvètrie, la Caillonnière, la Simonais). A Saint-Viaud, la roche est litée, en bancs de 2 à 10 cm d'épaisseur. Le faciès est très hétérogène, car la roche est un peu mobilisée et prend localement un faciès plissé ou artéritique. Des pointements granitiques décamétriques traversent la roche.

Les lits micacés sont riches en biotite et en sillimanite-fibrolite, couchée dans le plan de foliation.

Une masse de leptynite particulièrement siliceuse ($\zeta\chi$) peut être observée au sein de la formation ζ^{5A} . Elle détermine un relief d'érosion différentielle, sous forme d'une butte allongée, orientée en direction E—W, sur près de 10 km de longueur. Elle atteint 38 m au moulin de l'Estunière, 40 m au moulin de la Cholthière et 51 m au moulin de la Motte. Au moulin de l'Estunière, le quartzite feldspathique est disposé en gros bancs ; la surface des couches est souvent cariée, par suite de la disparition des grains de feldspath. La structure est finement grenue (0,2 à 2 mm), un peu litée ; une très forte linéation d'étirement existe à la surface des couches. La roche est constituée de grains de quartz très abondants (70 % de la masse), craquelée ou à extinction roulante et de grains d'albite subautomorphes disposés en lits ou disséminés en désordre. Ils sont altérés et opaques. A la périphérie, des grains d'albite limpide ont recristallisé. La biotite est rare, soit brune, soit déferritisée ; dans ce cas, elle est criblée d'aiguilles de rutile ; la muscovite est rare ; on trouve, en outre, de petits zircons arrondis, d'aspect détritique, et quelques grains de leucoxène.

La foliation fruste de la roche est déterminée par les lits de biotite et d'albite.

Un quartzite feldspathique identique est visible aux Petits-Brûlés et aux moulins Hunaudais où le quartz peut former jusqu'à 90 % de la roche.

Le gneiss leptynitique ζ^{5A} , très riche en silice, est relativement réfractaire à la granitisation ; on en trouve des enclaves presque intactes dans le granite γ .

ξ₅₁⁵. Micaschistes et gneiss à sillimanite du rocher Flamand et de Saint-Père-en-Retz. Depuis la côte jusqu'à Saint-Père-en-Retz et Buzon, s'étend une formation de gneiss et de micaschistes à sillimanite qui repose sur les gneiss leptynitiques ζ^{5A}. Elle est uniformément inclinée au S.SW, mais les pendages sont toujours faibles (de 5 à 30°) sauf au rocher Flamand, où ils atteignent 40°. Son origine sédimentaire ne fait pas de doute; elle correspond à des dépôts argileux et ferrugineux, ce qui contraste avec la sédimentation arénacée et siliceuse des leptynites ζ^{5A}: les faciès sont très micacés et localement riches en fibrolite et en grenat.

Au Sud de la bande de leptynite siliceuse du moulin de l'Estunière, jusqu'au Boivre, on observe un passage progressif (de la base vers le sommet), de gneiss leptynitiques clairs, grenus, à des gneiss fins à biotite, puis à des micaschistes feuilletés, très peu feldspathiques, à deux micas et fibrolite abondante. Ce dernier faciès affleure à la Claie, à la laiterie, à la Paragère: la roche est pauvre en quartz et en feldspath (oligoclase), très micacée et feuilletée; la biotite domine la muscovite; la fibrolite forme des paquets flexueux et allongés; le grenat est présent. Autour de Saint-Père, le faciès est plus feldspathique, à tendance amygdalaire, et alterne avec des gneiss finement grenus (le moulin Bertrand). La sillimanite et la biotite sont abondantes.

Au Sud-Ouest de Vue, la roche est plus feldspathique; elle se débite en bancs et en plaquettes, à faciès alternativement plus grenu ou plus micacé; des lits siliceux y sont intercalés (la Bachonnerie); dans les faciès grenus presque isogranulaires, l'oligoclase est abondant (le Pas, la Noë-Gallet). Entre Rouans et Buzon, les gneiss ξ₅₁⁵ ont les mêmes faciès qu'autour de Saint-Père: gneiss à oligoclase maclé amygdalaire (Rouans), gneiss fin presque isogranulaire en plaquettes (l'Hommeau), gneiss feuilleté à biotite abondante et sillimanite (la Faye, la Bichonnerie). La muscovite, en larges lamelles écailleuses, est abondante sur la bordure nord du massif de granite γ³ζ. Une phase tardive de microplis, d'axe N 150° E, est fréquemment visible (Sud de Buzon).

Le rocher Flamand. Sur la côte, les micaschistes s'étendent largement au Sud-Ouest de l'Ermitage. Les faciès sont plus ou moins riches en feldspath et en biotite. On observe, du Nord au Sud:

- des micaschistes peu feldspathiques à muscovite dominante, à mouches de sillimanite, où le grenat abonde (souvent groupé en nids),
- des micaschistes plus feldspathiques à muscovite dominante et sillimanite, traversés par des filons et des sills du granite des Rochelets,
- des micaschistes à muscovite dominante, en larges lamelles écailleuses,
- des micaschistes à deux micas, fibrolite (rare) et grenats très abondants, de 1 à 3 mm, et de forme allongée, parallèles au plan de foliation de la roche,
- des micaschistes feldspathiques, à deux micas et sillimanite, dans lesquels la tourmaline est très abondante.

A la pointe sud-est du rocher Flamand (blockhaus en falaise), le micaschiste est plus chargé en feldspath et contient de nombreux nodules de fibrolite, en lits minces. Les grenats (de 1 à 2 mm) sont très abondants. En falaise, des filons de granite sont injectés dans les micaschistes et plissés, en plis isoclinaux serrés, déversés au Nord-Est. Sur le bas-estran, à la lisière sud du rocher Flamand, les micaschistes renferment de très nombreux grenats porphyroblastiques.

Sur le bord nord du rocher Flamand, on observe quelques plis couchés, déversés au Nord-Est, plissant les filons d'exsudation; des microplis d'axe N 50° E, plongeant de 40° au Sud-Ouest, replissent les plis couchés.

ξ₈². Micaschistes et gneiss albitiques à deux micas (biotite partiellement chloritisée). δ. **Amphibolite de la Budorière.** Les micaschistes et les gneiss albitiques ξ₈² forment l'enveloppe externe du pli de Saint-Michel-Chef-Chef. Au Nord, le flanc

normal s'étend de la Roussellerie à la Sicaudais. Au Sud, le flanc inverse borde l'anticlinal de Chauvé ; à l'Est, on observe la terminaison périsynclinale du pli, par relèvement de son axe E—W.

Sur le flanc nord du pli affleurent des méta-grauwackes albitiques à deux micas. L'albite est peu abondante, en porphyroblastes isolés de 1 à 3 millimètres. La muscovite forme un épais feutrage, en lamelles brillantes et de grande taille ; la biotite est beaucoup moins abondante et se présente surtout en petits porphyroblastes étirés ; les grenats sont nombreux. Des microplis serrés affectent la roche. Au Chêne-Tied (5 km à l'Est de Saint-Père), les micaschistes se présentent en couches très micacées, à mica blanc argenté, alternant avec des couches grenues à petites albites. Par leur faciès ils rappellent certains niveaux des micaschistes de Bois de Cené (feuille Nantes, 1/80 000). A la limite est du pli, la roche contient une lentille d'amphibolite (δ) (la Budorière).

Sur le flanc sud du pli, les méta-grauwackes albitiques affleurent largement ; elles sont plus riches en feldspath et de structure plus grenue que sur le flanc nord. La roche, à débit en plaquettes, est constituée d'une alternance de lits fins micacés et de lits quartzo-feldspathiques. La muscovite est plus abondante que la biotite, qui forme de petits porphyroblastes étirés et qui est localement défertritisée ou chloritisée (la Sévrie, Beauchêne, la Michelais-des-Landes). A la Briqueterie-Neuve (1,5 km au Sud-Ouest de la Feuillardais), la roche est riche en albite et en muscovite. Très altérée, elle a été exploitée comme argile à tuiles. A la Feuillardais, les micaschistes sont criblés de grenats et de tourmaline en baguettes, comme à la Roussellerie.

Sur la côte, entre le rocher Flamand et le pont de la Roussellerie, à l'Ouest du bois de la Pierre-Attelée, le pied de la falaise comporte de petites avancées de micaschistes feldspathiques à grenats, traversées par des filons de granite, appartenant au flanc normal du pli. La quantité d'albite décroît du Nord vers le Sud (vers le sommet de la formation), tandis que la muscovite devient prédominante. La foliation est très marquée par des lits continus de muscovite, en longues paillettes formant un feutrage, de 100 à 200 microns d'épaisseur, incorporant de fines lentilles de quartz à grains très aplatis. La biotite est en fines lamelles, mais surtout en lentilles très étirées ou en porphyroblastes de 1 à 2 mm de longueur, qui donnent à la roche un aspect moucheté. Le grenat est localement abondant, mais moins que la staurotide, en porphyroblastes aplatis couchés dans le plan de foliation. La roche est criblée de petits prismes de tourmaline brune, à cœur bleuté. Ces micaschistes sont micro-plissés en plusieurs directions, ce qui a pour effet de faire basculer en tous sens les porphyroblastes de biotite, de staurotide et de grenat, par rapport au plan de foliation initial.

ξ_B². Micaschistes à deux micas, avec minéraux de métamorphisme (Schistes de Saint-Gilles p.p.). Ils affleurent sur les deux flancs du pli couché synclinal de Saint-Michel-Chef-Chef, orienté E—W et déversé au Nord. Les pendages (vers le S.SW) sont plus forts sur le flanc normal (50 à 70°), où les micaschistes sont associés aux bancs de phtanite, très redressés, que sur le flanc inverse (5 à 10°). A l'extrémité est du pli, dans la zone de charnière, on observe quelques pendages vers le N.NE, et de nombreux plis empilés (la Prauderie). Ces micaschistes satinés, gris-vert, comportent les deux faciès principaux des Schistes de Saint-Gilles (feuille Palluau-Ile d'Yeu, 1/80 000). Le faciès finement grenu, surtout représenté sur le flanc sud, comporte des rythmes fins millimétriques, où alternent des lits clairs quartzo-albitiques et des lits verdâtres muscovitiques et chloriteux ; sur le flanc nord, le faciès est essentiellement micacé, les lits siliceux étant réduits à une fraction de millimètre, et l'albite étant rare. Partout la roche a un aspect tacheté dû à la présence de petits porphyroblastes de biotite et de staurotide, souvent très nombreux et accompagnés de grenats, parfois centimétriques (la Roussellerie, la Caillerie).

Sur le flanc nord, les micaschistes affleurent largement sur la côte. Dans la moitié nord des roches de la Roussellerie, ils forment des plaques feuilletées et gondolées, à surface brillante et constellée de grains de grenats ou de porphyroblastes de biotite. On y observe quelques passées psammitiques, plus siliceuses. La structure est finement rythmique, avec des lits alternants de petits grains de quartz, aplatis selon le plan de foliation, et de muscovite en feutrage épais de 0,1 à 0,5 mm; le quartz existe aussi en minces lentilles coincées dans le feutrage de muscovite. L'albite est rare, en lentilles aplaties coincées dans la trame, longues de 0,5 mm et épaisses de 50 microns environ. La biotite se présente, soit en petites lamelles, disséminées dans la trame muscovitique, soit en porphyroblastes. La staurotide est abondante. De nombreuses baguettes d'ilménite, allongées selon l'axe *b*, sont intercalées dans la muscovite; la tourmaline est abondante. La roche comporte de très nombreuses amygdales de quartz d'exsudation. Ce faciès, à muscovite argentée et brillante, avec porphyroblastes de biotite, de staurotide et de grenat, doit être rapproché de celui des micaschistes de Sauveterre, sur la côte au Nord des Sables-d'Olonne (feuille Palluau-Ile d'Yeu, à 1/80 000). Le même faciès existe à l'Ennerie.

Sur le flanc sud, le feldspath est plus abondant que sur le flanc nord, donnant à la roche un faciès de métagrauwackes, identique à celui de Saint-Gilles, de Challans et de Sainte-Marie-sur-Mer (feuille Machecoul). Les micaschistes, très finement grenus, renferment de nombreux porphyroblastes de biotite. Aux environs de la Caillerie, la structure des micaschistes est feuilletée, en lits alternants quartzo-albitiques et micacés. L'albite est petite, étirée et rarement maclée. La biotite est disposée soit en lits parallèles à ceux de la muscovite, soit en petits porphyroblastes en voie de chloritisation. Les grenats sont en grains subarrondis ou lenticulaires : à leurs extrémités, on observe des cristallisations siliceuses, en ombres de pression. Ils renferment des inclusions de quartz, parfois hélicitiques; la tourmaline est abondante. La foliation, très marquée, est déformée par plusieurs phases de microplis, orientés en diverses directions; les porphyroblastes sont basculés en tous sens et déforment le feutrage de muscovite. Les fissures de la roche sont comblées par de la chlorite, elle-même écrasée.

G. Grès micacés de la Roberdière. A 1 km au Sud de Saint-Père, des niveaux très siliceux, tantôt massifs, tantôt micacés, sont intercalés dans les micaschistes ξ_5^2 . Ces faciès existent aussi au Sud de la pointe des Terres rouges, ainsi qu'à 800 m au Nord du Ménil du Sud et entre la Caillerie et les Granges où les bancs siliceux à muscovite sont épais de 10 m environ.

ξ_{5m}^2 . **Schistes satinés et micaschistes à muscovite (Schistes de Saint-Gilles p.p.).**

G. Grès blancs micacés de la Source. Ph. Phtanites. Am. Ampélites. Ces schistes affleurent sur les deux flancs du pli couché de Saint-Michel. Les différents termes de cet ensemble sont visibles en falaise, sur le flanc nord du pli :

Dans la partie sud des roches de la Roussellerie, affleurent des micaschistes à muscovite en larges lamelles brillantes et à petits grenats, puis des métagrauwackes albitiques finement rythmiques (0,1 à 0,5 mm), quartzo-albitiques et micacées; des bancs psammitiques, épais d'une dizaine de mètres, y sont intercalés; la tourmaline y est abondante, ainsi que de petits zircons cassés, remaniés. On y observe de nombreux plis couchés et des plis en chevron.

Vers le Sud, aux roches de Saint-Michel, des microquartzites graphiteux (**Ph**) sont intercalés dans les schistes; en falaise, le phtanite est aminci par boudinage mais, à 100 m à l'Est, il a été exploité sur une puissance de 3 mètres. Il est très redressé, déversé vers le Sud et repose sur une brèche d'écrasement épaisse de plusieurs mètres. Sur l'estran, le phtanite est associé à des niveaux ampéliteux; l'ensemble est épais de 20 m environ; le pendage est plus faible qu'en falaise (30° S). Au Sud du phtanite, affleurent des schistes satinés siliceux affectés par des plis en

chevrons, puis des grès blancs micacés, psammitiques (**G**) qui forment une pointe avancée de la falaise (la Source). La roche est finement rythmique, à lits de quartz et de muscovite alternants, et contient de petits grenats disséminés.

Sur la plage de la Source, les schistes à muscovite et chlorite, en lits alternants, sont criblés de petits grains d'ilménite pourvus aux extrémités de figures en ombres de pression remplies de chlorite. Le quartz est rare. Ce niveau riche en minerai titané est épais de 3 m et se prolonge sur l'estran; il comporte de petits grenats et de la tourmaline. Il est très microplissé, par des plis de 50 à 100 microns d'amplitude.

Vers le Sud, affleure un complexe de schistes satinés gris-vert ou jaunâtres, finement rythmiques ou rubanés, de grès psammitiques blancs ou rosés et de niveaux de schistes graphiteux épais de 1 à 2 mètres. Les récurrences des grès blancs sont vraisemblablement dues à des jeux de blocs faillés et déplacés verticalement. Par leur position stratigraphique et leur faciès, ils semblent être l'équivalent des grès blancs de la Boutinardière (feuille Machecoul).

A 100 m au Nord du contact avec les porphyroïdes du Redois, affleurent des schistes à séricite et chlorite, de couleur sombre et pourvus d'amygdales d'exsudation quartzo-feldspathiques, identiques à celles que l'on trouve dans les porphyroïdes.

Ph, Am. Phtanites, ampélites. Sur le flanc nord du pli, le niveau de phtanite peut être suivi sur 15 km de distance; à l'Ouest, il est décroché de 500 m par une faille à rejet senestre. La roche est siliceuse et pourvue d'un pigment graphiteux abondant, parfois disposé en lits. L'épaisseur peut atteindre 10 m et le débit en plaquettes est courant. Comme il arrive souvent pour les niveaux compétents, le pendage du phtanite est souvent plus fort que celui des micaschistes encaissants (de 40 à 80° vers le Sud).

Tout le long de la bande, le phtanite est associé à deux niveaux de grès psammitiques (**G**), épais de quelques mètres, situés l'un au-dessus du phtanite (la Source, la Mouraudière, le moulin Sicaudais), l'autre au-dessous (le Ménil-du-Sud, la Nouveauté, Hucheloup, la Pacauderie, l'Épinerie).

Sur le flanc sud du pli, les affleurements de phtanite sont rares (la Caillerie); mais on observe de nombreuses lentilles graphiteuses (**Am**) qui pourraient représenter le même niveau.

Un banc de phtanite, discontinu, épais de 1 à 5 m, est visible depuis la côte jusqu'au bois Hamon, en direction W—E. Il est en grande partie intercalé dans les micaschistes ξ_m^2 (briovériens), sauf entre le Châtelier et le bois Hamon, où les micaschistes sont atteints par l'isograde de la biotite. La roche est en plaquettes de 2 à 10 cm d'épaisseur et sa puissance maximale est de 10 mètres. Le microquartzite, finement lité, est riche en matière graphiteuse. La roche a recristallisé en grains plus grossiers que dans les phtanites siluriens de la région de Brétignolles, en Vendée, où le métamorphisme est moins fort. Sur le flanc sud du pli, les affleurements de phtanite sont rares, mais on peut observer de nombreuses lentilles d'ampélites, intercalées dans les métagrauwackes. A la terminaison orientale du pli de Saint-Michel-Chef-Chef, dans la zone de la charnière, les micaschistes ξ_b^2 sont extrêmement plissotés et écrasés (les Millauds, la Hamoyère, la Prauderie).

Le niveau des schistes à ilménite (**ilm**), visible en falaise, peut être suivi à l'intérieur des terres (Hucheloup, Sud du Châtelier et des Biais). La tourmaline, en cristaux aciculaires, est fréquente dans les micaschistes.

Tectonique. Les micaschistes ξ_m^2 sont affectés par plusieurs phases de plissement :

— des plis couchés isoclinaux, orientés N 90° à 110°E, fortement déversés au N.NE.

Les flancs comportent une crénulation serrée de microplis; une forte linéation d'étirement est parallèle aux axes de ces plis; elle est bien marquée sur les lentilles de quartz d'exsudation (la Source);

— des plis en chevrons, de 1 à 5 cm d'amplitude, orientés à N 135-150°E, déversés

au Nord-Est, et fortement dissymétriques : les flancs sud-ouest sont longs et doux, les flancs nord-est plus courts, plus pentus et souvent laminés. Une très forte schistosité de fracture est parallèle aux plans axiaux (roches de Saint-Michel, la Source, le Redois) (photo 4).

Des failles nombreuses affectent les micaschistes et les psammites ξ_m^2 , avec des surfaces de glissement striées.

ξ_p^2 . **Porphyroïdes de Saint-Michel-Chef-Chef.** Cette formation occupe le cœur du méga-pli synclinal, long de 25 km, qui s'étend des environs de la Sicaudais (à l'Est), jusqu'à la pointe Saint-Gildas, à l'Ouest, (feuille Ile de Noirmoutier—Pointe de Saint-Gildas). Vers la côte, le pli est légèrement dévié vers le Sud-Ouest, mais sa partie orientale est dirigée E—W. Ce grand pli couché isoclinal est déversé au Nord, les pendages des deux flancs étant compris entre 5 et 50° au Sud. A l'Est, il est interrompu par relèvement de son axe et bute contre la zone d'écrasement des Millauds qui est causée par le refoulement vers le Sud-Est des terrains de l'anticlinal de Saint-Nazaire, entre la Sicaudais et Buzon. Par suite de cette compression venue du Nord-Est, l'extrémité orientale du pli est un peu écrasée. Les faciès de cette formation stratoïde sont hétérogènes et variés et la puissance de chaque niveau est réduite à quelques mètres. On observe des alternances, indéfiniment répétées, de couches compactes, dures, d'aspect fluidal et à débit lamellaire, de couches d'aspect plus schisteux constellées de porphyroblastes centimétriques de microcline et de quartz à éclat bleuté, de schistes granulés à porphyroblastes millimétriques, de schistes lamellaires, plus ou moins piquetés de grains de quartz et de feldspath. Localement, s'intercale un faciès ampéliteux à porphyroblastes de microcline noir automorphe. Le métamorphisme y est épizonal, avec muscovite ou fine séricite. La roche comporte une foliation très prononcée et un débit lamellaire ; le laminage y est intense et accompagné d'une linéation d'étirement visible partout. Cette formation est bien exposée sur la côte.

Entre la Source et le Redois, le contact entre les schistes ξ_m^2 et les porphyroïdes qui les surmontent stratigraphiquement a lieu à 200 m au Nord de la plage du Redois (en contrebas du n° 24 de l'avenue de la Source). Ce contact est faillé et marqué par une zone d'écrasement épaisse d'une dizaine de mètres ; mais cet accident paraît être de peu d'envergure, car des filons de pegmatite d'exsudation, à microcline, issus de la porphyroïde, pénètrent dans les schistes ξ_m^2 jusqu'à plusieurs dizaines de mètres au-delà du contact : les deux formations étaient certainement toutes proches l'une de l'autre, lors du métamorphisme régional.

Les faciès suivants sont superposés, du Nord vers le Sud :

- des schistes en fines lamelles, piquetés de petits grains de microcline rose (7 m) ;
- des schistes siliceux gris clair, lamellaires (6 m) ;
- des schistes micacés riches en porphyroblastes de microcline, arrondis ou étirés, de couleur rose ou tachés de noir atteignant 2 cm de longueur ; des cristaux plus petits (2 à 3 mm) parsèment la roche ; certains des porphyroblastes sont très aplatis dans le plan de foliation et étirés, d'autres sont subautomorphes ;
- des schistes gris micacés pourvus de très petits feldspaths ;
- des schistes lamellaires, gris clair, constellés de petits feldspaths noirs (10 m) ;
- des bancs massifs oëillés, épais de 1 à 2 m, à porphyroblastes de microcline étirés, noirs ou roses et de quartz à reflets bleutés ; les cristaux de feldspath atteignent 2 cm de longueur : il s'agit de microcline à double macle, automorphe, comportant des lacunes de cristallisation en doigts de gant ou en forme de massue ; ces cavités sont tapissées par de la séricite implantée perpendiculairement aux parois. A la périphérie du cristal, on observe une recristallisation de microcline à double macle, dénué de pigment noir. Les fissures sont colmatées par du microcline, envahi de micropegmatite. Dans ces bancs oëillés, la mésostase est finement

feuilletée, avec alternance de lits quartzo-feldspathiques épais de 0,3 à 1 mm et de lits micacés, épais de 0,1 à 0,5 mm.

Au Redois, on observe, parmi ces faciès, une nappe de rhyolite compacte, rougeâtre, riche en phénocristaux de microcline et de quartz bleuté et à débit lamellaire moins prononcé.

A l'Ouest du bois de Comberge, domine une porphyroïde grise, schisteuse, avec nombreux porphyroblastes, de faciès plus homogène ; par contre, de Tharon à la Sauzinière, on observe un empilement de faciès hétérogènes.

Aux Rochers de la Cormorane dominant des faciès « granulés » ; un niveau de microquartzite graphiteux y est intercalé.

A la pointe de Mouton (300 m à l'Est de la Gravette), on peut observer une intercalation de schistes noirs ampéliteux épaisse de 20 cm environ dans des schistes feldspathiques gris lamellaires. Les schistes noirs sont criblés de cristaux automorphes de microcline, pigmentés de matière graphiteuse, qui donnent à la surface des couches un aspect boursoufflé. Le microcline pourvu de la double macle et de la macle de Carlsbad est en partie envahi par de la pegmatite graphique, ou par de l'albite en échiquier. L'aspect tacheté des porphyroblastes (noirs et roses) provient des recristallisations partielles en albite ou en microcline dénués de pigment noir. Les phénocristaux de quartz, à reflet bleuté, de 0,5 à 1 cm de longueur, comportent des lacunes de cristallisation en doigts de gant, en massue ou en champignon, remplies par du microcline et de l'albite. Les gros cristaux de quartz et de feldspath sont presque toujours pourvus, aux deux extrémités, d'*ailerons* étirés selon la direction d'élongation maximum ; ces cristallisations, en ombres de pression, sont constituées de quartz et d'un peu de feldspath. Tout cet ensemble métamorphique est pourvu de nappes lenticulaires de pegmatite d'exsudation, épaisses de 1 à 5 cm et distantes de 5 à 80 cm, constituées de quartz, de microcline à double macle et d'albite ; elles sont plus rares dans les niveaux ampéliteux que dans les couches claires. En surface, la linéation d'étirement est très marquée ; les feldspaths sont écrasés, cisailés et découpés en minces lamelles (0,1 à 0,3 mm) soudées par du quartz mylonitique (photo 3).

A l'intérieur des terres, les affleurements sont rares, mais on retrouve les mêmes faciès variés que sur la côte : des bancs compacts ou des dalles de 20 à 50 cm d'une rhyolite schisteuse à petits porphyroblastes (les Petits Pas, la Haute-Masserie, la Croterie), des schistes finement lamellaires (l'Auvière), des porphyroïdes schisteuses, à faciès largement œillé (l'Auvière, le Grand Bois-Joli, le Bois-d'Ortail). Aux Dodinières, au contact du granite $\gamma^3\zeta$, on observe des porphyroblastes de microcline, longs de 3 cm, étirés et pourvus de *queues* en ombres de pression, *granitisés*, mais leur forme d'ensemble est conservée ; les fines cloisons siliceuses qui soudaient les fragments des phénocristaux étirés et disloqués ont subsisté lors de l'imprégnation granitique.

Tectonique. Les porphyroïdes sont affectées par des plis couchés décimétriques, déversés au N.NW et pourvus d'une schistosité de plan axial. Les flancs sont couverts par des crénulations serrées de plis parasites. On observe trois linéations de microplis : la première est parallèle à l'axe des plis couchés et à la linéation d'étirement (N 90° à 110°E) ; la seconde lui est oblique (N 140° à 160°E) ; la troisième les recoupe, presque à angle droit de la première. Des ondulations en forme de tuile et de larges plis ouverts affectent l'ensemble de la formation ; leur amplitude est de 5 à 50 cm et leur plan axial, subvertical, est orienté à N 130° à N 160°E ; une forte schistosité de fracture les accompagne localement. Ces ondulations ont pour effet de faire basculer le plan des couches par rapport au plan de foliation. Comme en Vendée littorale, dans les terrains paléozoïques, les couches sont entraînées dans

des mouvements en zig-zag, allant de E—W à N 160°E, puis N 120°E et N 110°E; tous les pendages sont au Sud-Ouest et restent faibles (de 20 à 30°). Du casino vers la jetée sud de Tharon, la direction des couches dessine une courbe à concavité ouverte vers le Nord, passant de N 30°E à N 110°E. On observe de nombreux accidents locaux : zones de broyage avec brèches et structure en mortier (le Redois, Tharon), petites failles subverticales, etc.

Origine des porphyroïdes. Leur composition minéralogique, la présence de cristaux de quartz et de feldspath *corrodés* (à lacunes de cristallisation) apparentent certains des faciès à des rhyolites; les porphyroblastes (de 0,1 à 3 cm de longueur) sont les phénocristaux de roches de coulées. Les niveaux schisteux et micacés, à feldspath rare ou dispersé, et les schistes à grains de quartz impliquent un tri sédimentaire et sont vraisemblablement d'origine détritique (tufs, arkoses, grès). L'origine volcano-sédimentaire de l'ensemble des porphyroïdes ne paraît pas douteuse.

Âge et métamorphisme des porphyroïdes. Stratigraphiquement situés bien au-dessous des terrains paléozoïques datés (Ordovicien et Silurien), ils appartiennent soit au Cambrien inférieur, soit au Briovérien. Les caractères de cette formation (faciès, composition minéralogique et chimique, métamorphisme épizonal, phases de plissement, phénomènes de laminage) sont identiques à ceux des porphyroïdes de la région de Brétignolles et de la Limouzinière en Vendée, ainsi que de Piriac et de Belle-Ile-en-Mer (mais ils semblent n'avoir aucun rapport avec les gneiss de Languidou et de la Mauvoisinière, situés à très grande distance et dans un contexte tout différent (*cf.* légende de la feuille Saint-Nazaire, 1/50 000). Le métamorphisme et le plissement des porphyroïdes de Saint-Michel-Chef-Chef sont identiques à ceux des porphyroïdes de Brétignolles; ils doivent être rapportés aussi à l'orogénèse éo-dévonienne (et non cadomienne).

ROCHES INTRUSIVES

$\gamma^3\zeta$. **Granite gneissique, clastomylonitique, à grenats (de Beau-Séjour).** A la lisière sud et dans l'angle sud-est du territoire de la feuille, affleure la partie nord-est du massif granitique orthogneissifié de Princé et de Sainte-Pazanne (feuille Machecoul). Ce massif est allongé en direction E—W, comme le granite d'anatexie de Saint-Viaud; mais, contrairement à ce dernier, il comporte une foliation métamorphique et cataclastique très marquée. Les deux massifs sont séparés l'un de l'autre par le long pli couché synclinal de Saint-Michel-Chef-Chef à la Sicaudais.

A la lisière nord-ouest du massif (Beau-Séjour), le granite $\gamma^3\zeta$ est identique au granite de l'Ennerie, à 3 km au Sud-Est. La structure est granoclastique; la trame fine (1 à 3 mm) englobe des porphyroclastes dispersés (1 cm). Le quartz est abondant et xénomorphe; le feldspath potassique, très abondant, est subautomorphe, à double macle du microcline, parfois maclé Carlsbad. Il contient des veinules ou des fuseaux de micropérite peu abondants; on y observe quelques fines gouttes de quartz. L'albite subautomorphe, à gouttes de quartz, est moins abondante et de plus petite taille (0,1 à 0,2 mm); elle est en partie envahie par du quartz; la muscovite est abondante, en lits flexueux, et détermine la foliation; la biotite est petite et fréquemment déstabilisée; le grenat est rare. La roche a subi une forte cataclase : tous les minéraux sont craquelés ou éclatés et des fragments de quartz se sont incrustés à la périphérie des grains de microcline; les macles des feldspaths sont tordues (la Giraudière); les grenats sont émiettés et la biotite est détruite. Sur les plans de laminage formés de quartz mylonitique, sont collées des lamelles de muscovite, en languettes effilées.

Au Sud-Est du territoire de la feuille, le granite $\gamma^3\zeta$ a un faciès leptynitique (Beaujour, Bréfauchet, les Masses); la roche, à grain très fin (< 0,3 mm), se débite en plaques. Le quartz a des formes irrégulières, en grains icolés ou en plages de

grains accolés ; l'albite domine, criblée de gouttes de quartz. Le microcline, à double macle, est peu abondant et envahit secondairement une partie des grains d'albite ; la myrmékite est fréquente, ainsi que le grenat ; les lits de biotite, très minces, marquent la foliation de la roche.

Entre Cheix et Malnoë, le granite gneissique se présente en grandes dalles sur lesquelles on peut observer une forte linéation d'étirement. Le quartz est écrasé et étiré et la roche se débite en lamelles de 2 à 3 millimètres. Les porphyroblastes lui donnent un aspect œillé. A 1 km à l'Ouest de Vue, face à la chapelle de la Tournerie, l'orthogneiss comporte un faciès porphyroïde, avec des noyaux feldspathiques étirés de 5 cm de longueur : *ce gneiss œillé est identique à l'orthogneiss du Pellerin* (feuille Nantes à 1/50 000).

Ce granitoïde est anté-métamorphe et fut initialement intrusif dans des terrains qui furent ensuite affectés par le métamorphisme éo-dévonien ; ce dernier lui donna sa structure ortho-gneissique. *La foliation est partout concordante avec celle de l'encaissant métamorphique ; les pendages sont les mêmes* : ainsi, à Beau-Séjour, le pendage est de 20° vers le Sud-Ouest, comme dans les micaschistes de la Cornière. A Pé de Buzay, il est de 25 à 30° au Nord-Ouest, comme dans les gneiss de la Cossonière. A Cheix et à la Tancherie (feuille Nantes), il est de 30° au Nord-Est, comme dans les micaschistes de Bois-Corbeau, sur le flanc sud-ouest du synclinal de Brains.

L'intensité du métamorphisme est en relation avec celle des terrains encaissants : au contact des micaschistes à mica blanc et biotite chloritisée de la Cornière, le granite feuilleté de Beau-Séjour comporte des lits à mica blanc dominant, alors que la biotite est plus ou moins déstabilisée ; les grenats sont abondants. Par contre, à Beaujour, aux Masses et à Cheix, l'orthogneiss se trouve en milieu méso- à catazonal : les recristallisations sont plus poussées et la biotite est beaucoup plus abondante que la muscovite.

γ. **Granite d'anatexie de Saint-Père-en-Retz.** Il forme un massif d'orientation générale W—E, entre Saint-Brévin et Vue. Les affleurements de granite franc ne sont pas continus, car il subsiste à l'intérieur du massif de très nombreuses enclaves des roches dans lesquelles il s'est mis en place : migmatites de Corsept, gneiss leptynitiques $\zeta^{5\lambda}$, et surtout leptynites siliceuses $\zeta\chi$ qui ont partiellement échappé à la granitisation. Dans la masse du granite, fin et équant, on observe des septa de gneiss en plaquettes (le Grand-Ruau) ou des bancs massifs de quartzite blanc (Nord de la Fouilleuse). Même lorsque le granite a un faciès fin et régulier, une partie des matériaux antérieurs est conservée. Il en résulte une roche granitoïde où l'on peut distinguer plusieurs phases de cristallisation. Mais le granite franc et le gneiss incomplètement granitisé sont si mêlés sur le terrain qu'il n'a pas été possible de séparer tous les faciès hétérogènes, passant latéralement de l'un de l'autre, sur quelques mètres de distance.

Faciès francs. Vers l'Est, au Nord de Vue ainsi qu'au Nord de Saint-Père, le granite est homogène, à grain fin (0,5 à 2 mm) et dénué de toute orientation. Il est constitué de quartz en grains, de microcline (jusqu'à 75 %) et d'albite en quantités variables, de biotite (le plus souvent altérée et déferritisée) et d'un peu de muscovite (l'Evette, le Marais-Gautier). Au Brossay (3 km au Nord-Ouest de la Sicaudais), le grenat est abondant ; le quartz est interstitiel ou amiboïde et mord sur les grains de feldspath. A 2 km au Nord du Plessis-Grimaud, ainsi qu'à l'Evette, le microcline est porphyroblastique et englobe des grains de plagioclase maclé, à section quadrangulaire. Ces faciès francs, sans reliques de métatexites incorporées et à contours nets, passent vers l'Ouest à des anatexites à résidus.

Faciès hétérogènes. Entre Saint-Brévin, Saint-Viaud et Saint-Père-en-Retz, les structures polyphasées sont très fréquentes :

● *A la Bridelais* (5 km au Nord-Ouest de Saint-Père), la roche est finement grenue et à structure équante; on peut y distinguer plusieurs phases de cristallisation : d'une part, les minéraux résiduels d'une roche leptynitique antérieure ($\zeta^{5\lambda}$), d'autre part, les cristallisations dues à la granitisation.

Minéraux primaires : le quartz se présente en grains isolés, noyés dans la trame feldspathique; le plagioclase, finement maclé, est trouble, nébuleux et séricitisé; le microcline a des contours nets, en grains plus gros que ceux des plagioclases; il comporte quelques rares fuseaux de microperthite; de la sillimanite-fibrolite forme de longs paquets flexueux.

Minéraux secondaires : du microcline limpide interstitiel envahit le plagioclase et pénètre en golfes à l'intérieur de celui-ci; les bourgeons de myrmékite sont fréquents; du quartz en gouttes est inclus dans les feldspaths; la biotite est déstabilisée, avec formation d'agrégats ferrugineux et dégagement d'aiguilles de rutile; elle est partiellement remplacée par du mica blanc.

● *A la Basse-Goguillais*, la roche est massive, leptynitique, à grain fin (1 mm) et à structure équante. Les minéraux de première phase sont le quartz (qui occupe 35 % de la roche) en grains bien séparés, anguleux (dont l'origine première paraît détritique), l'albite, la muscovite en grandes lamelles et la biotite; une deuxième phase est attestée par des cristallisations secondaires de feldspath potassique, pénétrant à l'intérieur des lamelles de muscovite qui sont tronçonnées et irrégulièrement déchiquetées, mais les restes isolés d'un même cristal conservent une orientation commune. La microclinisation affecte aussi une partie des grains d'albite. De la muscovite secondaire, en fines paillettes disposées en nids, à cristallisation radiale, se forme dans le plagioclase. La biotite complètement déferritisée, est remplacée par des amas ferrugineux.

Phénomènes d'écrasement et d'altération. Ils sont fréquents dans le massif, en particulier sur le versant nord de la vallée du Boivre, le long du ruisseau des Ferrières, au Sud de Frossay et autour de Saint-Viaud, par exemple à l'Anglemar où la roche est très fissurée; le quartz comporte une forte extinction roulante; de la séricite à disposition radiale envahit les grains de microcline et d'albite et remplit les fentes de la roche. La biotite est détruite, remplacée par des amas ferrugineux.

γ^1 . **Granite massif, à biotite, à grain fin**. Il forme un massif important, entre Paimbœuf et le Migron. La roche est claire, compacte, à structure équante et peu micacée. Cette masse granitique pénètre le complexe leptyno-amphibolique $\zeta\lambda$. Tantôt la roche est franche, tantôt elle imprègne irrégulièrement les terrains encaissants; elle englobe de nombreuses masses résiduelles d'amphibolite (au Sud-Est de Malabri) ou de leptynite grenue (la Verrière, les Fontenelles).

Aux Carrières, le granite traverse la leptynite en masses de quelques mètres cubes à quelques décimètres cubes ou en filons ramifiés de 2 à 5 cm d'épaisseur. Vers le Bois-Péan, les amphibolites sont trouées par des apophyses de granite à grain fin, formant des dômes de 50 à 100 m de diamètre.

Le quartz est peu abondant; le feldspath potassique forme environ 70 % de la roche; il est subautomorphe, maclé Carlsbad, et montre parfois la double macle du microcline; il comporte de fines veinules de microperthite, et inclut des gouttelettes de quartz. L'albite est subautomorphe, finement maclée et parfois zonée; elle a tendance à se présenter en baguettes allongées; on l'observe aussi en inclusions, dans le feldspath potassique; la myrmékite est fréquente. La biotite est peu abondante, dénuée d'orientation et comporte de nombreux zircons à auréoles pléochroïques. Elle est en voie de chloritisation. Le mica blanc primaire est très rare; mais de la séricite secondaire remplit les fissures de la roche et envahit le cœur des plagioclases. Au contact de la leptynite $\zeta\lambda$, il présente souvent un caractère remarquable : au Migron et au Nord-Ouest de Frossay (le Moulin-Rouge), il comporte

la même structure en damier que la leptynite dans laquelle il est injecté ; le grain est de même dimension dans les deux roches (1/2 à 1 mm) : le quartz est en grains subarrondis et forme parfois des nids de grains accolés, comme dans la leptynite ; les feldspaths sont automorphes ou subautomorphes, dans les deux cas ; mais le plagioclase est le seul feldspath de la leptynite, alors que le feldspath potassique domine dans le granite.

A la pointe de Mindin, en bordure sud de la Loire, affleurent des chicots de granite massif, à structure équante, injectés dans les gneiss métatectiques $M\zeta_{pa}$. La roche est claire, à grain fin, constituée de quartz, de feldspath potassique, d'albite (peu abondante) et de biotite, rare et petite. Le sphène est présent. Le pointement renferme des enclaves de gneiss sombres à biotite, déplacées et basculées par rapport à leur position initiale. La roche est hachée de diaclases.

Renfermant de nombreuses restites de gneiss, ces petits massifs granitiques ont un caractère anatectique, malgré la netteté de leurs contours.

γ_{b-m}^1 . **Granite hercynien à deux micas, microcline et albite, feuilleté, blastomylonitique.** Les affleurements du Nord-Est de la feuille appartiennent au complexe granitique qui forme une masse intrusive presque continue, depuis la pointe du Raz jusqu'à Nantes (J. Cogné, 1960). Les leucogranites sud-armoricains sont datés à 325 M.A. environ (Ph. Vidal, 1973). La roche est claire et le grain fin à moyen (1 à 5 mm). Outre le quartz, ce granite sodi-potassique comprend du plagioclase acide (An 5 à 10 %), du microcline perthitique, souvent criblé de gouttes de quartz, de la biotite et de la muscovite, en quantités inégales selon les affleurements ; le grenat est abondant ; l'apatite, l'épidote et le zircon sont présents, ainsi que la tourmaline. On observe parfois dans ces granites des passées ou lentilles d'un granite plus fin, où la biotite est plus abondante (région de la Croulais et de la Boucherais). A la bordure sud-ouest du granite qui forme le plateau au Nord-Est de la feuille, on passe insensiblement à un granite orienté. L'orientation se traduit par une tendance des micas à se disposer en feuillets parallèles et par un début d'écrasement. Le cataclase débute par une simple fissuration des grains de quartz et de feldspath ; les minéraux sont craquelés, l'extinction roulante est forte ; les clivages des grains de feldspath sont décollés. La cataclase s'intensifiant (vers le Sud-Ouest), la structure planaire se développe ; le quartz se fragmente de plus en plus et forme des lits à structure fluidale ; les feldspaths sont écorchés et acquièrent une forme plus ou moins arrondie ; puis ils se fragmentent et les fentes sont comblées par du quartz mylonitique. La biotite prend une teinte noire et s'émiette ; la muscovite est tordue, broyée et s'effile en petites écailles. Dans cette bande de granite orienté, on observe une zone très importante de granite fin relativement riche en biotite, qui s'étend de la Haie-Mériaux à la Perrière. Le laminage augmentant, une structure en mortier se développe et le faciès devient finement oëillé le long d'une bande de 200 à 400 m de largeur. Les grains de feldspath cisailés sont moulés par du quartz mylonitique ou par de la muscovite écrasée ; le quartz forme des lits parallèles d'aspect fluidal, à grain très fin. Les lamelles de muscovite, écrasées et émiettées, forment de longues traînées de fin mica broyé, mélangées aux lits de quartz mylonitique (le Goust). On trouve encore une bande et quelques zones annexes de granite laminé, au Sud du sillon de Bretagne (la Vallée, Croisac, la Cornais, Beaulieu, le Mortier au Nord de la Musse).

$my\gamma_{b-m}^1$. **Mylonites fluidales, ultramylonites.** Le granite laminé du sillon de Bretagne prend un aspect de plus en plus écrasé vers le Sud-Ouest et l'on observe alors des mylonites verdâtres, le long de la « zone broyée sud-armoricaine ». L'écrasement total et la disparition des résidus donnent naissance à une roche à pâte fine, cataclastique, complètement isotrope. On observe aussi des passées de roches d'aspect très fluidal, blanchâtres, et des zones quartzieuses grises. Ces roches écrasées constituent une

bande de 200 m de largeur environ qui passe au flanc du talus du *sillon de Bretagne* par les lieux-dits : la Poirie, la Gérarderie, le Goust, la Noë, le Bas-Croisac, l'Angellerais. Le laminage longitudinal s'accompagne de plans de fracture nombreux, sur lesquels on observe des stries horizontales.

γ^{1-2} . **Leucogranite de Guérande, à gros grain, à deux micas.** Sur la côte, au débouché de la vallée du Boivre, les îlots des Rochelets sont constitués par un granite clair, à grain grossier et à structure massive, dénuée de toute orientation. Il est constitué de quartz, en globules polycristallins, de microcline microperthitique et d'albite (An 5-10), en grains maclés; la muscovite est abondante, en lamelles allongées; la biotite est rare et petite. Sur la plage de l'Ermitage, il renferme une enclave de gneiss feuilleté à mica noir, longue de 1 m et orientée à N 110°E, avec un pendage à 30°W, comme les gneiss de Saint-Père ξ_{81}^5 dans lesquels il fait intrusion. Au contact du granite et de l'enclave, on observe une concentration de biotite, épaisse de 2 à 3 centimètres. Cet affleurement est parcouru par des filons de pegmatite à grands cristaux automorphes de microcline. Des filons de granite leucocrate à muscovite, issus de ce massif, traversent les micaschistes ξ_{81}^5 , dans la partie nord du rocher Flamand. Sur le versant sud de la vallée du Boivre, le leucogranite forme une bande orientée E—W, depuis les Morandières jusqu'à la côte (la Butte du Port). Il est exploité en carrière, au Nord de la Maillardière. Des filons de granite leucocrate à muscovite, accompagnés de filons d'aplite à grenats, peuvent être observés dans la partie sud de l'affleurement de la Courance.

FILONS

Q. Quartz. De nombreux filons de quartz sont associés aux massifs granitiques. Deux d'entre eux sont subparallèles à la faille posthume du Plessis-Grimaud, au Sud de Saint-Viaud, de direction sud-armoricaine. Celui qui est situé entre les Bretèches et la Moinerie atteint 5 à 15 m d'épaisseur. Il a été exploité pour empierrement. A l'Ouest de la Grande-Gravelais, il est laminé et se termine en coin.

Ils sont à rapprocher du filon de quartz qui longe le *sillon de Bretagne* au Nord-Ouest de Nantes et de celui de la forêt de Touffou (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu).

Les filons de quartz sont très fréquents à la périphérie des massifs granitiques; ils se manifestent par la présence de blocs dispersés dans les champs.

Des filons de quartz, subparallèles au plan de foliation des micaschistes, sont inclus dans ces derniers, sur le bord nord du rocher Flamand (ξ_{81}^5), ainsi que sur le bord nord des roches de la Roussellerie (ξ_{81}^2). En ce lieu, le filon, épais de 0,5 à 1,5 m, est un peu plus incliné que les micaschistes encaissants dont il a la direction. Les filons de quartz sont abondants dans ces schistes, à quelques centaines de mètres au Sud de la Riverais.

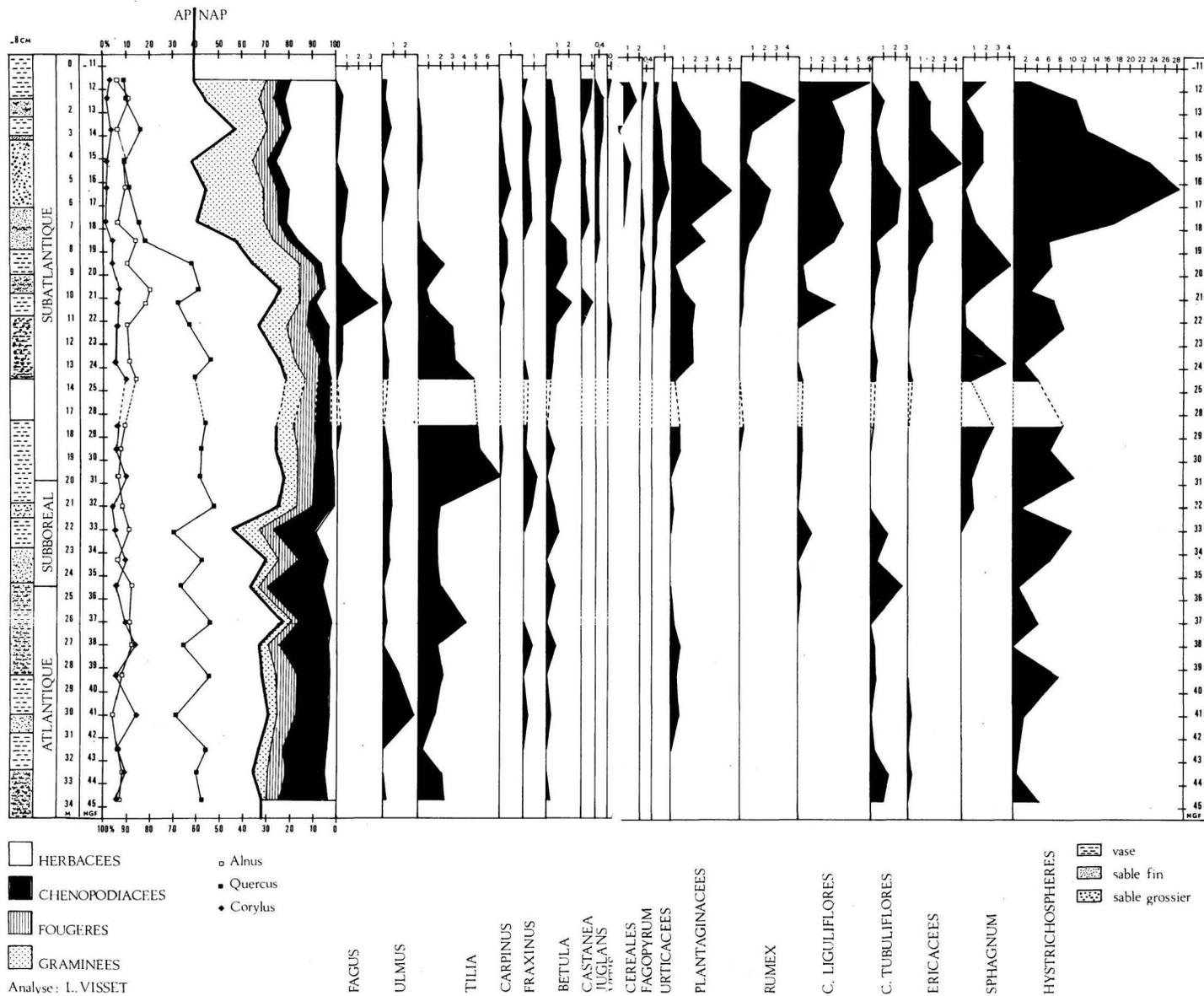
P. Pegmatites. Des filons de pegmatite traversent le leucogranite de Guérande (γ^{1-2}); ils sont épais de quelques décimètres à quelques mètres et comportent des cristaux de microcline automorphes centimétriques, irrégulièrement dispersés.

Ils sont fréquents dans le granite d'anatexie γ (la Chênaie, la Tuffelais, l'Oisillère).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

e4. Cuisien inférieur. Argiles de la Noulterrie. Lors du creusement d'un puits dans le village de la Noulterrie, à 5,5 km au Sud-Est de Saint-Père-en-Retz, des argiles fossilifères ont été découvertes sous 6 m de sables et d'argiles rougeâtres pliocènes; épaisses de 0,5 m, elles reposent sur du sable fin d'âge indéterminé épais de plus

Fig. 1 - Analyse palynologique du sondage C II, 479-4-0158), Mindin - St-Nazaire par L. VISSET



de 0,5 mètre. Elles sont situées entre +12 et +11,5 NGF. De couleur gris-brun, un peu violacée, elles renferment de nombreux fragments végétaux dont l'identification n'a pas été possible. Par contre, elles se sont révélées riches en microflore. Une couche d'argile noire, située entre 13,50 et 13 m d'altitude, à 6,5 m de profondeur, a aussi été trouvée à 1 km à l'Ouest, lors du creusement d'un puits, à la Joussetière. Elle contenait du bois carbonisé et des restes de feuilles.

● **Analyse palynologique** (par J.-J. Châteauneuf). « A l'occasion du levé des cartes géologiques à 1/50 000 Machecoul et Paimbœuf, deux échantillons d'argile organique ont été prélevés à la Noulterrie (Sud de la feuille Paimbœuf) et aux Penauds (Nord-Est de la feuille Machecoul) pour analyse palynologique. Bien que très proches dans l'espace et situés à une cote altimétrique comparable, ces deux gisements ont livré une association sensiblement différente, ceci en raison des différences probables dans l'environnement du dépôt.

Gisement de la Noulterrie. Il a fourni un résidu organique important et une association palynologique très riche en pollens d'Angiospermes et de Gymnospermes. Les pollens de *Myricaceae* sont les plus abondants (groupe *robustus-pseudoexcelsus-robustus*), accompagnés de pollens de *Juglandaceae*, *Nypa* et *Cupuliferae* (groupe *microhenrici*). Les spores sont rares et le microplancton absent. Il faut noter l'absence de *Cupressaceae-Taxodiaceae* et la rareté des *Pinaceae*.

Gisement des Penauds. L'association palynologique du gisement est très différente de la précédente du point de vue quantitatif. En effet, les spores de *Polypodiaceae-Schizeaceae* sont très abondantes et atteignent des pourcentages de 80 %.

Les *Sparganiaceae-Restionaceae* sont également abondantes (10 %). Parmi les espèces les plus importantes, signalons : *Cicatricosisporites dorogensis* (Ptéridophyte), *Plicatopollis pseudoexcelsus*, *Tricolporopollenites semiglobulus*, *Tetracolporopollenites manifestus*, *Tricolporopollenites krutzschii*.

Cette association fait penser à un environnement localement plus humide que le précédent. Du point de vue stratigraphique, ces deux gisements sont très proches de celui de la Sennetière (feuille Machecoul). Il est impossible en effet, en tenant compte des associations sporopolliniques qualitatives, de les différencier.

En reprenant la diagnose de la Sennetière qui contient des microfossiles laguno-marins et à la lumière des nouvelles données de stratigraphie établies sur la base de la répartition de ces derniers, nous pouvons placer le gisement de la Sennetière dans l'Ilerdien supérieur (zone à *W. meckelfeldensis*) en équivalence avec la formation définie dans le Bassin de Paris sous le nom de *Sables de Laon* ou *Varengeville inférieur* ou *Argiles de Londres*. L'environnement de dépôt des gisements de la Noulterrie et des Penauds correspond à une zone laguno-continentale à *Myricaceae* et *Schizeaceae* située en arrière de la lagune à *Nypa* signalée sur la côte (Noirmoutier, Fromentine, la Sennetière). »

e. Grès siliceux éocènes. A la *Riverais* (4 km à l'Ouest de Saint-Père), de nombreuses dalles de grès siliceux lités, à grain assez grossier, existent à l'Ouest des fermes, ainsi qu'au Sud de la route, mais l'état des affleurements ne permet pas de juger de l'importance de ces formations. A la Coquillière, L. Bureau a signalé de nombreux blocs de grès siliceux, dont l'origine est ambiguë.

Sur la plage de la Pierre-Attelée, des blocs de grès et de poudingue siliceux sont les restes d'un dolmen démantelé par la mer (deux dolmens existaient en falaise).

Les blocs de grès siliceux isolés, situés sur la rive sud de la Loire, sont vraisemblablement des *blocs démesurés*, résiduels, après érosion totale des terrasses quaternaires de la Loire.

Sur la rive droite, à 3 km au Nord-Est de Cordemais, dans la tranchée du chemin de fer, au lieu-dit le Petit Louaré, apparaissent en bancs horizontaux des grès durs,

gris-beige, hétérogènes, à grains anguleux et mal classés, dans un ciment siliceux et ferrugineux (J. Marchand).

p2. Pliocène marin. Sables et graviers. Au Nord du grand accident qui engendre un relief entre la Roussellerie et Buzon, en direction W—E, s'étend une vaste zone déprimée dont l'altitude est comprise entre 10 et 30 m, alors qu'au Sud de la faille le plateau méridional s'élève jusqu'à 60 mètres.

D'importants dépôts pliocènes sont plaqués contre ce relief, depuis la côte jusqu'à la Sicaudais et tapissent en partie le bas pays du ruisseau des Ferrières et des marais de l'Acheneau. Ils forment un ensemble presque continu, seulement interrompu par des vallons profondément incisés, dirigés vers la vallée du Boivre ou vers celle de la Loire. Ce sont des sables feldspathiques et micacés, très fins ou grossiers, comportant des lits de galets de quartz et de phtanite. Entre la Roussellerie et la Sicaudais, les sables sont situés entre 30 et 50 m d'altitude ; à l'Est, celle-ci est plus faible (10 m à Port-Sinan).

Les sables sont particulièrement épais, le long du talus qui va de la Roussellerie à la Sicaudais. Entre le château d'eau de la Mouraudière et le Ménil du Sud, la surface de base du Pliocène se trouve entre 35 et 40 m environ. Les dépôts débutent par un conglomérat de base à galets de quartz anguleux, recouvert par du sable siliceux fin. A l'Ouest du Ménil (le Rigolet), il est cimenté d'oxyde de fer, sur plus de 1 m d'épaisseur ; cette couche se disloque en blocs de 1 à 2 m³. Au-dessus repose du sable fin à stratification oblique et à forte pente vers l'Ouest, recouvert par un lit de petits galets de quartz (0,05 m), puis par un lit de sable fin horizontal (0,40 m), un lit de petits galets (0,05 m) et une couche de sable fin de 1,5 mètre. Des colluvions caillouteuses épaisses de 1 m recouvrent le Pliocène.

Des phénomènes périglaciaires sont visibles dans cette carrière : poches de cryoturbation et fentes de gel. Une fente en coin, haute de 4 m et large de 60 cm au sommet, est remplie de sable éolisé [fente de milieu très froid et aride (type *Mac Murdo*, dans l'Antarctique)]. Au tiers supérieur, elle s'évase en une fente de gel à remplissage grossier (cailloutis de quartz et de phtanite) caractéristique d'un milieu périglaciaire humide (type *Alaska*). Une poche de limon remanié est emboîtée dans le remplissage grossier : on a ainsi le témoignage de trois milieux périglaciaires successifs différents. Des fentes étroites, à remplissage éolien, cisailent le sable pliocène, à quelques mètres de distance les unes des autres. Des poches de cryoturbation, larges de 1 à 3 m et très rapprochées, sont visibles sur toute la surface du sable graveleux pliocène.

A 150 m au Nord-Ouest de la ferme du Ménil du Sud, la coupe du Pliocène est la suivante :

- 0,80 m : sable grossier, avec gravillon roulé de quartz,
- 0,10 m : gros galets et plaques de phtanite,
- 0,20 m : sable rouge très fin,
- 0,80 m : galets de quartz anguleux et émoussés, sable et gravillon roulé, avec plaques de phtanite de 0,20 m de long,
- 0,20 m : gravillon roulé,
- > 4 m : sable rouge très fin.

Le sable est localement cimenté et de couleur rouge vif sous la couche grossière.

A 2 km au Sud-Est de Saint-Père-en-Retz, de vastes carrières (maintenant bouchées) ont été creusées dans les sables pliocènes, de part et d'autre de la route. La sédimentation est lenticulaire, les couches se terminant en biseau. L'épaisseur totale est de 7 à 8 mètres.

A l'Ouest de la route, on pouvait relever la coupe suivante :

- 1 — 0,50 m : terre végétale et galets,

- 2 — 0,2 m : cailloutis de quartz et de phtanite dans une matrice de sable fin micacé, irrégulièrement rubéfié. Les galets sont plus roulés au sommet,
- 3 — 0,10 m : sable grossier,
- 4 — 1 à 1,5 m : cailloutis : quartz et galets anguleux de phtanite, 1 % de schiste pourri, dans un sable jaune orangé,
- 5 — 0,20 m : gravier et sable rouge-brique, avec petits galets de quartz et de schiste, disposés à plat,
- 6 — 1 m : cailloutis anguleux, à fragments de phtanite plus nombreux qu'au-dessus ; schiste pourri, dans sable jaune pâle,
- 7 — 0,25 m : sable grossier,
- 8 — > 2 m : sable fin.

Dans les couches 2, 3 et 4, la pente est de 10° vers le Nord.

Les couches de sable fin et de cailloutis sont tranchées par de nombreuses fentes en coin, à remplissage de sable feldspathique, éolisé, espacées de 2 à 7 m ; l'une d'elles a une hauteur de 1,60 m ; sa largeur au sommet est de 15 centimètres.

A 400 m à l'Est de ces carrières, sous les fermes de l'Ennerie, l'épaisseur du sable dépasse 12 m.

A l'Est de la Sicaudais, les placages de Pliocène sont plus disséqués, à l'approche de la Loire. Un lambeau important s'étend de la Sicaudais à la Fosse-des-Prés, en contrebas du talus du Grand Moulin de la Brosse.

A la Noë-Gallet et à Port-Sinan, les couches de sable rouge très fin, emballant des galets de quartz roulés ou subanguleux, alternent avec des lits de gravier, sur une épaisseur de plus de 3 mètres.

D'épais dépôts de pente (1 à 1,50 m) recouvrent les sables et les cailloutis pliocènes ; ils se sont formés pendant la dernière glaciation, par coulées de solifluxion, ainsi qu'à l'Holocène, par ruissellement et colluvionnement. Au pied des talus, ils peuvent atteindre 3 à 4 m d'épaisseur (la Fosse-des-Prés). Outre les sables pliocènes remaniés, ils comportent une part considérable de sable éolien quaternaire.

Sur la lisière sud du territoire de la feuille, le placage de la Feuillardais se rattache au petit bassin pliocène de Chauvé-Cheméré (feuille Machecoul). Le Pliocène repose sur des micaschistes à deux micas, argilisés et exploités pour la tuilerie. Entre la Feuillardais et la Biche, dans une ancienne carrière, on pouvait observer sur les micaschistes un dépôt d'argile blanche épais de plus de 4 m, rubéfié et bariolé en surface, recouvert par un cailloutis à matrice sablo-argileuse avec des galets de quartz bien roulés et gravillons de quartz.

Au Sud-Ouest de la Briqueterie neuve, la coupe du Pliocène est la suivante :

- 0,20 m : limon éolien de surface,
- 1,5 m : cailloutis à galets crétacés remaniés (silex bleus et gris, débris de Spongiaires, quartz),
- 1 m : sable fin rouge,
- 1 m : argile grise,
- 1 m : sable blanc très fin,
- 2 m : sable jaune,
- 0,20 m : argile grise sableuse, imprégnée d'oxyde de fer, Micaschistes à deux micas, très altéré.

Remarques. Il est intéressant de noter la similitude du mode de gisement des sables pliocènes adossés à des talus, aussi bien entre la Roussellerie et Rouans, qu'entre la pointe Saint-Gildas et la Marne (feuille Machecoul). Leur épaisseur maximale actuelle est comparable (8 à 10 m). Ils se sont déposés contre des talus préexistants, mais la forte dénivellation actuelle entre le plateau méridional et la dépression de Saint-Père est due à un rejeu post-pliocène. Tous les dépôts pliocènes ont des faciès siliceux et détritiques, car les matériaux proviennent de l'érosion du socle cristallin

altéré (galets de quartz, de phtanite, sable siliceux et feldspathique). Les galets crétacés remaniés (silex gris et bleus) ne sont présents que dans les gisements du bassin de Cheméré—Arthon, et non le long du talus de Saint-Père-en-Retz. Dans les sables, sont intercalées des lentilles d'argile grise kaolinique, là où le substratum est lui-même altéré. Dans l'ensemble, les sables pliocènes sont peu usés, sauf dans les lits riches en galets bien roulés ; dans les sables très fins, le mica blanc est abondant. Les minéraux lourds dominants sont la staurotide, l'andalousite et la tourmaline ; le grenat, l'épidote et la hornblende verte sont présents (la Fosse-des-Prés). Sur la côte, à la pointe des Terres rouges (partie sud des roches de la Roussellerie), subsiste un placage de sables feldspathiques rougeâtres, épais de 1 à 5 m ; le sommet s'élève à 4 m au-dessus du niveau des plus hautes mers (+7 NGF). Une couche de galets de quartz et de phtanite, peu émoussés, dont la longueur atteint 0,20 m, s'étend sur les micaschistes ; elle est recouverte par une masse de graviers et de galets très roulés, épaisse de 0,60 mètre.

La mer pliocène a envahi le réseau hydrographique (puis la dépression de Grand-Lieu), par la Loire et par le Boivre, transformant les vallées en autant de rias. Pendant la régression, le socle fut balayé par des courants violents et les produits de l'érosion s'accumulèrent dans les dépressions ; des nappes de galets roulés attestent l'existence d'anciennes plages. Au Quaternaire, les vallées se vidèrent partiellement, surtout en période de bas-niveau marin.

Fw. Alluvions fluviales anciennes (25 m). Sables et galets (quartz, silex). Sur les plates-formes qui bordent la Loire au Sud, entre 20 et 25 m d'altitude, subsistent quelques placages de graviers et de sables rouges feldspathiques. La caractéristique pétrographique de ces alluvions est la présence, parmi les galets de quartz et de grès siliceux, de silex bruns ou jaunes apportés par la Loire (et venus surtout du Loir), alors que les dépôts marins pliocènes renferment surtout, outre le quartz, des silex bleutés, gris ou noirs et des fragments de Spongiaires remaniés du Sénonien. Le sable est siliceux, parfois très feldspathique, et toujours fortement éolisé ; les minéraux lourds dominants sont l'andalousite, la tourmaline et la staurotide, avec des pourcentages notables de fibrolite, de hornblende, d'épidote, de chloritoïde ; mais les minéraux lourds volcaniques chimiquement fragiles, que dut apporter la Loire (péridot, augite), ont disparu par attaque chimique. On y trouve, inclus dans la masse des alluvions, des blocs démesurés de grès éocènes (jusqu'à 1,20 m de longueur), probablement charriés par des radeaux de glace.

Les lambeaux d'alluvions **Fw** situés au Nord de Cheix font suite aux importants placages figurés sur la feuille Nantes (1/50 000) et qui atteignent 6 m d'épaisseur (moulin de la Charbonnière) ; au Nord de Bois Corbeau, la terrasse culmine à 24 m et comprend, de haut en bas : du sable rouge fin, du sable graveleux avec de nombreux silex jaunes et de l'argile grise reposant sur le socle.

Au Nord de Cheix (le Breil, la Cossonnière), au Nord-Ouest de Frossay (Fougerouge) et au Sud-Est de Paimbœuf (Trompe-Moine), les restes de cette terrasse, plaqués sur les interfluves et recouverts de limon éolien, atteignent 1 à 3 m d'épaisseur (le Breil) ; ils renferment de très nombreux galets : silex jaunes, quartz bien roulés ; au Breil, le sable, rond-mat, est très feldspathique.

A l'Ouest de Paimbœuf, cette nappe d'alluvions anciennes a entièrement disparu, par suite d'une très forte érosion liée à la descente du niveau de base de la Loire pendant les périodes périglaciaires.

Mx. Alluvions marines anciennes (15 m). Sables et galets (quartz, phtanite). Quelques dépôts de haut niveau marin, antérieurs à la dernière glaciation, subsistent le long de la côte, en arrière et en bordure des plages actuelles (M. Ters et A. Fara, 1968). Les gisements des Rochelets et de l'Ermitage occupent chacun une superficie de 5 km² ; ils sont partiellement recouverts par la dune. Aux Rochelets, le cailloutis

a été exploité en carrière, le long de la route de Saint-Père-en-Retz. Son épaisseur atteint 3 mètres. Au Nord de la route, il est constitué par des lits de sable fin micacé, alternant avec des lits lenticulaires de sable graveleux épais de 2 à 10 cm ; les galets sont disséminés dans le sable ou disposés en lentilles (quartz, pegmatite de la porphyroïde, silix jaunes et granite à mica blanc des Rochelets). Plusieurs fentes en coin, hautes de 1,5 à 2 m, traversent le cailloutis supérieur ; les galets y sont redressés verticalement dans une matrice de sable éolisé feldspathique ; la partie supérieure du cailloutis est déformée par des injections et des cryoturbations.

Le fort pourcentage de grains éolisés permet d'attribuer le dépôt au Quaternaire, car dans les sables pliocènes l'éolisation est toujours faible ou nulle. Le feldspath est assez abondant dans ces sables (15 %) ; une partie a été antérieurement éolisée ; le mica blanc est partout abondant, ainsi que des paillettes de biotite, non décolorées. Parmi les minéraux lourds, la staurotide domine (59 %), suivie de la tourmaline (16 %), de l'andalousite (9 %) et du grenat (6 %). On trouve en outre de la sillimanite, du glaucophane, de la zoïsite, de l'épidote et du sphène ; la hornblende est présente. Ce sédiment est remarquable par sa richesse en biotite brune (alors que les sables pliocènes n'en renferment jamais).

Sur la côte, à l'Ouest de l'Ermitage, s'élève une falaise formée de petites avancées constituées par un dépôt grossier de sable jaune et de galets roulés ; l'altitude du dépôt décroît du Sud vers le Nord (de +12 à +5 NGF). Sa puissance maximum est de 2,30 m ; il est recouvert par une couche d'argile grise flamandaise.

Sous cette argile, la coupe était la suivante en 1965 :

- 0,05 à 0,2 m : cailloutis grossier localement cryoturbé, avec galets de quartz, de phtanite et de granite très roulés, dans une matrice de gravier et de sable,
- 1,00 m : cailloutis graveleux avec galets de quartz, phtanite amygdales feldspathiques de la porphyroïde, fragments de micaschistes, gravillons de feldspath,
- 0,2 m : sable grossier feldspathique, jaune ou rouge,
- 0,2 m : galets roulés et graviers, avec débris de micaschistes,
- 0,5 m : sable feldspathique grossier, avec quelques galets à la base,
- Socle de micaschistes pourris.

Le dépôt est traversé sur une hauteur de 1,3 m par une fente de gel dont l'ouverture est de 20 cm au sommet, remplie par du sable grossier. Tout le sable est fortement éolisé. Le tout repose sur le socle de micaschiste, très altéré et transformé en une bouillie blanche à taches rouges. Elle est intensément cryoturbée, et creusée de lapiès.

La présence de galets de granite et de porphyroïde dont le gisement n'existe que sur la côte, révèle l'origine marine de ces dépôts. Leur âge quaternaire est attesté par l'abondance des sables éolisés qu'ils contiennent, par la bonne conservation des galets de granite et du mica noir. Ils se sont déposés antérieurement à des phases de climat périglaciaire au cours desquelles se produisirent les fentes de gel et les phénomènes de cryoturbation visibles en surface.

Fx. Alluvions fluviales anciennes (0 à 15 m). Sables et galets (quartz, silix). Au Nord-Ouest de Cheix-en-Retz, les restes des terrasses de la Loire sont rares et peu étendus : les dépôts fluviaux anté-holocènes ont été érodés, au voisinage de l'estuaire, pendant les périodes de bas niveau marin, alors que les coulées de solifluxion périglaciaires exerçaient un balayage généralisé, d'autant plus énergique que les pentes étaient fortes en bordure de la vallée, dont le lit rocheux se tenait bien au-dessous du niveau actuel. On peut toutefois signaler les placages de la Cave et de l'Aunaie (au Nord-Ouest de Cheix), constitués de sable feldspathique rond-mat (1 m), surmonté d'un cailloutis sableux à galets de quartz, de silix bruns et de phtanite. De Gaillardin (feuille Nantes) à la Cossonnière, la terrasse est sableuse, avec

de très nombreux galets de grès siliceux et de silex jaunes. On y trouve des blocs de 30 cm de longueur.

Dans les autres petits gisements (la Vinaudais, situé à +7 NGF, à l'île, au Bois-Rouaud), les dépôts sont aussi caractérisés par la présence de sables massivement éolisés et de galets roulés de silex jaunes d'origine ligérienne. Le quartz et l'agate (remaniés du Pliocène ou d'alluvions fluviales plus anciennes) sont abondants.

Quelques blocs dispersés de grès siliceux, posés sur le socle mais situés au voisinage des restes de terrasses fluviales (entre 7 et 15 m) sont vraisemblablement des *blocs démesurés* amenés par des radeaux de glace et restés sur place, après ablation totale du matériel graveleux (blocs de $1,25 \times 1 \times 0,60$ m, à 700 m au Nord-Ouest du lambeau de la Vinaudais, 1,7 km au Nord-Ouest de Saint-Viaud).

Sur la rive nord de la Loire, à l'Est de Cordemais, les alluvions **Fx** sont sableuses et graveleuses, avec présence caractéristique de silex jaunes. Cette terrasse, qui affleure largement à l'Est sur le territoire de la feuille Nantes, est ici rapidement recouverte vers l'Ouest par des dépôts de pente.

D. Dunes. Elles forment un cordon presque continu, de Mindin à Tharon. Grandes de 1 km au maximum, leur hauteur ne dépasse pas +19 NGF. Elles sont particulièrement larges dans les secteurs dépourvus d'estran rocheux (entre Mindin et Saint-Brévin-les-Pins, à Neuville et à la Pierre-Attelée). Elles sont interrompues, au débouché des ruisseaux du Boivre et du Calais. La plupart des dunes sont actuellement érodées et reculent. Elles se sont formées au cours de l'Halstatt, pendant le « bas-niveau de Belle-Ile » (M. Ters, 1973), lorsque le niveau marin était inférieur à l'actuel. Les sables dunaires sont fins, comme ceux des estrans qui les bordent (médiane à 200-300 microns) et ont le même cortège de minéraux lourds. Le pourcentage de carbonates y est faible (2 à 4 %).

T. Tourbe. Un placage d'argile grise sableuse et de tourbe argileuse tapisse l'estran, dans la partie sud de la plage de la Pierre-Attelée (au Sud du pont). Elle renferme des fragments de bois. Cet horizon sablo-argileux a livré des éléments méso- et néolithiques, mais surtout des fragments de céramique de l'âge du Bronze moyen et final. Deux foyers de l'âge du Bronze (vers 3000 B.P.) ont été trouvés, vers 0 m NGF, par M. Tessier.

FzS. Levées sableuses des berges. Le chicot rocheux de Paimbœuf est bordé au Nord-Ouest par une levée sableuse, déviée *en queue de comète*, vers le Sud-Ouest (camping). Cette flèche est construite par le courant de jusant, à 3 m environ au-dessus des plus hautes mers.

De la pointe de Mindin à l'Hospice, la levée qui borde la Loire s'étend sur 100 à 200 m de largeur. Les sables de Loire, déposés en crue et assez grossiers, y sont localement remaniés par le vent.

MzS. Cordons littoraux sableux actuels. Les estrans qui longent la côte, de Mindin à Tharon, sont tapissés par des sables quartzeux, généralement fins, et comportant des fragments coquilliers de très petite taille (Saint-Brévin). Vers le large, le sable est souvent plus ou moins vaseux (Tharon).

Les minéraux lourds des sables sont abondants ; une grande partie d'entre eux est parvenue à l'océan par la Loire, en provenance du Massif Central. A Saint-Brévin, l'olivine atteint 10 % et l'augite 70 % ; au Pointeau, on trouve respectivement 2 % et 62 %, et à la Pierre-Attelée, 4 % et 62 %. On trouve en outre : grenat, hornblende verte, hornblende brune, épidote, zoïsite, apatite, zircon, andalousite, tourmaline, staurotite et fibrolite. L'ilménite est très abondante aux environs du gisement des schistes à ilménite de la Source. Les minéraux des sables côtiers, en grains souvent très bien roulés, ne proviennent que pour une partie de l'érosion des falaises ou des apports contemporains de la Loire ; une grande partie provient des sables qui, arrivés

sur le plateau continental pendant les glaciations, en période de bas niveau marin, ont ensuite été refoulés vers les côtes, lors de la transgression flandrienne.

Mz. Alluvions marines : bri. Dans les marais de la Guerche (à l'Est de Mindin) et dans la vallée du Boivre, le remblaiement est principalement constitué par du *bri*, sédiment pélitique, déposé à la fin de la transgression flandrienne. Il contient essentiellement du quartz en grains très fins, de l'argile (illite et kaolinite), de la chlorite et des micas. Le bri contient *Scrobicularia plana*, Da Costa, *Cardium edule* Linné, *Bittium reticulatum* Da Costa, etc. La teneur en calcaire est variable et ne dépasse pas 15 % du poids du sédiment. Son altitude moyenne est de 2 mètres.

L'érection de certains menhirs est antérieure au dépôt de la partie supérieure du bri, qui ennoie le pied de ces monuments (Mindin).

FMz. Alluvions fluvio-marines de l'estuaire de la Loire : vases et sables (dans la zone des marées). Ces alluvions terminent un remblaiement qui débute par des dépôts fluviatiles périglaciaires, recouverts par un colmatage fluvio-marin complexe, d'âge holocène.

Creusement de la vallée de la Loire. Creusée dès avant le Cénomaniien, époque à laquelle elle n'était encore occupée que par un petit fleuve côtier, la basse vallée de la Loire s'est un peu approfondie au cours des régressions quaternaires, mais les restes de dépôts marins pliocènes qui subsistent sur le fond, au-dessous de la cote -40 à Chevire, apportent la preuve que le creusement pré-pliocène du socle rocheux de la vallée était déjà peu différent de l'actuel, sauf peut-être vers l'embouchure, plus fortement soumise aux effets des régressions marines quaternaires. Entre le Pé-de-Buzay et Mindin, le thalweg du lit rocheux de la Loire descend de -40 à -51 NGF ; sa pente moyenne est de 3,9 % entre Nantes et l'île du Grand-Carnet et de 5,3 % entre le Grand-Carnet et Mindin. A Mindin, le fond rocheux forme une gouttière unique, alors qu'à l'amont le lit est parcouru par des chenaux qui exploitent les zones de broyage et les accidents du socle (F. Ottmann et al., 1968 ; M. Ters et al., 1968). La fig. 3 décrit les courbes isobathes du toit du socle, au niveau de Cordemais.

Sur le socle repose un épais remblaiement constitué de dépôts grossiers à la base et de dépôts plus fins au-dessus. Une coupe synthétique est donnée dans la notice de la feuille Saint-Nazaire par L. Barbaroux, F. Ottmann et al. Des coupes détaillées des sondages de Donges et de Mindin sont données par M. Ters et al. (1968, Évolution de la basse vallée de la Loire...). Cinq coupes transversales ont été établies par F. Biteau.

Remblaiement antérieur au Pléniglaciaire wurmien. Des études récentes (Barbaroux L. et al., 1974) ont révélé l'existence d'alluvions argileuses jaunes où les apports locaux sont importants ; elles reposent sur des épaulements rocheux du lit entre les cotes -23 et -26,5 (carotte A1) (sondage 480.1.74), entre -31 et -33 m (carotte CX) (480.1.242), à -35 m (carotte S 13) (480.1.196) et entre -25 et -27 m (carotte S 54) (480.1.214). L'analyse pollinique suggère leur attribution au Würm I (L. Visset, 1973). Ces dépôts sont contemporains d'un bas-niveau marin.

Remblaiement du Pléniglaciaire wurmien. Dans tous les sondages entre Nantes et Mindin (sauf à l'aval du pont de Mindin), une nappe d'alluvions grossières a été trouvée sur le socle (ou sur les alluvions précédentes). Épaisse de 5 à 10 m, elle comprend un cailloutis de base dont les galets ont une origine surtout locale (quartz, amphibolites), à l'exception des silex blonds apportés par la Loire depuis la région d'Angers. Des blocs de roches de grande taille (50 cm à 1 m) y sont enfouis (M. Ters et al., 1968). Nombreux dans les terrasses fluviatiles périglaciaires de la région, ces blocs ont été transportés sur des radeaux de glace ; ils apportent la preuve de l'origine climatique du remblaiement grossier. Situé entre -27 et -18 m à Nantes (pont Haudaudine), le cailloutis de base s'étale entre -38 et -28 m sous l'île de la Maréchale (coupe 1), entre -35 et -32 m à l'Ouest de Lavau (coupe 2), entre -38 et -29 m à Donges,

entre -42 et -38 m à l'estuaire du Brivet (coupe 5), entre -47 et -37 m sous le pont de Mindin (coupe 4), dans la gouttière axiale, sous le chenal de la Loire. Son dépôt est contemporain d'un bas niveau marin très accentué, très inférieur au niveau de base de la terrasse du Würm I qui affleure au niveau actuel de la Loire, à Roc-en-Pail (feuille Ancenis).

Il est logique d'admettre que la nappe grossière, à blocs démesurés, s'est formée durant le Pléni-glaciaire wurmien (25 000 - 18 000 ans B.P.) lors du retrait maximum de la mer. Lorsque les écoulements devinrent moins torrentiels, des sables grossiers se déposèrent sur le cailloutis ; la datation de 13 000 B.P. entre les graviers de base et les sables grossiers (notice de la feuille Saint-Nazaire à 1/50 000) marque la fin des écoulements torrentiels de type périglaciaire et la reprise des écoulements fluviaux dans la basse vallée de la Loire. Au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, l'érosion régressive fit disparaître les sables et les cailloutis de la gouttière axiale, à l'aval de Mindin, entre -47 et -52 m, où le socle est à nu, sous les sédiments fins de l'Atlantique.

D'après leurs minéraux lourds, les sables de ces nappes proviennent en très grande partie des régions volcaniques du Massif Central, drainées par la Loire et ses affluents (Mont-Dore). Du haut en bas du remblaiement grossier, le cortège d'origine volcanique domine : olivine (5 à 17 %), augite brune, augite verte, augite aegyrienne (55 à 85 %) (M. Ters et al., 1968). Ainsi les apports sableux proviennent essentiellement de la partie en amont du bassin versant, tandis que les galets ont une origine moins lointaine. Les grains de sable sont surtout anguleux ; les RM sont rares, contrairement à ce qui existe dans les alluvions anciennes de la Loire (basse et moyenne terrasses).

Remblaiement holocène. Au-dessus des nappes fluviales se sont accumulées des vases tourbeuses et des argiles à végétaux, de la *jalle* (mélange d'argile et de sable) et des argiles molles (coupes 1 à 5) ; les micas y sont abondants ; le pourcentage de carbonates y est faible : 0,2 à 5 % du sédiment dans quatre sondages de Donges, entre 0,20 et -34,45 m (A.M. Bequet, 1972). Le colmatage atteint 15 m d'épaisseur à Nantes, 26 m à Donges et 41 m à Mindin. La sédimentation n'est pas du tout régulière, d'amont en aval, mais lenticulaire avec de nombreuses reprises d'érosion (coupe 5). Les premières études palynologiques ont été faites par N. Planchais (1968) à Mindin, où le remblaiement estuarien est ainsi daté de l'Atlantique entre -45 et -35 NGF, du Subboréal entre -35 et -25 m environ et du Subatlantique entre -25 et -7 m. Les études de M. Denèfle à Donges (M. Ters et al., 1968) ont confirmé l'âge récent du matériel fluvio-estuarien entre -31 et -5 m (fin du Subboréal et Subatlantique). Les études récentes de L. Visset (1972, 1973) ont permis d'affiner encore les résultats précédents :

« L'analyse palynologique complète du sondage C II Mindin-St-Nazaire ($x = 259,421$; $y = 264,112$) (fig. 1) permet de montrer que sur la nappe détritique de base, formée de sables et de galets (-47,5 à -44,7 m), le remplissage récent de l'estuaire de la Loire débute à -44,7 m, dans la moitié supérieure de l'Atlantique (6270 ± 160 ans B.P., Gif 1811). L'importance des Chénopodiacées montre que de grands schorres bordent alors l'estuaire, et la sédimentation rapide, qui s'effectue sous quelque 30 m d'eau, correspond, pour environ un demi-millénaire, à 10 m actuels. Le Subboréal, difficile à définir et à limiter à sa base, est peu représenté (environ 4 m), ce qui suppose un ralentissement de la sédimentation pendant cette période, à mettre en corrélation avec un épisode régressif : la surface des schorres diminue nettement. Les spores de Sphaignes qui apparaissent alors en courbe continue (-33 m) sont issues de la Grande-Brière et doivent correspondre au début de la formation de la tourbe (vers 4180 ± 90 ans B.P., d'après la datation d'un échantillon de tourbe à Trignac). Pendant le Subatlantique, représenté par 20 m de

dépôts, l'étude pollinique met particulièrement bien en évidence l'époque romaine avec l'apparition du Sarrazin, du Noyer, du Châtaignier et de la Vigne au niveau -19,5 m, que l'on peut donc dater de la fin du troisième millénaire ». (*)

Dans le sondage C II, des fragments de bois ont été datés de 6300 ± 160 ans B.P. à -43 et de 6200 ± 160 ans B.P. à -38 NGF.

L'étude des Foraminifères a été faite par Y. Le Calvez dans les sondages de Mindin (M. Ters et al., 1968) et par A.-M. Bequet (1972) dans ceux de Donges. Une quarantaine de formes ont été reconnues; certaines ont vécu dans l'estuaire : *Ammonia beccarii*, var. *tepida*, *Nonion depressulum*, *Elphidium gunteri*; les autres sont des formes typiquement marines refoulées dans l'estuaire : les apports de Globigérines et le cortège des espèces vivant à une assez grande profondeur (*Bolivina*, *Cassidulines*, *Textularia*, *Virgulina*) atteignent leurs pourcentages les plus élevés entre -28 et -20 m à Donges.

L'étude des Ostracodes a été faite par R. Mathieu (A.-M. Bequet, 1972).

Dans ce complexe d'argiles sableuses et de sables argileux, il est délicat de faire la part des apports fluviaux et des apports marins; les sables grossiers ont été apportés par la Loire, mais la présence de très nombreux Foraminifères de haute mer, d'Hystricosphères marins, ainsi que celle des spicules d'Éponges, partout présents, prouve qu'une partie du matériel le plus fin (micas, chlorites), et certains minéraux plats tels que le glaucophane, ont été refoulés dans l'estuaire et brassés à chaque marée avec les apports propres de la Loire, avant d'être sédimentés au moment de l'étalement. Cette sédimentation s'est constamment effectuée sous une tranche d'eau importante; les argiles situées à -50 m à Mindin, vers le milieu de l'Atlantique, se sont déposées alors que le niveau moyen de la mer était à -10 m environ; les sédiments déposés vers -25 m, à la limite Subboréal—Subatlantique, étaient couverts par 15 à 20 m d'eau.

Fz. Alluvions fluviales modernes. Limons et sables. Un réseau assez dense de vallées courtes aboutit à la rive sud de la Loire. Creusées dès avant le Pliocène et recreusées lors de chacune des grandes régressions quaternaires, ces vallées sont remblayées par des alluvions plus ou moins épaisses (1 à 5 m) et le lit rocheux n'est jamais visible. La surface du remblaiement correspond au lit majeur, dont la largeur est démesurée par rapport à celle du lit mineur. A l'amont, le profil transversal est en berceau évasé, tandis qu'à l'aval, le fond est plat et très faiblement incliné. Les dépôts accumulés sous la plaine alluviale comprennent deux séries :

— à la base, des graviers sableux, à couches de galets, sont d'anciennes formations périglaciaires, ultérieurement lavées. Au cours de la glaciation wurmienne, pendant les périodes humides, des dépôts de solifluxion et des colluvions glissèrent tout le long des versants et se concentrèrent dans les fonds de vallées. La composition de ce remblaiement dépend de la nature des terrains environnants : arènes granitiques, graviers sableux à débris d'amphibolite, de leptynite, ou de migmatite. A tous ces dépôts, directement issus du substratum, s'ajoute une fraction sableuse d'origine éolienne (sables ronds-mats, remaniés du Quaternaire ancien);

— sur ces dépôts de base repose un complexe de sédiments fins d'âge holocène : argiles sableuses, puis limons éoliens remaniés; ils témoignent d'écoulements réduits, en milieu tempéré. Au début de l'Holocène, les limons éoliens (déposés en milieu périglaciaire aride) formaient encore une chape continue sur le relief; ils furent érodés à la suite des déforestations néolithiques et de celles de l'âge du Fer. L'érosion de ces limons des plateaux et leur étalement sur le lit majeur en période de crue, se poursuivent activement aujourd'hui, par suite de la mise en culture presque totale des terres. Certains minerais sont trouvés dans la fraction

(*) le diagramme de la fig. 1 est le résumé du diagramme original, qui comprend 94 niveaux.

sableuse des alluvions fines, mais seulement à l'état de traces : cassitérite (sur les massifs granitiques de Princé et du *sillon de Bretagne*), stibine et galène (500 m au Nord-Est de Frossay et la Marie-Avé), cinabre (le Pont-Jamais, à 1,5 km au Nord de Saint-Père), barytine (le Moulinet, à 10 km au Sud-Ouest de Frossay, ainsi qu'à 2 km de cette localité), molybdénite (à la Basse-Mornais, à l'Équemardière, à la laiterie de la Claie et le long du ruisseau du Moulin de la Barre).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

LP. Recouvrement des plateaux. Sables et limons éoliens, sur matériaux remaniés sur place. Comme sur le territoire des feuilles voisines Nantes et Machecoul, ces limons sont largement répandus sur le socle, mais ils ne sont en place que sur les surfaces subhorizontales, par exemple sur la plate-forme qui domine, au Sud, le relief de faille allant de la Roussellerie à la Sicaudais; partout ailleurs, ils sont plus ou moins remaniés sur les pentes et mêlés à des débris rocheux ou des formations résiduelles. Leur épaisseur actuelle est de 10 à 80 cm; lorsqu'ils sont en place, ces limons sont fins, beiges en surface, jaunes en profondeur. Les sols podzoliques qui y sont formés comportent localement un horizon lessivé blanc, constitué par une très fine poudre de quartz, peu fertile et de pH acide (5 à 6). Dans l'horizon B, enrichi en argile et de couleur jaune, domine l'illite, accompagnée d'un peu de kaolinite. La fraction sableuse est très éolisée (90 % de grains mats, à la taille de 100 à 200 microns); au voisinage des dépôts de sables pliocènes, les limons s'enrichissent en grains luisants. Ils proviennent du soufflage des poussières arrachées au socle cristallin altéré, et de sables remaniés, éolisés au début du Quaternaire, en milieu périglaciaire aride. On y trouve le cortège des minéraux lourds des sables pliocènes (staurotide, andalousite, disthène, etc.), mêlé à celui des sables étendus sur le plateau continental, exondé en période de bas niveau marin (riches en épidoite et grenat avec glaucophane et chloritoïde); l'apport des sables de Loire se traduit, en particulier, par l'abondance de l'augite et la présence d'hypersthène. Le hornblende verte est très fréquente, au voisinage des nombreux affleurements d'amphibolite, entre Paimbœuf et le Mignon.

Les limons reposent sur des nappes de solifluxion ou sur un mince cailloutis de galets de quartz, souvent jaunis ou rougis, et parfois très éolisés et à facettes (moulin de la Guerche, la Vallée, la Prégaunderie). Ils se sont déposés pendant une phase sèche et froide du Pléniglaciaire wurmien; on peut déduire de la répartition des cortèges de minéraux lourds que les vents dominants soufflaient alors de l'Ouest ou du Sud-Ouest, comme actuellement (M. Ters, 1957).

Au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, les limons ont été en grande partie déplacés sur les pentes, ou complètement arrachés; une partie se trouve aujourd'hui accumulée à la partie supérieure du remblaiement de fond de vallée, sur les alluvions périglaciaires où ils constituent une partie importante du colmatage flandrien.

C. Dépôts de versants. Colluvions, formations de solifluxion, limons et sables (Würm à Actuel). Sur la presque totalité du relief, la roche en place est masquée par des dépôts de pente: coulées de solifluxion formées en milieu périglaciaire humide ou colluvions d'âge holocène, dues aux déforestations du Néolithique, de l'âge du Fer et de la période historique. La superposition des deux types de dépôts est parfois visible, mais là où la pente est un peu forte, ils se sont mélangés; ils peuvent avoir été remaniés à maintes reprises, par défaut de couverture végétale. Leur épaisseur courante est de 0,5 à 1 m, mais elle peut atteindre 2 à 3 mètres. L'origine de leurs matériaux est toujours très locale: arène granitique, fragments de quartz filonien ou de pegmatite des porphyroïdes, esquilles de roches cristallophylliennes (leptynites et amphibolites), sables pliocènes, sables et galets des terrasses fluviales quaternaires, le tout emballé dans les argiles d'altération du socle.

Sur les plateaux en pente faible, ces dépôts sont partout présents sous la couverture de limons éoliens, ou remaniés avec eux et transportés à quelque distance. Entre Saint-Brévin et Saint-Viaud, le massif granitique est tapissé d'arènes à fragments de quartz filonien ; concentrées dans les vallons, elles donnent à la partie en amont de ceux-ci une forme en berceau (dépression au Sud de la Simonais, la Petite-Voirie).

Dans les petites vallées débouchant sur les marais bordiers de la Loire, les coulées tapissent les versants, sur 0,5 à 1 m d'épaisseur ; elles remanient localement les restes des terrasses fluviatiles (**Fw**) et des sables pliocènes (**p2**) et sont constituées par un mélange d'argile, de limon, de graviers et de quartz roulés (le Pé-de-Buzay, Launay). A la Janais (3 km au Sud de Corsept), le vallon est encombré par de fins débris de leptynite, emballés dans du limon éolien remanié. A la Sauvageais et à la Crétinais, la haute vallée de la Bévinière est remblayée sur plusieurs mètres d'épaisseur, en contrebas des importants placages de sables pliocènes des environs de la Sicaudais. Au Nord-Ouest de Saint-Viaud, les débris de gneiss sont emballés dans du limon remanié. La Prairie de Mindin est bordée, à l'Est, par une épaisse colluvion de sable limoneux (la Basse-Prinais). Les larges dépressions des vallées du Boivre et du ruisseau des Ferrières sont presque entièrement colmatées par des dépôts de pente qui reflètent la nature du socle sous-jacent : débris de micaschiste, arène granitique et surtout sables fins pliocènes.

Au pied des talus des reliefs de faille tertiaires, l'épaisseur des dépôts de versants est particulièrement grande et peut atteindre 1 à 3 m : au Goust, un dépôt de couleur ocre ou rougeâtre, mêlé d'arène granitique, tapisse le pied du *sillon de Bretagne*.

« Dans la région de Lavau—Bouée—Cordemais, les affleurements rocheux sont rares ; presque partout, les gneiss ou les migmatites sont recouverts par des argiles plus ou moins sableuses ou graveleuses qui ont été regroupées sous le terme de dépôts de versants, bien que, localement, on observe des recouvrements de plateaux (zone au N.NW de Lavau) ou des alluvions fluviatiles (**Fw**) plus ou moins remaniées (zone à l'Est de Cordemais). Mais dans l'ensemble, ce sont principalement des dépôts de pente issus du talus du *sillon de Bretagne* et formés d'argiles bariolées ocre et jaune, avec des zones rubéfiées (régions de Bouée et au Nord-Est de Cordemais). » (J. Marchand).

Au pied du talus du Grand Moulin de la Brosse, les éboulis ont plus de 2 m d'épaisseur ainsi qu'au pied de l'important relief allant de la Sicaudais à la Roussellerie où les colluvions sableuses sont alimentées par les dépôts pliocènes.

Cγ. Colluvions alimentées par des granites. Dans les vallées qui traversent les massifs granitiques, les dépôts de versant sont constitués par un mélange d'arène et d'argile (kaolinite et illite), accompagnées de débris de quartz filonien (Sud de Saint-Viaud, la Roulière, la Pitardière).

X. Remblais, dépôts anthropiques. D'importantes zones de remblais, dus à des aménagements industriels récents sur la rive droite de la Loire, à l'Ouest de Donges (installations de raffineries), ainsi qu'à Cordemais (aménagement d'une centrale thermique) ont été représentées sur la carte.

Sur la rive gauche, les remblais recouvrent presque totalement l'île du Petit-Carnet, à l'Est de Paimbœuf.

REMARQUES STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

ENSEMBLES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE L'ANTICLINAL DE PAIMBŒUF

Dans la série métamorphique, il est possible d'identifier plusieurs ensembles dont la succession est donnée sur le tableau 1.

- A la base, les formations briovériennes sont essentiellement d'origine sédimentaire et détritique : gréso-pélimitique et grauwackeuse ; un niveau conglomératique (gneiss œillé) y est intercalé à Saint-Brévin-l'Océan ; les niveaux hyper-alumineux et ferrifères (kinzigites) y sont abondants.
- Au-dessus, intercalé dans le même encaissant métamorphique (M_{pa}) reposent :
 - un complexe basique d'origine sédimentaire, dérivant de bancs marneux à structure finement litée (gneiss à pyroxène et wernerite, amphibolites du Roiloup et du Greix), identiques à ceux de Saint-Nazaire et de Saint-Joachim ;
 - un complexe de roches acides et basiques (leptynites et amphibolites de Paimbœuf) qui constitue vraisemblablement un équivalent volcano-sédimentaire, pénécotemporain, de la série marneuse du Roiloup.
- Ces termes basiques sont recouverts par des roches de faciès gréso-pélimitique, dans lesquels s'intercalent des bancs très siliceux (quartzites du moulin de l'Estunière).
- Des argillites ferrifères, très alumineuses, leur succèdent.
- Elles sont suivies par des psammites et des grauwackes, puis des argillites incorporant un niveau siliceux et graphiteux (phtanite et ampélites).
- Ces séries essentiellement marines sont recouvertes par une formation continentale volcano-sédimentaire (les porphyroïdes), d'âge imprécis (briovérien supérieur ou cambrien).

MÉGASTRUCTURES

Du Nord au Sud, on distingue :

- le flanc sud de l'*anticlinal de Cornouaille* (Donges, Lavau, Cordemais) ;
- l'extrémité nord-ouest, pincée, du *synclinal de Saint-Aignan-de-Grand-Lieu*, qui traverse le territoire des feuilles Nantes, Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Palluau et Montaigu, en direction NW—SE, depuis Vieilleville vers le Grand-Chêne, Saint-Aignan, Jasson, le Pé-de-Buzay, en direction de Lavau, dans le prolongement exact du grand synclinorium paléozoïque Saint-Fulgent—Mervent ;
- l'*anticlinal de Saint-Nazaire—Paimbœuf*, diverticule méridional du domaine de l'anticlinal de Cornouaille ;
- le *synclinal de Saint-Michel-Chef-Chef*, vaste pli couché isoclinal, très plat, déversé au Nord ;
- la bordure nord de l'*anticlinal de Chauvé*.

Ces structures plissées déversées au Nord, se poursuivent vers le Sud, où elles sont relayées par celles de l'*anticlinorium des Sables-d'Olonne* déversées au Sud. (cf. schéma structural).

MÉTAMORPHISME ÉO-DÉVONIEN

Dans le cadre de la feuille Paimbœuf, il est possible d'observer, en continuité, une série métamorphique complexe le long de la côte, depuis Tharon jusqu'à l'estuaire de la Loire. L'intensité du métamorphisme croît du Sud vers le Nord, le long du flanc sud de l'anticlinal de Saint-Nazaire, depuis la zone à chlorite jusqu'à la zone

TABLEAU 1. FACIÈS LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE L'ANTICLINAL DE PAIMBŒUF

Localisation	Notation sur la carte		Faciès métamorphique actuel	Faciès sédimentaire ou volcano-sédimentaire originel
Synclinal de Saint-Michel-Chef-Chef	ζ_p^3	Formations non mobilisées.	Porphyroïdes et mica-schistes à muscovite.	Coulées rhyolitiques, tufs et arkoses.
la Roussellerie	ξ_m^2 ξ_6^2 ξ_a^2		Micaschistes à muscovite, à bancs de microquartzites graphiteux. Micaschistes à deux micas. Micaschistes feldspathiques à deux micas (et staurotide).	Argilites à intercalations siliceuses et graphiteuses. Psammites et grauwackes.
Saint-Père-en-Retz, le rocher Flamand	ξ_{si}^2		Gneiss micacés à sillimanite.	Argilites ferrifères très alumineuses.
Moulin de l'Estunière	$\zeta^{\lambda}, \zeta^{\chi}$	Formations mobilisées à des degrés divers.	Quartzites et gneiss leptynitiques massifs ou feuilletés, à sillimanite.	Sables siliceux et argileux, grauwackes.
Mindin—Roiloup, le Greix Complexe de Donges—Paimbœuf—le Migron	δ^8 $\zeta^{\lambda}, \delta^{11}$		Gneiss à pyroxène et wernérite, amphibolites. Gneiss leptynitiques. Amphibolites.	Marnes finement litées, pénécontemporaines des faciès volcano-sédimentaires ci-dessous. Coulées acides et basiques interstratifiées.
Saint-Brévin—Corsept—Frossay	$M\zeta_{pa}$ $M\zeta^{\lambda}$ $M\gamma, \zeta^{\gamma}$		Métatexites à composition surtout quartzo-feldspathique, à lits kinzigitiques. Gneiss œillés (Saint-Brévin-l'Océan).	Sables siliceux, sables argileux, grauwackes à lits hyper-alumineux, avec arkoses intercalées (le Pointeau).

à sillimanite (qui semble succéder directement à la zone à staurotide, le disthène n'ayant pas été observé). La série comporte les faciès suivants :

- des schistes à chlorite et séricite (la Source, le Redois),
- des schistes à muscovite (le Redois),
- des micaschistes à deux micas (moitié sud des roches de la Roussellerie),
- des micaschistes à grenats et staurotide (moitié nord des roches de la Roussellerie),
- des micaschistes et des gneiss à staurotide et sillimanite (le rocher Flamand, Saint-Père-en-Retz),
- des gneiss à feldspath potassique, albite, sillimanite-fibrolite, cordiérite et grenat (Saint-Brévin, Corsept),
- des anatexites (Corsept, Saint-Brévin).

Il n'y a pas de hiatus entre un bloc migmatitique au Nord et une série épizonale au Sud.

Les paragenèses observées dans les séquences pélitiques et grauwackeuses sont typiques des séries de type barrowien. Cependant, dans la partie la plus profonde de la série métamorphique (gneiss $M_{\zeta_{pa}}$ et gneiss à pyroxène δ^8), on observe des reliques pourvues de paragenèses de faciès *granulite*, dans les niveaux basiques du Roiloup et du Greix (avec diopside, pargasite, dipyre, rutile, sphène et plagioclase anti-perthitique). Mais ces reliques de haute pression témoignent déjà d'une évolution rétrograde par rapport à celles qui ont été décrites par C. Thépault (1973) dans les gneiss granulitiques à disthène de la darse de Penhoët et par D. Bideau (1974) dans le substratum de l'estuaire de la Loire, entre Saint-Nazaire et Mindin. Ces gneiss, qui sont homologues des gneiss $M_{\zeta_{pa}}$ de Paimbœuf, comportent une paragenèse primaire granulitique de HP : quartz, feldspath alcalin, plagioclase antiperthitique, *disthène*, grenat, biotite, rutile, corindon, spinelle, zircon, monazite, apatite. Dans les cipolins et les gneiss à pyroxène de Ville-ès-Martin existent aussi des paragenèses primaires *granulitiques*, avec calcite, dolomite, phlogopite, pargasite, scapolite, sphène, spinelle, chondrodite. L'identité litho-stratigraphique des gneiss à pyroxène de Mindin—Corsept (δ^8) avec ceux de Saint-Nazaire et l'identité de leurs caractères structuraux conduisent à penser que ces deux ensembles, seulement séparés par la Loire, ont eu une même évolution tectono-métamorphique : le métamorphisme initial était de type *granulitique*. Toutefois, les reliques en sont mieux conservées à Saint-Nazaire, dans le cœur de l'anticlinal, qu'au Sud de la Loire.

La granulitisation de ces niveaux profonds des terrains briovériens s'est faite pendant une phase précoce de l'orogénèse éo-dévonienne, suivie par des phases rétrogrades avec diminution de la pression ; D. Bideau (1974) a pu distinguer plusieurs phases de rétomorphose à l'intérieur même du faciès *granulite* : ainsi, le disthène initial est déstabilisé et passe progressivement à de la sillimanite prismatique. L'aspect très progressif de la rétomorphose implique une continuité des phénomènes de métamorphisme, depuis les phases à très haute pression jusqu'aux phases de HT/MP.

La partie profonde des terrains affectés par le métamorphisme barrowien a été atteinte par une mobilisation anatectique plus ou moins intense, effectuée en milieu plus hydraté que précédemment ; elle s'est faite sentir jusqu'aux micaschistes à sillimanite du rocher Flamand (inclus). Les termes métapélitiques et grauwackeux se sont montrés plus sensibles à la fusion anatectique que les niveaux carbonatés ou basiques (où sont conservées les reliques de faciès *granulitique*). Métamorphisme régional et mobilisation anatectique sont pratiquement en continuité, sans changements visibles dans l'orientation des contraintes : la schistosité de flux conserve la même orientation dans les deux cas ; les plis pygmatiques et les plis couchés dans lesquels ils sont emboîtés ont des plans axiaux parallèles.

La série métamorphique de la feuille Paimbœuf est donc polyphasée : après la

phase précoce de haute pression, la phase majeure, de type barrowien, est contemporaine de la formation des plis couchés de phase II. Elle précède de très peu les phénomènes anatectiques.

PHASES DE PLISSEMENT

Plusieurs phases de plissement et d'accident cassant peuvent être observées.

Phase I. Dans un premier temps, se développent la foliation et la schistosité de flux S1, concordantes avec la stratification S0. Des amygdales et des lits de quartz se forment dans les schistes et les micaschistes, et des pegmatites d'exsudation dans les gneiss.

Phase II. Elle se manifeste par une foliation et une schistosité de plan axial S2, associée à des plis souples de même plan axial que S0 et S1, visibles à tous les niveaux structuraux; ils affectent aussi bien les veines leucosomiques des métatexites (la Courance, le Pointeau) que les pegmatites d'exsudation des gneiss et des porphyroïdes et que les lentilles de quartz des schistes à séricite (la Roussellerie). Ces plis sont de taille métrique, isoclinaux, plus ou moins couchés, parfois subhorizontaux et souvent empilés par séries de trois ou quatre (photo 2) comme dans le Silurien de Brétignolles (feuille Palluau-Ile d'Yeu à 1/80 000); à l'intérieur du pli principal, certains lits sont redoublés, à plusieurs têtes; les charnières sont généralement pointues et étirées, mais dans le cœur du pli, lorsque les bancs sont très compétents, la charnière peut être arrondie. Au Pointeau, un pli couché atteint une taille décamétrique.

Une forte linéation d'étirement est parallèle aux axes de ces plis; elle est particulièrement spectaculaire dans les porphyroïdes et dans les gneiss œillés de Saint-Brévin-l'Océan (photo 3).

Dans les zones anatectiques, les lits leucosomiques intercalés dans la trame gneissique et épais à 1 à 5 cm, sont entraînés dans les plis de phase II. Plus souples que le gneiss encaissant, ils sont souvent repliés sur eux-mêmes en une multitude de petits plis parallèles, parfois jointifs, de plan axial parallèle à celui du pli couché métrique qui les enveloppe. On peut observer localement l'emboîtement des plis ptygmatisés dans les plis couchés: ils ont mêmes plans axiaux et même plongement de leurs axes (la Courance, le Pointeau) (photo 1). Ainsi, la formation des plis couchés de phase II est contemporaine de la mobilisation en veines leucosomiques. Mais elle précède l'anatexie totale dans les zones granitisées, les plis se fondant peu à peu dans la masse ainsi homogénéisée. Dans les faciès granulitiques, très massifs (δ^B), de la formation M_{pa} , les plis couchés empilés, de taille métrique, sont un peu plus ouverts et les charnières plus arrondies: ces dernières sont parfois renflées et remplies de leucosome (le Gros-Buisson).

Rappelons qu'en Vendée, à Brétignolles, les plis couchés I et II sont postsiluriens (M. Ters, 1970). Le gisement de la Ville-dé-d'Ardin prouve qu'ils sont anté-giviniens. D'autre part, en Bretagne méridionale, la formation des granites d'anatexie est datée de 375 M.A. (Ph. Vidal, 1976).

Les phases I et II se rapportent donc à l'orogénèse éodévonienne (M. Ters, 1977). Quels qu'aient pu être les événements antérieurs, aucune trace de plissement plus ancien n'a pu être trouvée. Les surfaces S1 et S2 sont toujours concordantes avec S0.

L'orientation première des plis de phase II est E—W; cette direction a été déviée ensuite à plusieurs reprises, au cours des événements hercyniens, par divers phénomènes de torsion, soit en direction sud-armoricaine (N 110° à N 130°E) soit en direction subméridienne (entre Mindin et Saint-Brévin-l'Océan) soit en direction quelconque. La direction N 50°E n'est pas une direction de plissement, mais résulte

de la torsion tardive de plis déjà formés. Sur les vastes espaces bien dégagés des estrans, on peut suivre les déformations des bancs, en marches d'escalier ou en zig-zags.

Phase III. *Des plis en chevrons*, centimétriques à métriques, sont très fréquents, comme dans les schistes et micaschistes de Saint-Gilles (feuille Machecoul), ou dans les porphyroïdes de Brétignolles (feuille Palluau-Ile d'Yeu à 1/80 000). Leurs plans axiaux recoupent la foliation sous des angles variés. Ils sont visibles aussi bien dans l'épizone (porphyroïdes du Redois, micaschistes et grès de la Roussellerie, photo 4), que dans les micaschistes à staurotide et les métatexites (la Courance, le Pointeau). Ils sont accompagnés par une schistosité de fracture très prononcée, avec rupture des charnières.

Phase IV. *Plis droits ouverts, en ondulations ou en tuiles*. Ils sont obliques, par rapport aux plis de phase II. On les observe partout, à l'échelle décimétrique à métrique (le Redois) et à l'échelle décamétrique (au Pointeau). Les plis sont droits, ou légèrement déversés; la schistosité de fracture y est faible. Des *kink-bands* leur sont souvent associés.

Les phases III et IV, de niveau structural superficiel, sont vraisemblablement d'âge hercynien.

TECTONIQUE CASSANTE HERCYNIEUNE. ZONES DE BROYAGE ET DE TORSION.

De grands cisaillements W.NW—E.SE accompagnent au Nord-Est, le long du *sillon de Bretagne*, les intrusions de granite syncinématiques, décrites par J. Cogné (1960). Leur mise en place, vers 320 M.A., a été suivie d'une intense blastomylonitisation.

Il existe, en outre, de nombreuses zones de broyage, orientées N 120° à N 90°E :

- à la lisière sud du complexe de Paimbœuf, entre Corsept, Saint-Viaud, la Ternais et la Bernerie; les mylonites sont épaisses entre la Bernerie et la Lande;
- de l'Ouest de l'île Saint-Nicolas vers les marais de la Pétoalais et la Moustrie. Le long de ces zones de broyage, le quartz et le feldspath sont craquelés; la biotite et les grenats sont partiellement chloritisés;
- le long des marais de la Grognais, en direction de la Caillonnaière;
- le long du ruisseau des Ferrières, vers le Coprès et le Pas Morin;
- le long de la vallée du Boivre;
- sous la forêt de la Guerche et l'étang des Moineries.

Un décrochement dextre de 1 km environ cisaille les leptynites, entre Paimbœuf et la Ville-en-Bois, en direction N 50°E. Un décrochement senestre longe l'estuaire, entre Saint-Nazaire et Mindin.

Le long de la côte, le rabattement des couches vers le Sud-Ouest est spectaculaire. Les bancs sont ondulés en zig-zags, passant rapidement d'une direction N 90°—N 110°E à une direction subméridienne, avec des pendages vers l'Ouest. Ces distorsions paraissent en relation avec la faille senestre de l'estuaire de la Loire.

La tectonique posthume a réutilisé les accidents hercyniens : *sillon de Bretagne*, faille de la Roussellerie à la Sicaudais et Buzon, faille du Plessis-Grimaud et du Gros-chêne, alvéole de la forêt de la Guerche, etc. Des rejeux post-pliocènes ont eu lieu sur l'emplacement des failles précretacées et pré-éocènes.

GRANITOÏDES

Ils se rapportent à plusieurs épisodes de granitisation : anté-, syn- et post-métamorphes.

● *Le granite gneissique de Beau-Séjour* ($\gamma^3\zeta$) a été initialement intrusif dans les terrains briovériens des régions de Paimbœuf et de Machecoul. Atteint comme ceux-ci par le métamorphisme éo-dévonien, il comporte une foliation très marquée, parallèle à celle de l'encaissant de gneiss ou de micaschistes. Il est moins métamorphique à l'Ouest (dans les schistes épizonaux) qu'à l'Est (dans les gneiss à sillimanite de Rouans).

Ce granite se prolonge à l'Est sur le territoire de la feuille Nantes où il est représenté sous le signe $\zeta^1\lambda$. Le massif orthogneissique du Pellerin (à quelques kilomètres au Nord-Est), à faciès tantôt oëillé, tantôt leptynitique, a des caractères très voisins de ceux de l'orthogneiss $\gamma^3\zeta$.

● *Le granite γ situé au Sud de la Loire* a un mode de gisement composite : à l'Ouest et au Nord, c'est un massif anatectique qui passe en continuité aux métatexites de Saint-Brévin et de Saint-Viaud, qu'il imprègne irrégulièrement en y laissant de nombreuses restites. Par contre, au Sud, ses contacts avec les gneiss sont francs (Saint-Père-en-Retz) et il prend les caractères d'un granite intrusif. On ne dispose d'aucun âge radiométrique pour ce massif, mais dans l'anticlinal de Cornouaille (dont l'anticlinal de Paimbœuf est un satellite), l'extrême fin de l'anatexie est localement évaluée à 360-370 M. A. (Ph. Vidal, 1976).

● *Le granite à biotite γ^1* est intrusif dans le complexe leptyno-amphibolique de Paimbœuf; ses limites avec l'encaissant sont franches : mais la présence de nombreux septa de roches acides ou basiques à l'intérieur du massif lui donne, comme au pointement de Mindin, un caractère anatectique.

● *Le granite à deux micas γ_{b-m}^1 situé au Nord de la Loire* est post-métamorphique et fait partie du grand ensemble des leucogranites hercyniens sud-armoricains, datés à 320 M. A. (Ph. Vidal, 1973). Le granite de Lavau en constitue une variété.

● *Le feuillet leucogranitique des Rochelets* appartient au même ensemble que le précédent.

ARCHÉOLOGIE (*)

Un site paléolithique est connu, au moulin des Chevaliers (en Saint-Brévin).

De très nombreux sites néolithiques existent dans la commune de Saint-Michel-Chef-Chef (éclats de silex, haches polies, molettes de grès) : le Pas du Gû, la Noue, les Gâtineaux, la Mainguinière, le Cormier, etc.

Un site de l'âge du Bronze (moyen et final) existe sur l'estran de la Roussellerie, vers -1 m NGF. Daté de 3175 ± 200 ans BP, il est recouvert par de la tourbe. Sur la côte, à la base des dunes, on observe fréquemment un paléosol, dans lequel on a trouvé de la céramique du Bronze final (la Courance) ou du Bronze moyen (la Roussellerie). De la céramique Halstatt existe dans un sol interdunaire, à la Roussellerie : les dunes se sont donc installées entre la fin de l'âge du Bronze et le début de l'Halstatt, pendant une période de bas-niveau marin où les estrans dégagés fournissaient un matériel sableux abondant (bas-niveau de Belle-Ile, cf. M. Ters, 1973). Le niveau moyen était alors compris entre -4 et -8 m NGF.

Des restes de briquetage (sites à sel) de l'époque romaine sont fréquents sur la côte ; à la Frenelle, le site est daté de 1940 ± 150 ans BP, à la Pouplinière, de 1950 ± 110 ans BP.

Des camps gaulois, entourés de fossés circulaires concentriques, ont été explorés aux Rochelets (en Saint-Brévin) et aux Fougerais (en Saint-Michel).

Une dizaine de dépôts de *débris de cuisine* sont connus, depuis le Mésolithique jusqu'à l'époque médiévale.

(*) d'après les travaux du Dr Tessier.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Alluvions

La principale formation aquifère est constituée par les alluvions de la Loire qui couvrent une large superficie de la feuille Paimbœuf. Les ressources sont subordonnées au fleuve et des débits de pompage importants ne peuvent être maintenus que dans la mesure où la Loire en assure la réalimentation.

Le prélèvement d'eau de la Loire à travers les sables, lorsque ces derniers existent sur une épaisseur suffisante, peut cependant présenter des avantages certains par rapport aux prises directes au fil de l'eau : eau filtrée (élimination des inconvénients dus au bouchon vaseux), eau bactériologiquement épurée ; au niveau des pompes, suppression des problèmes liés au marnage et à la présence d'algues gênantes. Par contre le problème de la teneur en sel reste entier dans la zone du biseau salé.

Des captages fonctionnent pour l'alimentation en eau potable de Paimbœuf, au niveau de Frossay, à la Blonnetais et à la Tuffelais (cf. 481-7-17).

Le socle

Bien qu'encore peu connues, les ressources en eau des formations anciennes (roches intrusives et métamorphiques, mylonites) sont très probables, mais distribuées de façon extrêmement hétérogène. De telles formations, pour peu qu'elles soient affectées de discontinuités (cassures, filons, altérations différentielles), peuvent localement être aquifères et permettre de répondre de façon économique, à des besoins limités (petites collectivités, entreprises agricoles ou industrielles, particuliers), si le débit recherché ne dépasse pas une à quelques dizaines de m³/h. Le captage de l'eau dans le socle est, rappelons-le, à réaliser par forages pouvant dépasser 50 m de profondeur.

RESSOURCES MINÉRALES

Matériaux de construction et d'empierrement

Les anciennes petites carrières, ouvertes pour la construction d'une ferme ou le remblai d'une route, ont été très nombreuses, mais sont abandonnées. Les grandes carrières ayant exploité le granite de la zone broyée sud-américaine, plus dur et plus cohérent que le granite ordinaire ou le granite orienté, sont aussi abandonnées (l'Angelleraie, la Jaunais, le Goust, la Charpenteraie).

Les exploitations encore en activité exploitent le granite de Beau-Séjour ($\gamma^3\zeta$), qui fournit des moellons pour la construction et éventuellement des granulats, et surtout les amphibolites et leptynites du complexe de Paimbœuf (carrière du Gros-Buisson) qui sont utilisées pour granulats et ballast.

Gîtes minéraux

Ilménite. Les sables de plage de l'embouchure de la Loire renferment de l'ilménite en particulier à Saint-Michel-Chef-Chef (00-4 001). Les concentrations sont très localisées et sans intérêt économique.

Amiante. Ch. Barret, dans sa Minéralogie de la Loire Inférieure (1898), signale la présence d'amiante dans les serpentines de la Rigaudais (2-4 002).

Wolfram. Ce minéral a été observé en pierres volantes (mylonites) près de la Touche (4-4 001).

Uranium. Zone d'indices au Sud-Est de Savenay s'étendant sur une dizaine de kilomètres.

A la Charpenterais (4-4 002), la minéralisation uranifère est liée à un filon-brèche de silice rouge orienté N 70° E : autunite, chalcopite et localement produits noirs ; un peu de pechblende a été trouvé. Diffusion très large aux épontes.

A la Babinais (4-4 003, 4-4 004) : produits d'oxydation liés à une petite formation de fluorine.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional* : **Poitou, Vendée, Charentes**, par J. Gabilly et al., 1978, Masson, Paris.

SONDAGES

La plaine alluviale comme le lit de la Loire ont fait l'objet de très nombreux travaux de reconnaissance par sondages : études pour aménagements portuaires, implantations de zones industrielles, recherches d'eau ou de matériaux de construction.

Plus de 1 100 sondages existent au Service géologique régional Pays de Loire. Les principaux renseignements ont été informatisés (position géographique ; cote du toit du socle, notamment). Consultation peut en être faite soit à Nantes, pour les documents originaux, soit, par le biais de l'ordinateur : à Orléans (Banque des données du sous-sol. B.R.G.M., B.P. 6 009, 45018 Orléans-Cédex) ou à Paris (Centre de consultation des sondages, 6-8, rue Chasseloup-Laubat, Paris 15^e). Cette documentation permet de mieux cerner, dans le lit de la Loire, la morphologie tourmentée du socle sous les alluvions. Elle confirme la présence de paléochenaux parfois étroits et profonds, dont le tracé évoque dans certains cas une origine tectonique (failles, blocs effondrés ou surélevés).

F. Biteau fait le point des interprétations possibles pour la paléomorphologie de la basse vallée de la Loire, entre Nantes et Saint-Nazaire, dans son diplôme d'études approfondies. Le lecteur se reportera utilement à ce travail, synthèse de tous les renseignements acquis ou des études faites à ce jour dans la plaine alluviale de la Loire. La présente notice en donne quelques extraits relatifs à la feuille Paimbœuf (coupes 1 à 5, courbes isobathes du socle au niveau de Cordemais).

LISTE DES SONDAGES FIGURÉS SUR LA CARTE

(ou cités dans la notice)

N° d'archivage au S.G.N.	Coordonnées Lambert			Épaisseur des alluvions arrondie au m	z1 Cote NGF du toit du socle (altéré ou non) arrondie au m
	x	y	z (NGF) arrondi au m		
479-4-0158	259.421	264.112	- 11	> 34	- 45
480-1N-0009	265.665	265.605	- 10	28	- 38
480-1N-0013	262.880	267.300	+ 2	16	- 14
480-1N-0014	261.000	266.100	+ 3	38	- 41
480-1N-0015	263.820	266.310	+ 3	18	- 21
480-1N-0020	263.140	266.130	+ 4	15	- 19
480-1N-0032	260.030	267.460	+ 3	21	- 18
480-1N-0037	260.625	267.680	+ 3	31	- 28
480-1N-0041	261.015	267.750	+ 2	8	- 6
480-1N-0042	260.945	267.420	+ 3	36	- 33
480-1N-0045	261.885	267.800	+ 3	3	0
480-1N-0048	260.880	266.885	+ 3	42	- 39
480-1N-0050	260.180	265.865	+ 3	18	- 15
480-1N-0052	260.145	266.515	+ 3	20	- 17
480-1N-0053	261.810	267.115	+ 4	8	- 4
480-1N-0061	261.293	267.103	+ 3	21	- 18
(1-62 sur la carte)					
480-1N-0063	260.560	266.940	+ 3	20	- 17
480-1N-0066	261.290	267.440	+ 3	1	+ 2
480-1N-0067	260.596	267.496	+ 3	43	- 40
480-1N-0072	263.095	265.595	- 17	6	- 23
480-1N-0075	264.650	265.820	+ 2	33	- 31
480-1N-0083	265.000	265.802	+ 4	42	- 38
480-1N-0090	264.882	266.600	+ 5	10	- 5
480-1N-0095	265.505	266.145	+ 3	10	- 7
480-1N-0116	262.370	266.200	+ 2	15	- 13
480-1N-0117	262.005	265.700	+ 4	24	- 20
480-1N-0118	260.810	265.400	+ 4	24	- 20
480-1N-0156	261.790	265.290	- 7	26	- 33
480-1N-0157	260.547	264.864	- 4	40	- 44
480-1N-0161	260.498	266.000	+ 4	32	- 28
480-1N-0162	261.263	265.585	+ 5	27	- 22
480-1N-0163	261.155	266.123	+ 5	20	- 15
480-1N-0164	260.460	265.381	+ 3	43	- 40
480-1N-0187	262.611	265.776	+ 4	28	- 24
480-1N-0192	262.767	265.602	+ 4	36	- 32
480-1N-0194	263.965	263.572	- 3	12	- 9
480-1N-0200	262.610	265.160	- 6	35	- 41
480-1S-0201	262.806	264.502	- 2	45	- 47
480-1S-0202	263.008	263.780	- 3	34	- 37
480-1S-0203	263.190	263.140	- 3	2	- 5

N° d'archivage au S.G.N.	Coordonnées Lambert			Épaisseur des alluvions arrondie au m	z1 Cote NGF du toit du socle (altéré ou non) arrondie au m
	x	y	z (NGF) arrondi au m		
480-1N-0204	263.842	265.335	- 6	29	- 35
480-1N-0205	263.878	264.734	- 2	48	- 50
480-1S-0206	263.902	264.103	- 3	38	- 41
480-1S-0208	260.920	263.015	- 4	18	- 22
480-1S-0210	261.631	263.334	- 5	17	- 22
480-1S-0214	261.825	262.806	- 5	20	- 25
480-1S-0215	261.648	264.064	- 1	2	- 30
480-1N-0216	261.465	264.850	- 9	34	- 43
480-1N-0219	260.036	264.924	+ 6	13	- 7
480-1S-0236	260.000	264.042	- 7	26	- 33
480-1S-0237	259.948	263.617	- 3	4	- 7
480-1S-0238	260.140	263.153	- 5	29	- 34
480-1S-0240	263.895	264.536	- 2	39	- 41
480-1S-0241	263.936	263.854	- 3	35	- 38
480-1N-0242	260.095	264.788	+ 5	49	- 44
480-1S-0245	260.873	264.266	- 4	36	- 40
480-1S-0248	260.232	264.205	- 12	33	- 45
480-1S-0249	265.100	262.660	+ 3	20	- 17
480-1S-0251	266.415	263.832	- 2	39	- 41
480-1S-0259	262.700	262.038	+ 3	21	- 18
480-1S-0260	263.418	262.193	+ 3	6	- 3
480-1S-0262	263.909	262.285	+ 3	11	- 8
480-1S-0263	264.539	262.553	+ 3	1	+ 2
480-1S-0264	262.978	262.099	+ 3	0	- 3
480-1S-0265	265.431	262.768	+ 3	10	- 7
480-1S-0266	261.904	262.290	+ 3	4	- 1
480-1S-0269	262.222	262.037	+ 3	3	0
480-2S-0017	271.670	262.490	+ 3	8	- 5
480-2N-0025	269.780	266.835	+ 3	5	- 2
480-2N-0032	269.750	267.325	+ 3	4	- 1
480-2N-0034	270.775	266.785	+ 3	4	- 1
480-2N-0036	270.240	267.217	+ 3	9	- 6
480-2N-0037	270.455	267.607	+ 3	5	- 2
480-2N-0045	268.265	265.525	- 1	35	- 36
480-2N-0048	268.995	265.910	- 3	6	- 9
480-2N-0050	269.680	264.660	- 5	32	- 37
480-2N-0051	270.645	264.305	- 3	35	- 38
480-2N-0052	270.870	264.925	- 2	35	- 37
480-2N-0054	272.060	264.125	0	33	- 33
480-2N-0056	269.205	266.410	+ 3	5	- 2
480-2N-0057	269.855	266.465	+ 3	14	- 11
480-2N-0059	271.085	266.285	+ 2	3	- 1
480-2N-0062	272.825	265.555	+ 3	16	- 13
480-2N-0067	271.535	266.585	+ 3	17	- 14

N° d'archivage au S.G.N.	Coordonnées Lambert			Épaisseur des alluvions arrondie au m	z1 Cote NGF du toit du socle (altéré ou non) arrondie au m
	x	y	z (NGF) arrondi au m		
480-2N-0070	272.960	264.375	+ 2	39	- 37
480-2N-0075	271.985	264.715	+ 2	40	- 38
480-2N-0078	270.915	265.480	+ 3	11	- 8
480-2N-0082	271.855	267.210	+ 3	6	- 3
480-2N-0084	269.220	265.175	- 3	38	- 41
480-2N-0086	269.900	265.725	+ 3	7	- 4
480-2N-0088	271.700	265.285	+ 2	22	- 20
480-2S-0107	273.052	262.175	+ 3	14	- 11
480-2S-0108	272.700	262.280	+ 2	5	- 3
480-2S-0113	273.179	262.863	- 8	30	- 38
480-2S-0114	272.442	263.067	- 9	28	- 37
480-2S-0197	267.380	262.860	+ 3	9	- 6
480-2S-0198	268.230	263.080	+ 2	29	- 27
480-2S-0199	267.064	263.295	0	27	- 27
480-2N-0208	272.143	267.774	+ 2	13	- 11
480-2N-0216	271.843	266.913	+ 3	23	- 20
480-2N-0218	273.163	266.191	+ 4	16	- 12
480-3S-0001	274.418	262.470	+ 2	38	- 36
480-3S-0003	275.008	262.055	+ 3	41	- 38
480-3S-0007	273.775	263.570	- 2	28	- 30
480-3S-0008	274.215	263.855	+ 2	38	- 36
480-3N-0010	274.110	264.740	+ 3	9	- 6
480-3N-0012	273.995	265.410	+ 3	9	- 6
480-3S-0034	273.452	261.980	+ 3	4	- 1
480-3S-0035	275.320	261.250	+ 3	12	- 9
480-3S-0036	277.255	260.470	+ 4	25	- 21
480-3S-0037	277.585	261.715	+ 3	37	- 34
480-3S-0075	279.740	262.430	+ 2	5	- 3
480-3N-0077	279.300	263.830	+ 3	19	- 16
480-3N-0079	277.580	264.600	+ 3	6	- 3
480-3N-0081	276.720	265.060	+ 3	24	- 21
480-3S-0098	278.790	262.555	- 3	27	- 30
480-3S-0099	276.363	263.125	- 2	39	- 41
480-4S-0145	284.710	262.295	+ 2	3	- 1
480-4S-0149	280.995	261.365	- 8	20	- 28
480-4S-0174	280.350	262.990	+ 3	10	- 7
480-7N-0006	279.440	254.665	+ 2	25	- 23
480-7-0017	279.480	256.240	+ 2	21	- 19
480-7-0018	279.455	255.445	+ 3	28	- 25
480-7N-0019	279.5	256.6	+ 2	29	- 27

N° d'archivage au S.G.N.	Coordonnées Lambert			Épaisseur des alluvions arrondie au m	z1 Cote NGF du toit du socle (altéré ou non) arrondie au m
	x	y	z (NGF) arrondi au m		
480-8-0002	285.750	256.150	+ 3	35	- 32
480-8N-0004	279.790	254.240	+ 2	26	- 24
480-8-0009	285.070	254.315	+ 3	16	- 13
480-8N-0022	280.45	256.1	+ 2	31	- 29

COMMENTAIRE DES COUPES 1 A 5 ET DE LA FIGURE 3

● **Coupe 1** : coupe transversale N.NE—S.SW, du Lavazais (Rohars amont) à la Chênaie, passant par l'île de la Maréchale et la boucle du Migron.

Dans cette zone le fleuve s'est étalé dans les trois chenaux donnant lieu à une vallée très large (plus de 3 km) : au Sud, un chenal s'est formé à -28 CM (= -31 NGF); au pied de la falaise, le chenal médian a été creusé jusqu'à -30 CM (-33 NGF) alors que le chenal principal au Nord atteint -37 CM (= -40 NGF). Dans la partie nord de la coupe on peut noter quelques ensembles traduisant des exutoires et la présence du bras de Cordemais.

La nature du socle est présentée comme des gneiss non différenciés.

Le remplissage alluvial débute par des sables et galets de base, bien développés (5 m dans le chenal principal) mais réduits à 3 m dans le chenal médian. Il se poursuit par une séquence de sables purs dans la zone médiane puis par un développement de sables vaseux et de *jalle* (*) alors qu'en surface on trouve des vases fines et molles bien visibles à la Maréchale et dans les prairies de Rohars.

● **Coupe 2** : coupe transversale N—S, à l'Ouest de Lavau-sur-Loire, allant de la carrière du Trou Bleu au hameau de Vieille Rue.

Dans cette zone, la Loire s'étalait très largement. On retrouve le bras principal sous l'île du Petit Carnet à la cote -39 CM (= -42 NGF) et une vaste zone de passage, en rive nord, sous l'île Chevalier. Une série de sables et graviers de base se retrouve au fond du chenal principal et, côté sud, au pied de la falaise rocheuse; côté nord, elle subsiste, à la fois au fond du chenal et sur le flanc de la rive droite. Il y fait suite une vaste série sableuse, puis la *jalle*. On notera la très forte épaisseur de vase sous l'île du Petit Carnet et sous le bras du Migron, ainsi que l'extension de cette séquence vaseuse sur la rive nord (de l'île Chevalier à Lavau).

● **Coupe 3** : coupe transversale N—S, de l'usine de la Grande Paroisse (rive nord), aux marais de Guigne (rive sud).

La Loire a découpé le substrat très irrégulièrement; de nombreux pointements rocheux ont en effet été laissés. Le chenal principal a été creusé jusqu'à la cote -48 CM (= -51 NGF) environ. Un second chenal est visible plus au Sud à -40 CM (= -43 NGF). De part et d'autre de la vallée, de petits affluents vont rejoindre le fleuve. La formation de base, traversée par plusieurs sondages, a des caractéristiques rappelant le Quaternaire ancien : il s'agit de sables jaunâtres, denses et compacts, parfois un peu argileux, associés à des blocs de rocher ou les surmontant. Cette série subsiste sous une grande épaisseur dans le chenal secondaire où elle atteint 7 m alors qu'elle n'excède pas 3 m dans le chenal principal.

(*) *Jalle* : terme régional désignant une alternance de sables et d'argiles compactes, en bancs centimétriques à décimétriques de type lenticulaire.

Le remplissage alluvionnaire continue par les sables et galets de base très abondants, atteignant la cote -18 CM (= -21 NGF) aussi bien en rive droite qu'en rive gauche. Le fleuve a ensuite déposé des sédiments à dominante argileuse, puis, dans la moitié nord du lit, des vases, alors que dans sa partie sud la série se termine par de nombreuses séquences sableuses.

● **Coupe 4** : coupe transversale, au niveau du pont Saint-Nazaire—Mindin.

Dans cette zone, le fleuve a creusé un chenal très large (800 m environ) et profond : il atteint la cote de -47 CM (= -50 NGF). Notons au Nord deux vallons provenant d'exutoires de la Brière. En rive sud, le même phénomène se retrouve avec le tracé d'un affluent de la rive gauche.

On trouve, comme en amont, une couche de galets et sables à la base du remplissage alluvionnaire : très mince dans l'axe du lit (épaisseur inférieure à 3 m), cette couche est plus importante sur les rives où elle a été mieux conservée. Le remplissage alluvionnaire d'âge récent post-glaciaire est formé d'une série argilo-sableuse.

● **Coupe 5** : coupe synthétique longitudinale de Donges à Saint-Nazaire, parallèle à la digue de Montoir, englobant la digue et la frange marine.

Le profil montre, au Sud-Ouest, un ancien exutoire de la Brière à une cote inférieure à -40 CM (= -43 NGF). Au niveau de l'usine Gardinier le socle remonte brusquement, ce qui laisse supposer la présence d'un horst. Le socle est recouvert par une nappe de graviers et de galets pouvant atteindre 9 m d'épaisseur et s'amincissant vers l'aval. Jalle, sables et vases molles finissent le comblement.

● **Courbes isobathes du toit du socle au niveau de l'île de Cordemais** (fig. 3).

L'île de Cordemais, siège d'une Centrale thermique EDF, a été reconnue par de très nombreux sondages. Une précédente publication (F. Ottmann et al., 1968) fait état des connaissances acquises par les premiers d'entre eux et rappelle la double origine de l'île : l'île de Cordemais résulte de la réunion, au XIX^e siècle, de l'île de la Calotte et de l'île de la Nation, à la suite de travaux (dignes en bois) qui ont favorisé le remplissage alluvionnaire.

La carte de la figure 3 tient compte de l'ensemble des sondages réalisés pour la Centrale et en ses environs. Elle montre la morphologie complexe de détail du socle enfoui sous les alluvions. On note la présence de rochers subaffleurants, orientés selon la direction sud-armoricaine (NW—SE). Le tracé *en baionnette* de l'ancien lit entre les îles de la Nation et de la Calotte évoque une capture par faille. Au Nord du rocher de la Calotte, la vallée profonde est creusée dans des gneiss fortement kaolinisés et de dureté très réduite ce qui a facilité le passage du réseau hydrographique.

Le chenal navigable passe au-dessus des contreforts de l'île de Cordemais : ces derniers sont trouvés fréquemment au niveau des cotes marines -7 , -8 (soit -10 à -11 NGF), ce qui posera des problèmes si l'on envisage l'approfondissement du chenal.

La nature du socle est assez bien connue au niveau des îles de la Calotte et de la Nation : il s'agit de gneiss micacés, fins et œillés, exception faite de la bordure sud où l'on trouve une zone de micaschistes violacés.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN Cl. (1971) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- AUDREN Cl., COGNÉ J. et PEUCAT J.-J. (1977) — La cordillère ligérienne : une évolution orogénique siluro-dévonienne, en bordure méridionale du domaine varisque médio- et ouest européen. 5^eR.A.S.T., p. 26.
- BARBAROUX L., GALLENNE B., OTTMANN F., MARGEREL J.-P. (1974) — Évolution de l'estuaire de la Loire au Quaternaire. *Mém. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, 7, p. 267-274.
- BARBAROUX L., DUPLESSY J.-C., MARGEREL J.-P., VISET L. (1974) — Variations climatiques et sédimentologiques récentes (période : Atlantique à Actuel) dans l'estuaire de la Loire. Mise en évidence d'épisodes lagunaires. *C.R. Acad. Sci.*, 278, D, p. 573-576.
- BARET C. (1898) — Minéralogie de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest Fr.*, t. 8, fasc. II.
- BEQUET A.-M. (1972) — Contribution à la connaissance du remblaiement holocène de la basse vallée de la Loire. *Mém. E.P.H.E.*, sect. Sc. nat., Paris.
- BIDEAU D. (1974) — Étude pétrographique des migmatites et roches associées de la région de Saint-Nazaire. Évolution métamorphique du substratum de l'estuaire de la Loire. D.E.A., fac. sc., Nantes.
- BITEAU F. (1978) — Morphologie du substratum et remplissage alluvionnaire de la vallée de la Loire, entre Nantes et Saint-Nazaire. D.E.A., fac. sc., Nantes.
- BUREAU L. (1900) — Notice sur la géologie de la Loire Inférieure. « Nantes et la Loire-Inférieure », III, p. 99-522.
- COGNÉ J. (1960) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. Carte géol. France*.
- COGNÉ J., HASSENFORDER B. (1975) — Tectoniques superposées dans les séries polymétamorphiques de la Basse-Loire (région de Saint-Nazaire). *Sc. géol.*, bull. 28, 3, p. 225-237, Strasbourg.
- HASSENFORDER B. (1970) — Étude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire (feuille Saint-Nazaire à 1/50 000). Thèse 3^e cycle, Strasbourg.
- JEGOUZO P. (1973) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins et des granites en Basse-Vilaine. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- LACROIX A. (1889) — Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et roches à wernérites. *Bull. Soc. fr. Minér.*, 12, p. 83-364.

- LASNIER B. (1968) — Le massif de péridotite serpentinisée à amas d'éclogite de Sem-en-Donges et ses annexes (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest Fr.*, t. LXV.
- OTTMANN F., ALIX Y., LIMASSET O. (1968) — Sur le lit ancien de la Loire, dans son cours inférieur. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 2, p. 27-56.
- TERS M. (1957) — Limons éoliens en Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci.*, 244, p. 3162-3164.
- TERS M. (1960) — La Vendée littorale. Étude de Géomorphologie. Thèse, Rennes.
- TERS M. (1972) — Notice explicative de la feuille Palluau-Ile d'Yeu à 1/80 000, B.R.G.M., 60 p.
- TERS M. (1973) — Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français. 9^e Congrès INQUA, suppl. *Bull. A.F.E.Q.*, p. 114-135.
- TERS M. (1977) — Le Paléozoïque du Massif vendéen. 5^e R.A.S.T., p. 444.
- TERS M., FARA A. (1968) — Sur quelques gisements de haut niveau marin entre la Loire et la Sèvre niortaise. *Bull. A.F.E.Q.*, 1, p. 19-43.
- TERS M., PLANCHAIS N., AZEMA C. (1968) — L'évolution de la basse vallée de la Loire, à l'aval de Nantes, à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne. *Bull. A.F.E.Q.*, 3, p. 217-246.
- THEPAULT C., (1973) — Étude pétrographique des cipolins et roches associées de Penhoët (Saint-Nazaire). D.E.A., fac. sc., Nantes.
- VIDAL Ph. (1973) — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XV, p. 239-245.
- VIDAL Ph. (1976) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes.
- VISSET L., BARBAROUX L. (1972) — Étude palynologique du sondage C II, Mindin, Saint-Nazaire. *C.R. Acad. Sci.*, 274, D, p. 1269-1271.
- VISSET L. (1973) — Étude palynologique des sondages A1 (Montoir) et CX (Saint-Nazaire-Mindin). *C.R. Acad. Sci.*, 277, p. 2469-2472.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Saint-Nazaire* : 1^{re} édition (1897), par Ch. Barrois ;

2^e édition (1949), par Ch. Barrois.

Feuille *Nantes* (1926), par L. Bureau, G. Ferronnière.

Feuille *Nantes—Ile du Pilier* (1968), par M. Ters., F. Verger.

Feuille *Palluau—Ile d'Yeu* : 1^{re} édition (1902), par F. Wallerant ;

2^e édition (1972), par M. Ters, F. Verger, G. Mathieu.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *la Roche-Bernard* (1975), par Cl. Audren, P. Jegouzo, L. Barbaroux, Ph. Bouysse.

Feuille *Saint-Nazaire* (1973), par B. Hassenforder, L. Barbaroux et al.

Feuille *Nantes* (1969), par M. Ters et al.

Travaux consultés. Terrains sédimentaires et formations superficielles

L. Barbaroux, A.-M. Bequet, L. Berthois, B.R.G.M., S. Durand, A. Fara, G. Ferronnière, O. Limasset, J.-P. Margerel, F. Ottmann, N. Planchais, D. Prigent, M. Ters, M. Tessier, J.-R. Vanney, L. Visset.

ANALYSES CHIMIQUES

Pyroxénites à dipyre. E : St-Brévin.—F : St-Brévin. An. Raoult, in A. Lacroix, 1922.—48 : La Grée (entre St-Brévin et Corsept). An. J. Patureau, in Cogné, 1960, p. 189.

	E	F	48
Si O ₂	57,60	64,36	56,80
Al ₃ O ₃	9,05	10,03	14,05
Fe ₂ O ₃	2,58	2,71	1,28
Fe O	4,83	2,76	4,80
Mn O	-	-	-
Mg O	2,84	1,83	3,20
Ca O	13,82	11,52	11,60
Na ₂ O	4,43	2,94	2,70
K ₂ O	1,47	1,85	1,90
Ti O ₂	1,62	1,27	1,00
P ₂ O ₅	0,23	0,17	0,36
H ₂ O+	0,23	0,28	0,90
H ₂ O-	0,22	0,23	0,33
CO ₂	1,02	0,19	0,50
Cl	0,12	0,08	-
Total :	100,06	100,22	99,53

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays-de-la-Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 6-8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice explicative a été rédigée par M. TERS avec la collaboration de :

- J. MARCHAND, pour la partie située au Nord de la Loire ;
- J.-J. CHÂTEAUNEUF et L. VISETT, pour les analyses polliniques ;
- F. BITEAU, pour les coupes du remblaiement de la vallée de la Loire ;
- F. OTTMANN, pour les îlots rocheux de la Loire ;
- O. LIMASSET et H. TALBO, pour l'hydrogéologie ;
- J. GUIGUES, pour les matériaux de construction et d'empierrement ;
- A. BAMBIER, pour les gîtes minéraux.

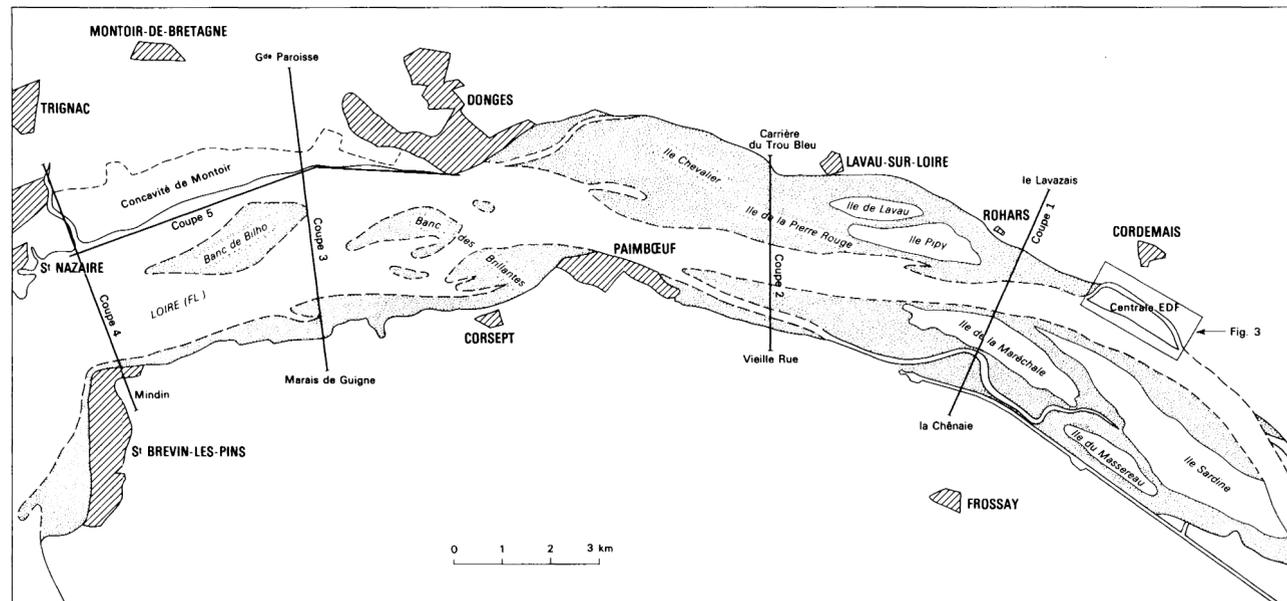


Fig.2 - Vallée de la Loire entre Cordemais et Saint-Nazaire
Localisation des coupes 1 à 5 et de la figure 3

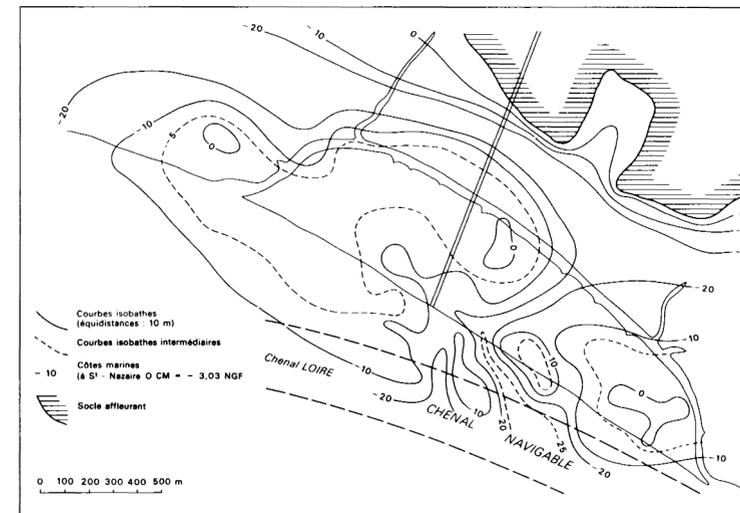
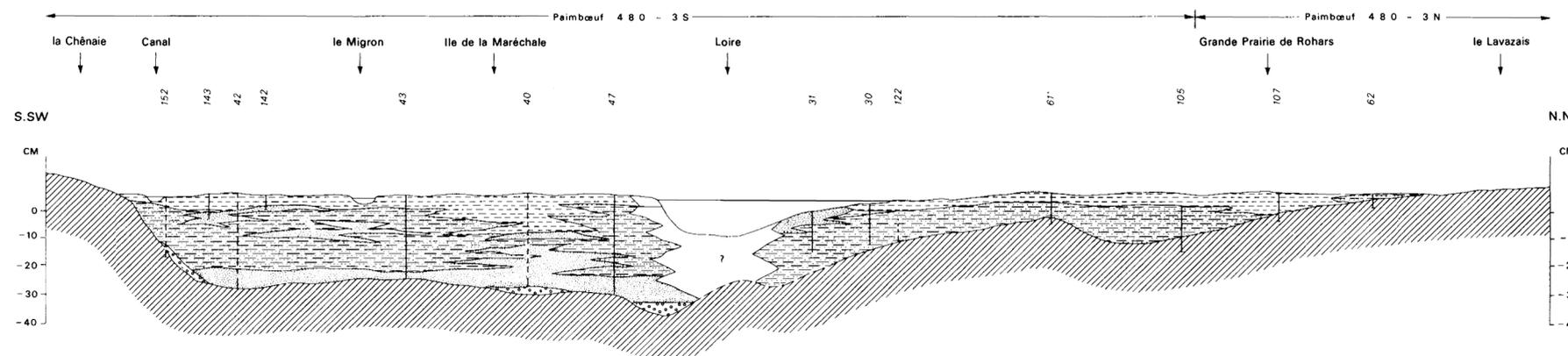
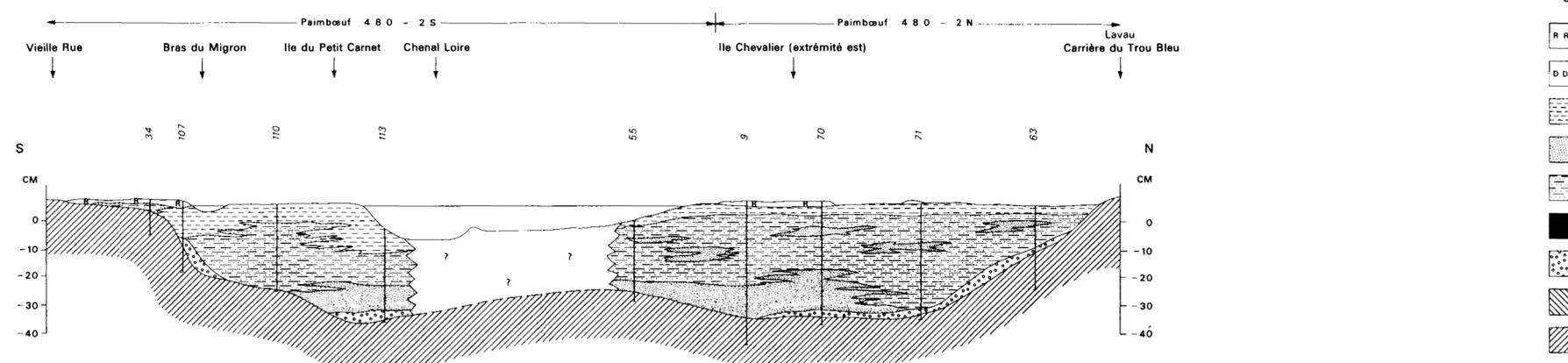


Fig.3 - Courbes isobathes du toit du socle au niveau de Cordemais



Coupe 1 - Coupe transversale de la Chênaie à Rohars (amont) passant par la boucle du Migron et l'île de la Maréchale



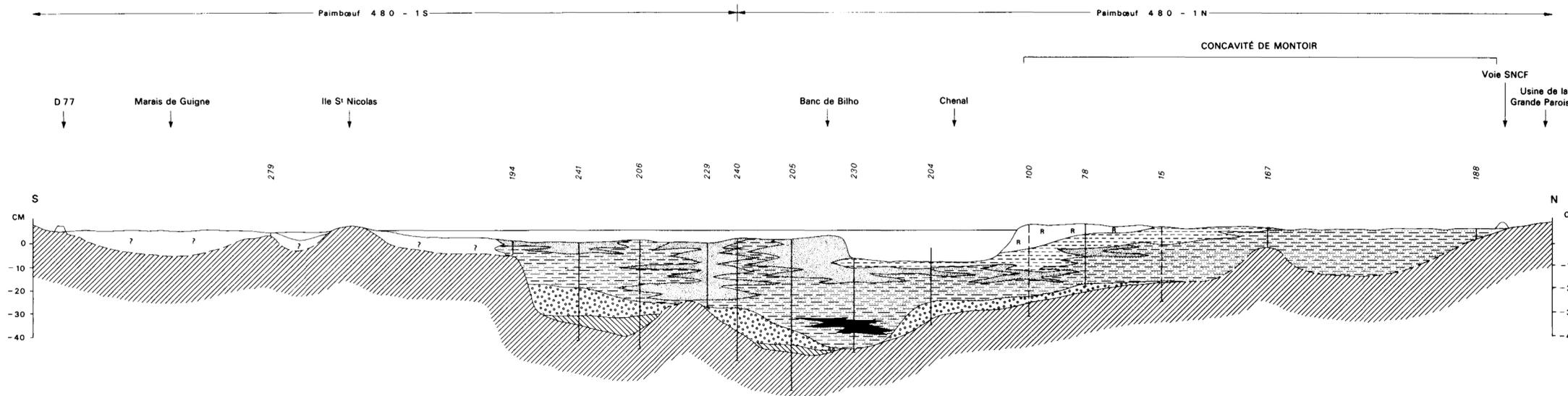
Coupe 2 - Vallée de la Loire. Coupe synthétique transversale à l'Ouest de Lavau-sur-Loire
(intégrant des données sur une bande de 300 m de largeur)

Légende

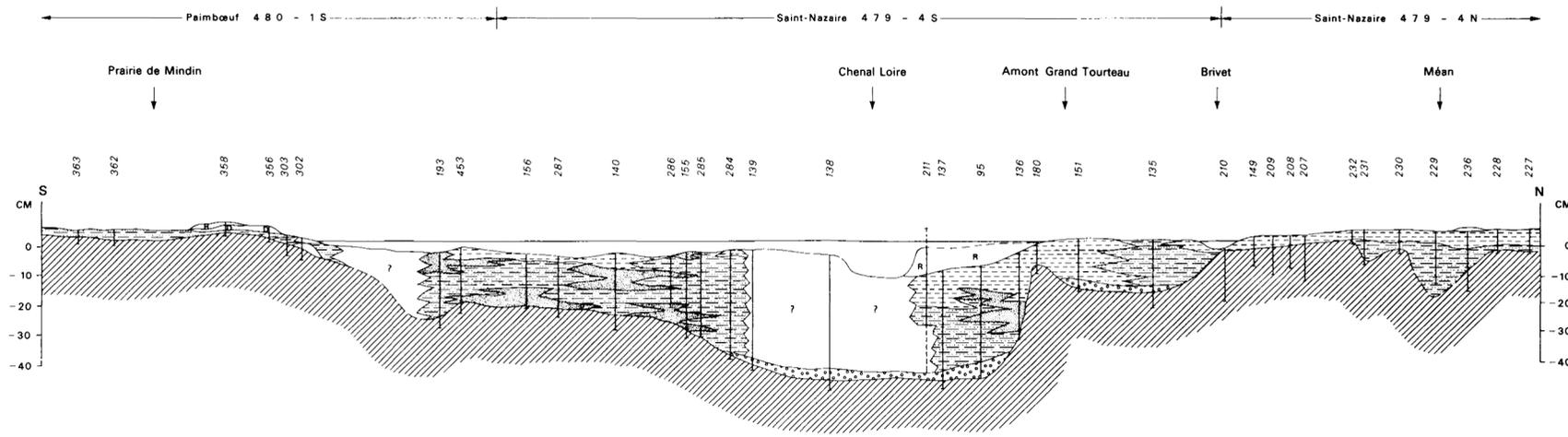
- ▨ Remblai
- ▨ Dune
- ▨ Argile molle
- ▨ Sable
- ▨ "Jalle" (argile et sable)
- ▨ Vase tourbeuse et argile à végétaux
- ▨ Sable et gravier de base
- ▨ Alluvion ancienne
- ▨ Socle

0 CM = - 3,03 NGF

0 0,5 1 km



Coupe 3 – Coupe transversale du Marais de Guigne à l'Usine de la Grande Paroisse



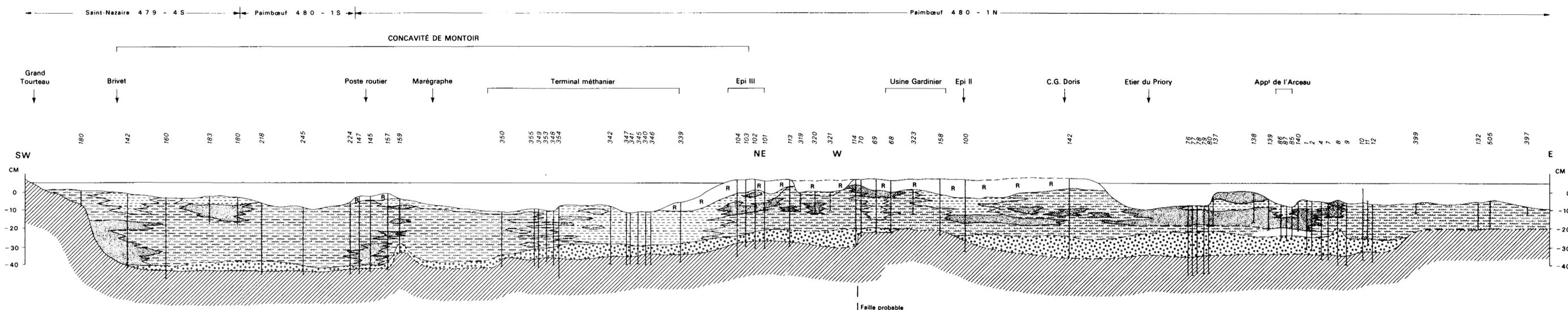
Coupe 4 – Coupe transversale suivant le pont de Mindin

Légende

- Remblai
- Dune
- Argile molle
- Sable
- "Jaille" (argile et sable)
- Vase tourbeuse et argile à végétaux
- Sable et gravier de base
- Alluvion ancienne
- Socle

OCM = - 3.03 NGF

0 0,5 1 km



Coupe 5 – Coupe synthétique longitudinale, parallèle à la digue de Montoir, englobant la digue et la frange marine (largeur approximative : 100 m)