



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

**LES SABLES-D'OLONNE
LONGEVILLE**

par

J.C. GOUJOU, S. DEBRAND-PASSARD,
P. HANTZPERGUE, P. LEBRET

**LES SABLES-D'OLONNE
LONGEVILLE**



La carte géologique à 1/50 000
LES SABLES-D'OLONNE—LONGEVILLE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : PALLUAU—ÎLE D'YEU (N° 129)
au sud : LES SABLES-D'OLONNE—ÎLE DE RÉ (N° 140)

St-Gilles- Croix-de-Vie	Le Poiré- sur-Vie	La Roche- sur-Yon
	LES SABLES- D'OLONNE LONGEVILLE	Luçon
		L'Aiguillon- sur-Mer



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LES SABLES-D'OLONNE-LONGEVILLE À 1/50000

par

J.C. GOUJOU, S. DEBRAND-PASSARD,
P. HANTZPERGUE, P. LEBRET

avec la collaboration de

J.P. BLOUIN, L. CALLIER, J. CHANTRAINE,
T. COLLET, C. ROY

1994

Éditions du BRGM
Service géologique national

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

— pour la carte : TERS M., GABILLY J. (1986). — Carte géol. France (1/50000), feuille *Les Sables-d'Olonne—Longeville* (584). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Goujou, S. Debrand-Passard, P. Hantzpergue, P. Lebre et coll. (1994), 95 p.

— pour la notice : GOUJOU J.C, DEBRAND-PASSARD S., HANTZPERGUE P., LEBRET P., avec la collaboration de BLOUIN J.P., CALLIER L., CHANTRAINE J., COLLET T., ROY C. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille *Les Sables d'Olonne—Longeville* (584). Orléans : BRGM, 95 p. Carte géologique par M. Ters, J. Gabilly (1986).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1584-5

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	7
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	10
Terrains métasédimentaires et métavolcaniques	10
Roches plutoniques et métaplutoniques	35
Roches filoniennes	45
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	46
Trias	46
Jurassique	46
Crétacé	56
<i>TERTIAIRE</i>	57
<i>QUATERNAIRE</i>	57
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	66
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	73
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	76
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	76
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	76
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	77
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	84
<i>INDICES MINIERS</i>	85
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	85
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	85
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	86
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	86
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	91
AUTEURS	91
ANNEXE	
<i>CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ESTRAN DE LA CÔTE VENDÉENNE DE SAUVETERRE À LA POINTE DU PAYRÉ</i>	92

RÉSUMÉ

Les terrains du socle représentés sur la carte Les Sables-d'Olonne—Longeville permettent d'observer l'intégralité de la série paléozoïque (telle qu'on la connaît maintenant dans la partie méridionale du Massif armoricain), constituant l'autochtone relatif des célèbres nappes de Vendée (absentes de cette carte).

Sous ces nappes, en Vendée occidentale, les déformations majeures ductiles varisques, accompagnées d'un métamorphisme (cristallisation à l'état solide de nouveaux minéraux suivant des variations de conditions de pression et de température) de type haute température et pression intermédiaire, ont affecté l'ensemble des roches de la série paléozoïque suivant un gradient normal (les roches à la base de la série sont plus déformées / métamorphiques que celles situées au sommet). Les granites tardifs se sont mis en place dans ce dispositif juste après cet épisode majeur et sont responsables d'un métamorphisme de contact complexe dans les schistes préalablement métamorphisés.

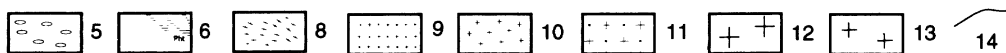
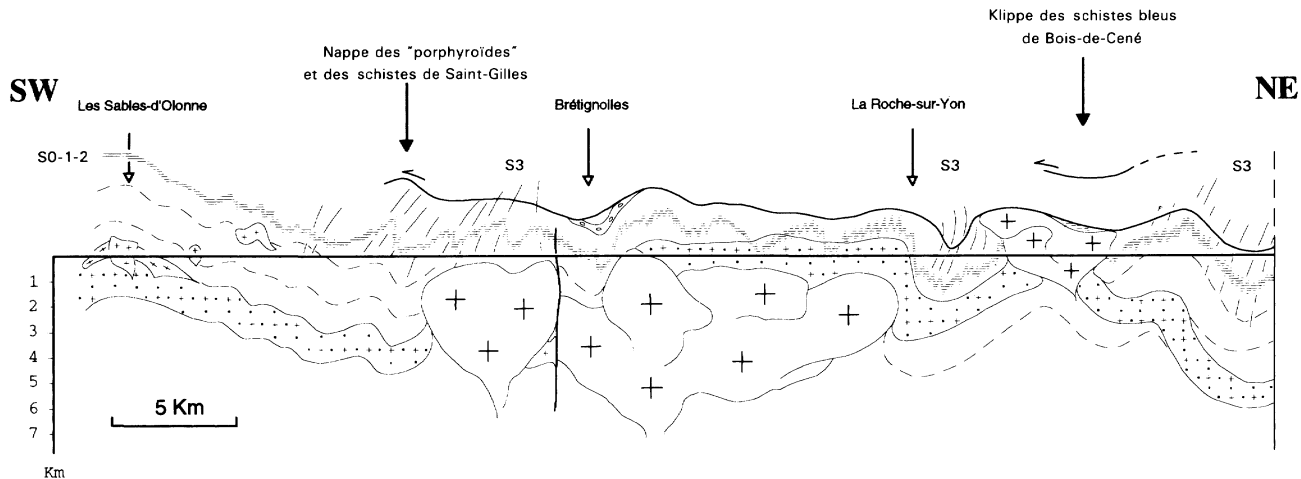
Le premier intérêt des terrains cristallophylliens de cette carte est qu'ils montrent à la fois les deux histoires tectono-métamorphiques : les formations situées à l'écart des granites (à l'Ouest, c'est-à-dire en bordure littorale), permettent d'observer l'évolution prograde normale suivie par les roches pendant les événements varisques majeurs, tandis que les schistes bordant les granites témoignent d'une évolution plus complexe dans un climat de métamorphisme de contact.

L'intérêt supplémentaire de cette carte, «à cheval» entre les deux domaines précédents, est qu'il permet d'étudier la zone de transition, moins déformée et épizonale.

ABSTRACT

Metamorphic terranes of the Variscan foreland of Vendée is composed of a remarkable superposition of sub-horizontal nappes whose the Paleozoic serie, covered by the present Les Sables-d'Olonne—Longeville map, represents the footwall. In this para-autochthonous unit, detailed mapping, especially in pelitic schists, shows a downward increase in both structural and metamorphic grades, leading to anatexis under 700°C and 7 kbar while the upper part of the pile is only weakly affected by the major Variscan tectonic and metamorphic events. This spectacular evolution is particularly well exposed along the coast (between Brétignolles and Les Sables-d'Olonne).

Thermal perturbations can be seen only around the Late Variscan granitoids that have intruded the previously metamorphic schists of the Bas-Bocage, developing either large complexe aureoles in which isograds correspond to cooling reactions with or without decompression, either small typical contact aureoles marked by a local positive thermal perturbation, both under contact metamorphic conditions.



5 - métarhyolite de La Chapelle-Hermier ; 6 - para-autochtone paléozoïque métapélitique à phanites (niveau-repère) ; 8 - orthogneiss des Sables-d'Olonne ; 9 - granite anatexique des Sables-d'Olonne ; 10 - microgranites ; 11 - anatexites ; 12 - granites à biotite ; 13 - leucogranites ; 14 - failles indifférenciées

Fig. 2 - Coupe lithologique et structurale SW-NE des principales formations de Vendée occidentale

Les phanites du Silurien inférieur ont été utilisées comme niveau-repère. Les profondeurs d'enracinement des granites sont déduites de l'étude gravimétrique. Le trait de coupe est situé sur la carte géologique (figure 1)

Differences of structural levels (involving positive or negative thermal contrasts) that the late Variscan granitoids have intruded, explain these two different evolutions.

Recent $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ investigations of the two metamorphisms give ages that could hardly be expected from the petro-structural study: regional metamorphism appears younger than contact metamorphism around the late Variscan granites.

In the case of large complexe aureoles, the late Variscan granitoids contribute to an enrichment in fluids allowing cooling reactions to take place in the surrounding schists during uplift they ease.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Les Sables-d'Olonne—Longeville couvre une partie du littoral vendéen, et son arrière-pays immédiat. La façade maritime constitue le trait géographique majeur de la carte: c'est un littoral rocheux offrant de belles plages de sable et séparé de l'intérieur des terres par un cordon de dunes presque continu et boisé de pins. À l'intérieur, on distingue une bande de terres, souvent marécageuses comme le Marais poitevin, qui se termine sur le territoire de la feuille. Cette bande suit le littoral et fait la transition avec l'arrière-pays vendéen, plateau peu élevé (30 à 70 m d'altitude) au relief mou et peu différencié.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La Vendée cristallophyllienne, couverte en partie par la carte, constitue l'extrémité méridionale du Massif armoricain, bordée à l'Ouest par l'océan Atlantique et disparaissant au Sud sous les terrains transgressifs du Nord du Bassin aquitain (fig. 1, en pages centrales). La Vendée constitue surtout une des coupes-types de la chaîne varisque, puisque les principales caractéristiques des chaînes de collision y ont été reconnues (fig. 1 et 2): (1) l'existence d'une suture marquée par l'empreinte de la haute pression, (2) l'existence de témoins du paroxysme thermique (à faible pression), (3) la présence d'une foliation régionale plate, due à une tectonique tangentielle intense qui conduit à (4) l'empilement de nappes métamorphiques distinctes.

Les témoins de la haute pression se distinguent suivant qu'ils sont de basse température (les schistes bleus de la klippe de Bois-de-Cené), reflétant la structuration précoce, ou de haute température, contemporains de la subduction-collision (les éclogites « emballées » dans les amphibolites du complexe des Essarts ; fig. 1). La reconnaissance de l'épisode de haute température et basse pression repose sur les anatexites des Sables-d'Olonne, équivalent potentiel des migmatites du golfe du Morbihan (Jones et Brown, 1990; Jones, 1991). Cet

épisode correspondrait à la relaxation thermique, en réponse à l'épaississement crustal.

La sédimentation transgressive hettangienne, et plus généralement mésozoïque, marque la fin de l'épaississement et l'envahissement d'une partie de la chaîne varisque par la mer.

Les terrains paléozoïques couverts par la carte correspondent uniquement au substratum des différentes nappes métamorphiques décrites ci-dessus. Celles-ci sont en effet absentes de cette carte mais affeurent sur toutes les autres cartes à 1 / 50 000 de Vendée occidentale (Saint-Gilles-Croix-de-Vie, Challans, Palluau, Le Poiré-sur-Vie, Luçon, La Roche-sur-Yon, Machecoul).

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte recouvre deux grands domaines géologiques : (1) l'extrémité méridionale du Massif armoricain (une partie de la Vendée cristallophyllienne), constituée essentiellement de schistes plus ou moins métamorphiques mais aussi de gneiss et de granites, d'âge probablement paléozoïque ; et (2) les terrains mésozoïques du Nord du Bassin aquitain, principalement calcaires et transgressifs sur les premiers (fig. 1).

Pour ce qui est du substratum paléozoïque, la région ouest-vendéenne se divise en deux domaines : la Vendée littorale, bien affleurante (à marée basse), et le Bas-Bocage n'affleurant pratiquement pas. Le terme Bas-Bocage désigne la région située entre l'axe écologitique des Essarts—Mervent et la Vendée littorale. Son altitude moyenne est de 70 à 80 m et celle-ci décroît progressivement jusqu'à la côte. Il est recouvert par les cartes à 1/50 000 Challans, Saint-Gilles-Croix-de-Vie, Les Sables-d'Olonne, Le Poiré-sur-Vie, Palluau, Legé, Montaigu (quart sud-ouest), La Roche-sur-Yon et Luçon. Ce terme est employé par opposition au Haut-Bocage, plus à l'Est et d'altitude plus élevée (environ 120 m de plus), constitué par la région des granites vendéens (par ex. : collines vendéennes du granite de Mortagne-sur-Sèvre) et par l'unité du synclinorium de Chantonnay.

L'intérêt que présente cette carte pour le géologue de terrain intéressé par la chaîne varisque ou du moins ce qu'il en reste, se situe sur la bordure littorale où une coupe quasi continue de l'ensemble des terrains métasédimentaires (représentant l'autochtone relatif des nappes métamorphiques reconnues plus au Nord) peut y être observée entre Les Sables-d'Olonne et Brétignolles, ce qui est loin d'être le cas des cartes limitrophes à l'Est, au Nord-Est et dans tout le Bas-Bocage en général, qui pâtissent de conditions d'affleurement très mauvaises. Ici, les conditions d'affleurement dépendant du coefficient et de la hauteur de la marée, on n'omettra donc pas, pour une observation optimale de ces terrains sur la côte, de se procurer le calendrier des marées.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les connaissances sur la géologie du Bas-Bocage et du littoral vendéen sont plus récentes que celles concernant les terrains du Haut-Bocage. En effet, jusqu'en 1966, le Bas-Bocage et la Vendée littorale apparaissent essentiellement constitués de schistes briovériens indifférenciés où s'intercalent des bandes de phtanites, caractéristiques alors du Briovérien, affectés de plis de direction dominante E-W; l'ensemble étant traversé par les massifs granitiques d'Avrillé et d'Aubigny (Mathieu, 1957). Ces schistes apparaissent sous la notation «X» dans la première édition de la carte géologique Palluau—Île-d'Yeu à 1/80 000.

L'intérêt des travaux géologiques a progressivement gagné la région de La Mothe-Achard (Deflandre et Ters, 1966) puis la Vendée littorale, permettant aux mêmes auteurs, en 1970, de préciser la stratigraphie régionale.

Depuis des premières découvertes de fossiles en Vendée littorale (Deflandre et Ters, 1970; Ters, 1970), il ne fait plus de doute que certaines formations de cette carte appartiennent au Paléozoïque inférieur à moyen (Ordovicien, Silurien et Dévonien). Néanmoins, ces découvertes concernent toutes le sommet de la série, épargné par le métamorphisme et la déformation majeure et dans lequel des fossiles sont préservés, et non la séquence schisto-gréseuse plus profonde.

Un âge cambrien a été proposé plus récemment (Wyns et Le Métour, 1983; Wyns, 1984; Wyns et Chantraine, 1984) pour la base de la série métamorphique, entre Sauveterre et Les Sables-d'Olonne, par corrélation stratigraphique avec la série cambrienne épizonale du flanc nord du synclinorium de Chantonnay, où des fossiles sont encore conservés.

La récente identification du Tournaisien dans les schistes bariolés à nodules phosphatés de Brétignolles, sur la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie à 1/50000 (Comblé *et al*, 1985), complète vers le haut, cette colonne stratigraphique; celle-ci, d'une puissance d'environ 3 300 m, constitue actuellement la coupe de référence de la série paléozoïque (et infra-paléozoïque ?) de la partie méridionale du Massif armoricain.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette carte a été levée par Madame M. Ters aidée de J. Gabilly entre 1970 et 1981 et a été imprimée en 1986. Cette édition a bénéficié de l'avancement des connaissances depuis la dernière édition à 1/80 000, et plus particulièrement pour tout ce qui concerne le substratum anté-mésozoïque. Le décès de Madame Ters, survenu brutalement, n'a pas permis que la notice de cette carte soit publiée à cette époque. J.C. Goujou (université de Montpellier) et J. Chantraine (BRGM, Service géologique national) pour le substratum paléozoïque,

S. Debrand-Passard (BRGM, Service géologique national) et P. Hantzpergue (université de Poitiers) pour les formations mésozoïques, et P. Lebreton (BRGM, Service géologique national) pour les formations plio-quadernaires, ont rédigé cette notice à partir des documents existants.

La présente édition à 1/50 000 recouvre une partie du territoire de la précédente édition à 1/80 000. Cette notice reprend donc la description des terrains apparaissant sur la dernière édition de la carte à 1/80 000 (Ters *et al*, 1977), en la précisant, et apporte la description des terrains situés plus au Sud ainsi qu'une révision totale de l'analyse des déformations et du métamorphisme associé. Il s'en dégage donc une nouvelle interprétation pétro-structurale ainsi que géodynamique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Terrains métasédimentaires et métavolcaniques

La description lithologique des terrains les plus anciens de la carte, intensément affectés par les déformations et le métamorphisme (mésozone profonde), s'apparente en réalité plus à une description pétrographique des assemblages minéralogiques, voire des paragenèses (assemblages minéralogiques index) qui ont permis de caractériser l'histoire pétro-structurale des formations géologiques dans la région des Sables-d'Olonne. Dans les roches moins profondes (épizone supérieure) où le métamorphisme, de faible intensité, n'a pas suffi pour faire cristalliser des silicates index, l'étude de détail des phyllosilicates complète la description lithologique.

L'analyse des déformations, basée sur l'évolution graduelle de la transposition de S1 dans S2, est donnée pour l'ensemble des roches métasédimentaires.

Ces évolutions pétro-structurales étant liées, elles témoignent de la diminution de l'intensité de la déformation majeure et des conditions P et T dans les schistes, en allant vers le sommet de la série paléozoïque (voir chapitre «Évolution tectono-métamorphique»).

Mésozone profonde

Foliation majeure : S2. Très rares traces de la schistosité S1 transposée dans la matrice des schistes et /ou dans les porphyroblastes.

ζ^3 . **Gneiss œillés de La Courmarin et de La Rudelière (métaconglomérats)**. On trouve ces gneiss œillés entre l'orthogneiss des Sables-d'Olonne ($\zeta\gamma^3$) et les premières formations métasédimentaires gneissiques sombres à sillimanite ($\zeta\zeta_s^2$). C'est leur présence juste à la transition

de ces deux formations qui a conduit certains auteurs à proposer une origine ancienne pour l'orthogneiss, en position de socle pour la série paléozoïque. Ces gneiss œillés, d'origine métaconglomératique, représenteraient le produit d'érosion de l'orthogneiss.

Cette formation de gneiss œillés est aisément reconnaissable à ses yeux ovales de feldspath potassique rose de grande taille (jusqu'à 4 cm) allongés dans la foliation majeure S2 de direction E-W et de plongement N. Aucune linéation ne peut être mesurée sur ces plans de foliations (plan XY). Il est important de noter aussi que, contrairement à toutes les formations métasédimentaires sus-jacentes, aucune dissymétrie de ces yeux n'est visible dans le plan XZ de la déformation régionale (entre Les Sables-d'Olonne et Sauveterre, ce plan est globalement E-W), ce qui indique que le régime de la déformation majeure a été localement en aplatissement, sans cisaillement simple.

$\zeta\zeta_s^2$ **Gneiss et micaschistes à sillimanite (La Courmarin, La Rude-Mère).** Les gneiss de cette formation sont plutôt sombres tandis que les micaschistes sont plus clairs. Cette alternance repose sur les gneiss œillés en deux endroits, à La Courmarin et à La Rudelière. Les gneiss forment le plus souvent des petites digues naturelles entre lesquelles les micaschistes, plus tendres, constituent les parties basses de l'estran plus rapidement immergées.

Les premiers gneiss à sillimanite rencontrés après les gneiss œillés précédents, lorsqu'on remonte dans la série, sont composés de quartz, de feldspath potassique, de biotite, de sillimanite avec ou sans grenat ; rutile, zircon et ilménite sont les minéraux accessoires. On note ici l'absence du couple quartz-muscovite qui n'est pas stable dans les conditions où ont été métamorphosées ces roches. L'assemblage index le plus profond pour les roches de composition pélitique est donc à *biotite-sillimanite-FK*, sans muscovite. Progressivement vers le Nord, on entre dans le domaine où les gneiss sont sensiblement plus clairs (plus feldspathiques), à quartz, muscovite, feldspath potassique, plagioclase, biotite et rare sillimanite.

En alternance avec ces gneiss, les micaschistes renferment les minéraux suivant : quartz, muscovite associés à l'assemblage index *biotite-sillimanite-grenat Fe Mg Mn*.

Cette formation affleure également plus au Sud, vers la baie de Cayola. Au Sud de cette baie, on retrouve les gneiss sombres précédents à sillimanite et grenat.

Une **lentille de calcaire** dolomitique métamorphique (c) se trouve intercalée dans la formation de la baie de Cayola (Caillola): cette roche est très semblable aux lentilles, plus puissantes et plus nombreuses, intercalées dans la formation de Sauveterre (voir plus loin).

$\zeta\zeta_d^2$ **Gneiss et micaschistes feldspathiques à disthène.** Comme pour la formation ci-dessus ($\zeta\zeta_s^2$), l'érosion différentielle sur l'estran permet

de distinguer aisément les gneiss des schistes. Leur pendage est faible, environ 20° vers le Nord. Les gneiss sont surtout constitués de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase. Les micas (muscovite et biotite) sont peu abondants et marquent la foliation majeure S2. Le disthène est le silicate d'alumine stable dans $\zeta\xi^2_d$, mais il est toujours rare dans les gneiss. Les micaschistes sont plus intéressants sur le plan pétrologique puisque un assemblage index a pu y être décelé : il s'agit de l'association stable *biotite-disthène-grenat almandin* (+ quartz, muscovite, rutile et ilménite).

Au Parc-de-la-Salle-Roy, les micaschistes sont à dominante gréseuse. Cette alternance de matériel de compétence différente permet d'observer particulièrement bien les structures de la déformation majeure synfoliale. Les plis isoclinaux spectaculaires, de direction axiale (anormale pour la région) N-S à N20, entraînent l'apparition d'une linéation d'intersection remarquable (de même direction) entre les plans de foliation et les flancs de plis. La linéation d'allongement E-W est ici la moins marquée des structures. L'intrusion de nombreux filons de pegmatite et d'aphte est responsable de la dispersion locale de la linéation d'intersection qui peut montrer une « virgation » jusqu'à 60°, mais qui ne doit pas être pris en compte dans un modèle général à l'échelle de la Vendée littorale.

Dans ces alternances pélite-quartzite, les silicates index du métamorphisme sont rares. Ils sont présents dans les fines alternances pélitiques. Les cristaux de biotite, grenat almandin et disthène sont de petite taille, toujours « agglomérés » ensemble (petite pelote) sur des sites bien précis, vraisemblablement ceux d'une ancienne staurotide déstabilisée.

Sur l'estran des Sables-d'Olonne (plage du Remblai) cette formation contient des passées très riches en **grenat** (g) qui correspondent très probablement à des compositions particulières (alumino-ferrière) des roches originelles.

Des passées de **pyroxénites** ($\delta\pi$) et d'**amphibolites** (δ^{11}) affleurant sur l'estran près de l'ancienne mine des Sards (lieu-dit La Mine) et à proximité du village de Bourgenai, correspondent à d'anciens corps basiques intercalés ou filoniens dans cette formation.

$\zeta\xi^2_{d.st.}$ **Micaschistes et gneiss à grenat, disthène et staurotide (Chaillé, Les Sables, Le Puits-Rochais, pointe du Payré).** C'est un ensemble assez homogène de micaschistes prédominants et de quelques niveaux gneissiques feldspathiques. Les micaschistes de couleur gris clair montrent des alternances avec des passages plus quartzeux, ce qui facilite le « marquage » des plis synfoliaux P2 toujours difficiles à observer à plat sur l'estran et dans des micaschistes globalement homogènes. Les plis ont perdu ici la géométrie isoclinale qu'ils avaient dans $\zeta\xi^2_s$ et $\zeta\xi^2_d$. Un angle d'ouverture compris entre 20 et 30° peut maintenant être mesuré. La foliation S2 plan axial de ces plis est sensiblement plus inclinée vers le Nord (25 à 30°).

Un assemblage index du métamorphisme a été trouvé dans ces micaschistes ; il s'agit de l'association stable à *biotite-staurotide-disthène* \pm grenat Fe Mn Mg. Le quartz et la muscovite constituent la matrice de ces schistes tandis que le rutile et l'ilménite sont les minéraux accessoires classiquement présents.

La biotite et le disthène représentent les minéraux contemporains de la déformation majeure. Pour cette raison, ils sont nettement orientés dans la S2. Les staurotides sont, elles, moulées par S2, ce qui leur confère un caractère franchement anté-S2. Des inclusions internes sigmoïdes dans ces staurotides attestent de façon évidente de leur cristallisation pendant les stades précoces de la transposition de S1 dans S2.

Bien évidemment, il est préférable d'aller observer cette formation, comme toutes les autres formations de cette carte, sur la bordure littorale car l'intérieur des terres n'offre pas de bonnes conditions d'affleurement. Le Puits-Rochais est un des rares exemples d'exposition de ces micaschistes dans le proche arrière-pays.

Pour observer cette formation, le lecteur pourra également aller jusqu'à la pointe du Payré où les micaschistes à biotite-staurotide \pm disthène et grenat affleurent juste sous la discordance des calcaires de l'Hettangien, sur plusieurs centaines de mètres. Là aussi, il est possible de voir des plis synfoliaux à faible angle d'ouverture dans des alternances péliques claires et sombres.

ξ_{st}^2 . **Micaschistes à deux micas, grenat et staurotide de la plage des Sables.** Ces micaschistes n'apparaissent que sur une toute petite surface de terrain, en face des Sables-d'Olonne (plage du Remblai). Ils surmontent les micaschistes $\zeta\xi_{d,st}^2$ avec un pendage d'environ 30 à 35° vers le Nord. Il est difficile d'y observer des structures synfoliales. Leur minéralogie est à quartz, muscovite, biotite, staurotide et grenat almandin, avec rutile et ilménite comme minéraux accessoires.

L'assemblage index est à *biotite-staurotide-grenat almandin*. Ils ont été distingués des micaschistes de la base de la formation ξ^2 , pourtant identiques du point de vue minéralogique, du fait de la présence ici dans les micaschistes $\zeta\xi_{d,st}^2$ sous-jacents, du couple biotite-silicate d'alumine (disthène) alors que dans le cas de ξ^2 , ce couple n'est pas encore formé et subsiste l'association chlorite-staurotide (voir estran de Sauveterre).

$\zeta\xi_a^2$. **Micaschistes et gneiss albitiques à deux micas et grenats (rochers de l'Ane).** Il s'agit d'un ensemble homogène peu propice pour les cristallisations métamorphiques. Du fait de leur composition chimique, ni les micaschistes, ni les gneiss de cette formation ne renferment d'assemblages index. Leur minéralogie est invariablement à quartz, plagioclase albitique, muscovite, biotite avec ou sans grenat ; des petits cristaux de zircon, avec l'ilménite et l'apatite, sont les

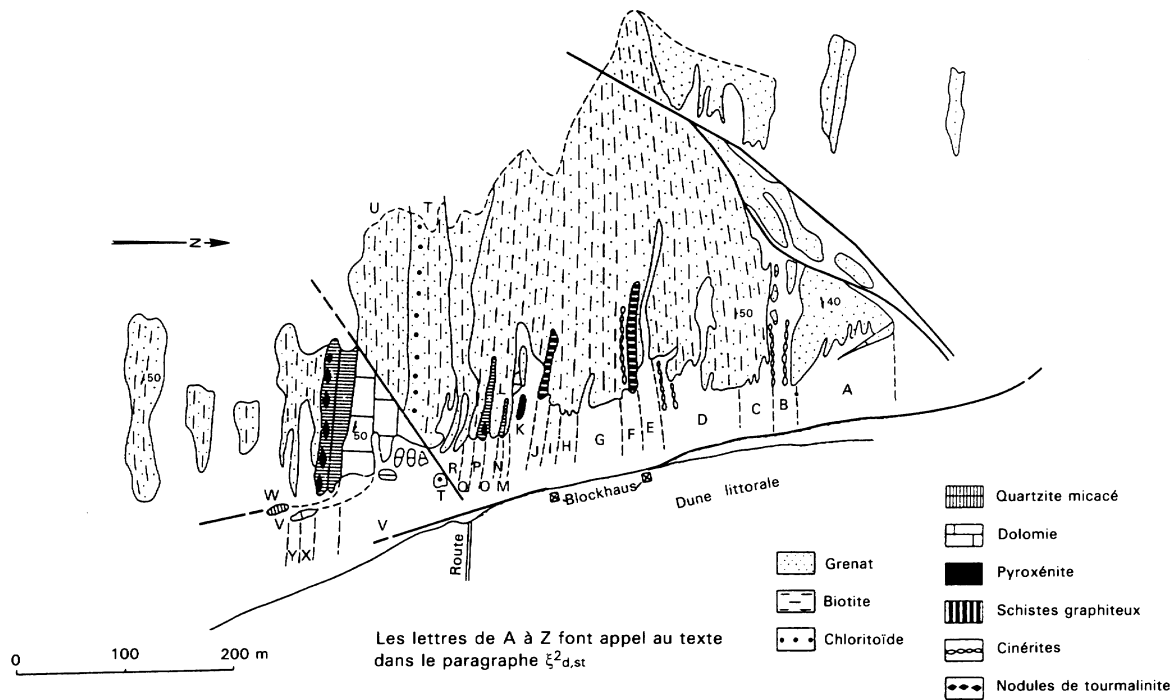


Fig. 3 - Plan détaillé de l'estran de Sauveterre

minéraux accessoires. La proportion variable de quartz et de feldspath constitue la principale différence entre micaschistes et gneiss.

Au Nord des Sables-d'Olonne, ces micaschistes plongent au Nord de 30 à 35°. Il n'a pas été observé de plis synfoliaux. La présence de porphyroblastes de grenat a entraîné la formation de queues de quartz dissymétriques à leurs extrémités, qui suggèrent un cisaillement vers l'Ouest.

Mésozone

Foliation majeure : S2. Trace de l'ancienne schistosité S1 dans les schistes particulièrement quartzeux et aussi dans les porphyroblastes de grenat et staurotide.

$\xi^2_{d,st}$. **Micaschistes à disthène et staurotide des Pierres-Noires de Sauverre.** Ils sont en fait à rattacher aux micaschistes ξ^2 de l'arrière-pays puisqu'ils constituent, aux Pierres-Noires, la partie supérieure de cette formation. Leur exposition optimale, en bordure littorale, permet l'observation d'une variété lithologique beaucoup plus grande que dans l'arrière-pays, ce qui a incité à leur consacrer un caisson et une description spécifiques. C'est également sur cet estran de Sauverre qu'est basée une partie de la zonéographie métamorphique de Vendée littorale. Pour cette raison, les descriptions lithologique et pétrologique de chaque petite formation de l'estran (de A à Z) font appel au plan précis de la figure 3. Toutes ces formations plongent au NNE de 35 à 45°.

- A. Schistes satinés gris-vert, en lits millimétriques alternativement plus quartzeux ou plus micacés. Des niveaux purement micacés (muscovite), épais de quelques millimètres, y sont intercalés. Ils sont boudinés et forment soit des lentilles de 1 à 2 m de longueur, soit des nodules de 5 à 6 cm égrenés en chapelet dans le plan de foliation. La roche est criblée de petits grenats spessartine (2 à 7 mm), disséminés ou groupés.
- B. Grès schisteux, rouges ou jaunes, ferrugineux et micaschistes à muscovite; on y observe des petits porphyroblastes de biotite de 1 mm. Ils comprennent une intercalation de 8 m de long et de 4 m de puissance, qui contient une dizaine de lits de cinérite bleutée ou violacée et boudinée en chapelets.
- C. Micaschistes à muscovite, gris perle, à porphyroblastes de biotite de 2 à 5 mm inégalement répartis. Ils comprennent des niveaux gréseux et une lentille de cinérite d'une longueur de 20 m.
- D. Grès micacés à biotite fine, incluant quatre lentilles de cinérite, en petits boudins de 10 à 30 cm de longueur.
- E. Micaschistes à muscovite brillants, avec de nombreux porphyroblastes de biotite.
- F. Schistes graphiteux, épais de 8 m, à biotite fine. La matrice de ces schistes est constituée de quartz chargé de matière graphi-

teuse. Les biotites sont nettement brunes, facilitant leur reconnaissance au microscope par leur pléochroïsme direct.

- G-H-I. Micaschistes gris clair à porphyroblastes de biotite, grenat almandin-spessartine, staurotide et chlorite primaire. Ces minéraux index sont accompagnés de quartz, muscovite, rutil et ilménite. Ce sont ces micaschistes qui livrent le dernier assemblage minéralogique index sur la coupe des Sables-d'Olonne à Sauvetterre, pour les roches pélitiques : il est à *biotite-staurotide-chlorite* \pm grenat Fe Mn Mg. La biotite clairement anté-S2 est le plus ancien de ces minéraux. La chlorite est contemporaine de la foliation majeure, finement orientée, parallèle à S2. La staurotide a le caractère le plus tardif par rapport à S2.
- J. Schistes noirs. Dans les niveaux très « argileux » (très altérés), un assemblage rare à *chlorite-staurotide-silicate d'alumine*, sans biotite, a été observé. La mauvaise qualité des échantillons récoltés et la difficulté à en obtenir une bonne lame mince n'ont pas permis d'identifier de façon sûre le silicate d'alumine. La préférence pour le disthène vient du fait qu'il est présent plus au Sud (plus bas dans la série) dans les micaschistes $\xi_{5d, st}^2$ et les gneiss ζ_{5d}^2 . Cependant, l'existence d'andalousite, dans cette partie de Vendée littorale, ayant été mentionnée dans les travaux antérieurs (Brillanceau, 1978 ; Ters et Chantraine, 1980), nous conduit à modérer notre affirmation. En tout état de cause, il est important de noter qu'à ce stade de la coupe, entre Sauvetterre et Les Sables-d'Olonne, le silicate d'alumine, quel qu'il soit, n'est plus en équilibre avec la biotite, c'est à dire que l'on ne peut plus l'observer en contact direct avec la biotite.
- K. Lentille de pyroxénite à diopside et épidote, imprégnée de tourmaline. La dimension de cette lentille est d'environ 10 m sur 4 m de large.
- L. Lentille de dolomie brune d'une dimension de 8 m sur 2 m (voir C, p. 18).
- M. Schistes gris.
- N. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, identique à P et à W.
- O. Micaschistes gris fer, à petits porphyroblastes de biotite.
- P. Schistes en fines lamelles quartzo-micacées, semblables à N et W, avec des nodules de tourmaline. Ces nodules noirs de 1 à 5 cm de longueur sont également nombreux au mur des marbres dolomitiques, en W. Ils sont effilés aux extrémités et pourvus de queues de quartz. Ces galets sont constitués de schorlite bleu-vert et de quartz. Les grenats almandin-spessartine peuvent être très nombreux. Avec la déformation majeure, ils ont donné naissance à des queues de cristallisation à quartz dans les ombres de pression.
- Q. Schistes micacés à grenat.
- R. Schistes gris fer pauvres en biotite.

- T. Micaschistes à muscovite, à gros porphyroblastes de biotite et chloritoïde (1 à 2 cm) et à petits cristaux automorphes de staurotide (+ quartz, ilménite et rutile). Le grenat almandin-spessartine est rare. Ces micaschistes à *biotite-chloritoïde-staurotide* sont décrits plus loin (chl).
- U. Micaschistes à porphyroblastes de biotite.
- V. Bancs de dolomie de 20 m de puissance (voir C, p. suiv.).
- W. Micaschistes en fines lamelles quartzo-micacées, identiques à N et P, à nombreuses amandes de tourmalinite et porphyroblastes de biotite, de staurotide et de grenat almandin-spessartine.
- X-Y-Z. Micaschistes à deux micas, à porphyroblastes de biotite, de staurotide, de grenat almandin-spessartine et rares chloritoïdes. Ces micaschistes sont semblables à ceux qui sont décrits en T (voir aussi chl).

En falaise, par rapport à ces schistes (A-Z) constituant la partie basse de l'estran, des schistes clairs, verdâtres, à minéralogie simple (quartz, mica blanc, chlorite et ilménite) ont été découverts. Ces schistes montrent un stade peu avancé de la transposition de S1 dans S2. La crénulation tardive qui affecte ces schistes rend particulièrement délicate l'analyse, sur le terrain, des relations entre les différentes schistosités. Par leur minéralogie simple et des compositions de phyllosilicates (muscovite et chlorite) éloignées de celles des pôles purs, ainsi que la faible transposition de l'ancienne schistosité S1 dans la schistosité régionale S2, ces schistes verdâtres peuvent être rattachés en toute vraisemblance à la formation ξ^1 .

Plus bas dans la série, c'est-à-dire au Sud des rhyolites et des tufs acides ($\zeta\rho^1$) du Puy-du-Roy (sur la côte), les micaschistes $\xi^2_{d,st}$ correspondent à la partie inférieure de la formation des micaschistes ξ^2 reconnue dans l'arrière-pays. Ils sont le plus souvent à quartz, muscovite, ilménite et rutile associés à l'assemblage index *biotite-staurotide-grenat almandin*. Ces trois derniers minéraux sont contemporains des déformations majeures (syn-S2). Les biotites sont orientées dans les plans de la foliation S2 mais ont perdu la forme en poisson qu'elles avaient dans les micaschistes T et X-Y-Z (voir aussi chl). Staurotide et grenat sont ici de gros porphyroblastes (quasi centimétriques quelquefois) et sont moulés par la foliation majeure S2. Les inclusions qu'ils renferment montrent qu'ils ont en fait cristallisé comme les biotites, pendant la déformation majeure S2, exactement pendant la transposition de S1 dans S2. Avec les staurotides de la formation $\xi^2_{d,st}$ et les schistes verdâtres, en falaise de l'estran de Sauveterre, décrits précédemment, ce sont les premières évidences de la foliation majeure composite (S1-2) en remontant la série paléozoïque. Des crénulations de S1 préservées entre les plans majeurs de S2 sont également visibles dans cette formation, mais uniquement lorsqu'il s'agit de schistes plus quartzeux.

chl. **Micaschistes à chloritoïde de Sauveterre et du Noir.** Ce sont des micaschistes à muscovite, à gros porphyroblastes de biotite et de

chloritoïde (1 à 2 cm) et à petits cristaux automorphes de staurotide (+ quartz, ilménite et rutile). Le grenat almandin-spessartine est rare. Ces micaschistes correspondent aux formations T et X-Y-Z décrites ci-dessus (fig. 3). Voilà un des assemblages minéralogiques index, à *biotite-chloritoïde-staurotide* ± grenat FeMnMg, les plus spectaculaires du littoral compte tenu de la taille des porphyroblastes, mais aussi les plus intéressants du point de vue pétrologique puisqu'il nous permet d'appréhender le champ des températures et des pressions traversé par cette roche lors des déformations majeures varisques (voir chapitre «Évolution tectono-métamorphique»).

A l'affleurement, les porphyroblastes de chloritoïde sont aisément reconnaissables par leur couleur gris-bleu et leur éclat métallique. Ils sont abondants à quelques mètres du toit des dolomies et peuvent atteindre une dimension maximale de 2 cm.

Au microscope, ces chloritoïdes pœcilitiques sont finement maclés et englobent des petits grains de quartz de la matrice et des petites biotites. Les chloritoïdes et une partie de la population des biotites (gros porphyroblastes seulement) possèdent exactement les mêmes caractères anté-S2. Ces porphyroblastes sont moulés par S2 et donnent des formes typiques en «poisson». Ces grosses biotites brun pâle ont souvent souffert des conditions rétrogrades, lors de la remontée des roches en surface, car elles sont transformées en chlorite et feldspath potassique. Les plus affectées montrent, en lumière polarisée, une alternance de couleurs entre le brun très pâle des chlorites et le gris du FK. Les petites biotites franchement brunes, équantes sur S2 ou (surtout) blindées dans les porphyroblastes de chloritoïde, ne sont pas affectées par cette rétro-morphose. Celles-ci ont le même caractère post-S2 que les staurotides. Ces dernières, disposées en tout sens et sans ombre de pression, sont le plus souvent automorphes, ce qui indique bien leur cristallisation tardive par rapport à S2.

Avertissement au lecteur. Plus bas dans la série, au Noir (Sud des rhyolites et tufs acides ¹ du Puy-du-Roy), un second niveau à chloritoïde est indiqué sur la carte mais n'a pas été retrouvé lors des campagnes d'échantillonnage et des travaux de terrain récents. Pour des raisons pétrologiques développées au chapitre « Évolution tectono-métamorphique », il ne peut s'agir des mêmes micaschistes chl mais plutôt d'un niveau originellement très argileux et ferrifère (non pélimitique) dont la composition globale est proche de celle du chloritoïde. Ceci explique sa présence si bas dans la série, alors qu'il n'est plus stable dans les roches pélimitiques *s.s.*

C. Calcaires dolomitiques de Sauveterre, du Noir, de Fontsource et de Château-d'Olonne. Des bancs de marbre dolomitique, épais de 20 m, affleurent sur l'estran au-delà de la limite des basses mers. Ces bancs sont orientés N105 et leur pendage moyen est de 45°NE. De couleur blanche ou bleutée lorsqu'elle est pure, la dolomie peut être aussi teintée de jaune par des impuretés ferrugineuses disposées en lits très minces. Les bancs bleutés renferment 90 % de dolomite, 5 % de mica et 5 % de kaolinite. Dans l'ensemble, la structure est massive, en fine mosaïque de rhomboèdres de dolomite. Quelques paillettes de

mica blanc soulignent la foliation. Au mur des marbres, au contact des micaschistes, les grains sont plus aplatis et étirés dans le plan de la foliation. Ce niveau carbonaté magnésien affleure également sur l'estran sous forme de lentilles (fig. 3 : L et V).

Par leur composition chimique et leurs environnements sédimentaire (schistes graphiteux) et métamorphique (micaschistes à chloritoïde), ces niveaux de dolomie ont été repérés au Sud de La Paillolière, au Sud-Ouest de Château-d'Olonne et aux Eaux.

gr. **Schistes graphiteux.** Des couches de schistes graphiteux sombres sont intercalées dans la série, au toit des dolomies (en F et J sur la fig. 3).

$\xi\delta^8$; ξ^8 . **Amphibolites et pyroxénites des rochers du Noir; prasinites de La Maroterie et de La Doubletère.** De nombreux niveaux ou lentilles basiques sont intercalés dans cette formation, particulièrement bien observables sur l'estran de Sauveterre. Ce sont soit des amphibolo-pyroxénites pauvres en feldspath, soit des prasinites, c'est à dire des amphibolites riches en plagioclase albitique.

ξ^2 . **Micaschistes à grenat et blastes de biotite.** Ils constituent un vaste ensemble de schistes pélitiques homogènes dans lequel le métamorphisme s'est bien exprimé. Ces schistes sont généralement sombres et peuvent montrer des cristallisations métamorphiques spectaculaires : les cristaux de biotite et grenat atteignent souvent une taille plurimillimétrique, voire centimétrique. Ils accompagnent le quartz, le mica blanc (muscovite) et l'ilménite qui sont toujours présents. Des assemblages complexes et aussi plus rares (assemblages index), d'abord à *biotite-chloritoïde-staurotide* ou à *biotite-chlorite-staurotide*, au sommet de la formation, puis à *biotite-grenat almandin-staurotide* à la base, permettent de caractériser particulièrement bien l'évolution du métamorphisme en Vendée littorale. Pendant les déformations majeures, les porphyroblastes ont joué le rôle d'objets rigides dans une matrice moins compétente, ce qui a entraîné la formation de queues de cristallisation en ombres de pression caractéristiques, dont la dissymétrie suggère un cisaillement vers l'Ouest dans ces schistes.

Pour une observation optimale de cette formation, nous conseillons au lecteur de se rendre sur la bordure littorale plutôt que dans l'intérieur des terres où il est difficile d'échantillonner d'autres assemblages que ceux à biotite et grenat.

À ce niveau de la série paléozoïque, les variations d'intensité de la transposition de S1 dans S2 reflètent toujours des variations de lithologie; du reste, la transposition totale à quasi totale est toujours observée dans les schistes, alors qu'elle est plus faible dans les formations schisto-gréseuses.

$\zeta\rho$; $\zeta\rho^1$. **Métarhyolites d'Olonne; rhyolites et tufs acides de Chardric et du Moulin-de-la-Salle.** Ces roches, nommées aussi rhyolites de

Chardric sur la carte à 1 / 50 000 et de Chardrie sur la carte à 1 / 80 000, affleurent au sein de la formation des micaschistes à grenat et biotite dans la région d'Olonne-sur-Mer. Elles constituent des corps plus ou moins lenticulaires, de dimension kilométrique, à caractère volcanique et / ou volcanoclastique acide. Ces corps sont affectés par la même déformation et le même métamorphisme que leur encaissant et montrent donc une fabrique piano-linéaire intense, souvent redressée autour de 70°, et des paragenèses mésozonales à muscovite-biotite \pm grenat.

Dans Olonne-sur-Mer même, les métarhyolites ($\xi\rho$) sont observables dans plusieurs carrières (aujourd'hui abandonnées) : ce sont des roches de teinte rose-jaune clair, à grain fin, d'aspect massif, se débitant en gros bancs métriques à décamétriques, alternant avec les micaschistes encaissants. Leur composition, à caractère rhyodacitiques, est essentiellement quartzo-feldspathique ; d'anciens phénocristaux dilacérés de feldspath potassique ainsi que des cristaux de quartz, à facture rhyolitique, ovalisés et brisés, sont inclus dans une matrice très siliceuse, à caractère mylonitique, sillonnée par de fines bandes de cisaillement à muscovite ; biotite et grenat sont des minéraux accessoires rares.

Des rubanements plus accentués et plus irréguliers sont observables dans les rhyolites et tufs acides ($\xi\rho^1$) du Moulin-de-la-Salle, qui forment un petit massif au Sud-Ouest d'Olonne ainsi que dans l'apophyse, décalée par les grandes failles dextres parallèles à la côte des Sables, qui affleure sur l'estran au Puy-du-Roy : ici encore, ces roches, d'origine volcanique évidente, sont interstratifiées dans la formation des micaschistes.

Ces roches volcaniques acides sont également à rapprocher du massif situé au Nord-Est de Château-d'Olonne, comme cela avait été fait sur la carte à 1/80 000, alors que sur la carte à 1/50 000 ce massif est nommé «granite des Taffeneaux», décrit plus loin.

Enfin, l'ensemble de ces volcanites plus ou moins déformées et métamorphiques, s'apparente beaucoup aux rhyolites de La Boustière et de Talmont; ces dernières, très peu déformées et pratiquement non métamorphiques, sont reconnues d'âge ordovicien inférieur (voir plus loin). Il apparaît probable que toutes ces roches, malgré leur aspect actuel divers, appartiennent à un même épisode volcanique d'âge cambrien terminal à ordovicien basai.

ζ^8 . **Tufs basiques d'Olonne.** Généralement associées aux roches volcanoclastiques précédentes dans la région d'Olonne-sur-Mer, des roches plus basiques, à caractère tuffacé, sont également intercalées dans la formation des micaschistes. Ce sont des roches plus sombres, de teinte grise à verte, à grain fin, formant des alternances décimétriques à métriques avec les micaschistes; déformées et métamorphiques comme leur encaissant, leur paragenèse à quartz, feldspath, chlorite, biotite, actinote et /ou hornblende reflète leur composition dacito-andésitique.

ξ^2 [1] ; gr. **Grès roses micacés de La Pallotière, des Vallées et de La Dagoterie; micaschistes graphiteux de La Pallotière et de la Dagoterie.** Depuis la région d'Olonne au Nord-Ouest jusqu'à celle de Talmont au Sud-Est, des niveaux plus ou moins boudinés ou lenticulaires de micaschistes graphiteux et de grès roses micacés, souvent associés sur le terrain, sont intercalés dans la formation des micaschistes. Ces petits bancs d'épaisseur métrique à décamétrique passent probablement souvent inaperçus en dehors des affleurements cartographiés de La Pallotière et de La Dagoterie.

Les micaschistes, généralement pulvérulents, sont constitués de quartz, de biotite très fine et de graphite. Les grès à grain fin sont riches en muscovite dont l'altération donne sa teinte rosée à la roche.

$\alpha\zeta^3\rho$. **Méta-arkoses et métarhyolites de Saint-Mathurin.** Le terme « porphyroïdes » qui apparaît dans la légende de la carte (entre parenthèses) a volontairement été abandonné ici du fait de l'existence d'une formation, elle aussi appelée « porphyroïdes », sur la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie (immédiatement au Nord de la carte Les Sables-d'Olonne), n'ayant rien à voir avec $\alpha\zeta^3\rho$.

Autour de Saint-Mathurin, ainsi qu'à La Thibauderie et à La Pomeraie, affleurent des schistes verts et rouges, des grès schisteux et des arkoses, en lits alternés de quelques mètres de puissance. Les arkoses peuvent atteindre 30 m d'épaisseur (voie ferrée entre Porché et La Thibauderie). Les schistes sont subardoisiers, lamellaires, rouges en surface et noirs en profondeur. L'arkose renferme des grains de quartz dont certains ont des lacunes en «doigt de gant». Elle est aussi constituée d'albite maclée, de rare orthose, et de fragments de phyllites « mixtes » à composition de mélange entre mica blanc, biotite et chlorite. Le ciment est quartzo-phylliteux avec de très fins micas blancs formant des lits parfois épais. Aux extrémités de gros grains de quartz et de feldspath, on observe des queues de mica blanc localisées dans les ombres de pression. L'ilménite est le minéral accessoire abondant de ces arkoses.

Cette formation est située dans le prolongement de la synforme d'Ordovicien inférieur de la La Niolle et de La Baudrière. L'arkose de Saint-Mathurin occupe ainsi le cœur du synclinal ordovicien de La Niolle qu'il convient de prolonger au Sud-Est, au moins jusqu'à Gabin. Ces arkoses semblent donc appartenir stratigraphiquement encore à l'Ordovicien moyen (04), superposées à l'Ordovicien inférieur à moyen (02-3).

Transition mésozone-épizone

Foliation majeure : S2 ; mais nombreuses évidences de la transposition inachevée de S1 dans S2 dans les schistes hétérogènes quartzeux mais aussi dans les schistes s.s.

ξ^1 . **Séricito-schistes et micaschistes à muscovite.** C'est une série flyschöïde où alternent des schistes en plaquettes à surface mate et peu lustrée avec des schistes dont la surface est franchement pailletée de micas blancs. À 500 m au Nord de la gare d'Olonne, des schistes graphiteux sont intercalés dans la formation, accompagnés de schistes à mica blanc, chlorite et très petits grenats (0,1 mm). Dans les schistes pélitiques ferrifères, souvent associés aux schistes graphiteux, l'association rare à *chlorite-chloritoïde* représente l'assemblage métamorphique type de la transition mésozone supérieure-épizone inférieure. Ces minéraux représentent donc les dernières traces évidentes du métamorphisme que l'on rencontre dans les schistes pélitiques en allant vers le Nord. Plus haut dans la série (plus au Nord), la minéralogie peu variée de ces schistes clairs verdâtres n'est plus constituée que de quartz (\pm feldspaths) et surtout de phyllosilicates (biotite et muscovite) dont les compositions chimiques commencent à s'éloigner de celles des pôles purs. Ces compositions sont des «mélanges» (chimiques) entre chlorite-biotite, chlorite-muscovite, biotite muscovite et muscovite-biotite-chlorite.

Passant en concordance, au sommet, aux schistes ordoviciens (o2-3) qui renferment le niveau des grès (arénigiens) à *Cruzianafurcifera*, cette formation faiblement métamorphique appartient vraisemblablement au Cambrien supérieur.

Intercalés dans la formation ξ^1 , **des grès micacés** ($\xi^1[1]$) forment un petit niveau-repère et permettent ainsi de mettre en évidence les grandes (plurikilométriques) structures postschisteuses qui affectent les schistes précédents (ξ^1), bien que cela soit toujours difficile dans l'arrière-pays vendéen. On les suit sur plusieurs centaines de mètres aux environs de La Goulpière et de La Cantinière. De même, vers Le Hasard (Talmont-Saint-Hilaire) et Les Touillères, ils forment un niveau repère d'échelle kilométrique, qui revient à l'affleurement par plis successifs.

Épizone

Foliation majeure : S1-2; dépend du stade d'évolution de la transposition de S1 dans S2 dans les schistes et a fortiori dans les schistes plus gréseux.

L'entrée dans l'épizone vraie est marquée par la disparition de la biotite *s.s.* (mica noir) ainsi que du couple *chlorite-grenat* dans les riches pélitiques. La « biotite » peut néanmoins être observée (caractères optiques intacts) plus haut dans la série, alors que son analyse chimique ne livre plus que des compositions de «mélange» avec les autres minéraux phyllosilicates. D'une manière générale d'ailleurs, les phyllosilicates montrent une évolution remarquable en remontant dans l'épizone : d'ordre chimique d'abord avec des compositions de «mélange», puis d'ordre minéralogique avec des phyllites composites en «sandwich» (voir S4d). Ces observations sont la preuve que l'intensité

du métamorphisme s'affaiblit vers le sommet de la série paléozoïque, ne permettant plus l'homogénéisation des phyllites (voir chapitre « Évolution tectono-métamorphique »).

C'est également à partir de l'épizone que peuvent être découverts les premiers fossiles épargnés par les déformations et le métamorphisme (voir 02-3).

01p. **Rhyolites de La Boustière et de Talmont (Ordovicien inférieur: Trémadoc?)** Un corps de roche volcanique acide de dimensions 2 km x 1 km environ, recoupé et décalé par une faille NNE-SSW, affleure juste au Nord de Talmont-Saint-Hilaire. Ce corps, intercalé dans les micaschistes à deux micas, est formé d'une roche massive et dure, de teinte rose-jaune, se débitant en gros bancs et alternant avec des niveaux rubanés et plissotés.

Le caractère volcanique de ces roches n'est pas évident au premier examen étant donné l'absence de fluidalité, la structure visible étant d'origine tectonique (schistosité). Leur texture est felsitique équante, rarement microgrenue (la rareté des phénocristaux est caractéristique de ce corps) et localement à tendance granoblastique. La matrice est constituée de microlites de plagioclase, frais et maclés, de feldspath potassique plus ou moins perthitique et de quartz (Boyer, 1974); la biotite chloritisée et les granules d'oxydes de fer sont les minéraux sombres de la paragenèse.

Ces roches, de type rhyolite alcaline, sont très peu déformées, non métamorphiques mais entièrement recristallisées. Elles constituent de manière très probable le protolite des métarhyolites d'Olonne-sur-Mer (voir plus haut).

À Talmont, C. Boyer (1974) décrit « un faciès excessivement rubané et fluidal, à caractère sphérolitique, très riche en fiammes allongées à structure axiolitique » mettant ainsi en évidence la présence d'ignimbrites au sein des volcanites.

D'autres affleurements, correspondant à des corps plus petits, sont observables, depuis La Burelière au Nord de d'Ile-d'Olonne jusqu'à La Clémentinière à l'Est de Talmont, en passant par La Boustière. Certains d'entre eux exposent des roches typiquement microgrenues qui s'apparentent aux microgranites de L'Aurière et de La Mouzinière (voir plus loin). D'autres montrent des roches à caractère granoblastique qui rappellent les roches nommées «granite des Taffeneaux» (voir plus loin).

Comme cela a déjà été dit, il semble que tous ces corps effusifs ou intrusifs au sein de la formation des micaschistes (à biotite et grenat ou à deux micas), qui présentent de nombreux caractères communs, appartiennent à un même épisode volcanique d'âge cambrien terminal à ordovicien basai. En effet, c'est dans les formations surmontant ces volcanites, où les transformations tectono-métamorphiques deviennent

modérées, que les « premiers » (les plus profonds) fossiles ont été identifiés dans la série paléozoïque: c'est le cas de *Cruziana furcifera* qui permet d'attribuer ces formations à l'Ordovicien inférieur.

O2-3. Ordovicien inférieur à moyen (Arénig à Llanvirn). Schistes sériciteux. Un ensemble complexe de schistes subardoisiers peut être observé entre Le Poiré (Sud-Est de Saint-Martin-de-Brem) et le village de Poiroux. Il encaisse la formation gréseuse à *Cruziana furcifera*. Ces schistes sont lustrés, à très fins micas blancs. Ils présentent un débit planaire facile et contiennent des amygdales étirées de quartz hydrothermal. Souvent colorés en rouge en surface, ils sont vert foncé à noirs en profondeur. Certains niveaux renferment en abondance des cristaux de pyrite (O2-3[1])

Au moment de la réalisation de la carte à 1/80000 Palluau, M. Ters avait bénéficié d'une observation optimale grâce aux tranchées réalisées pour le gaz de Lacq en 1971. Le long d'une coupe S-N presque continue entre La Barbière-Marchande et Le Puy-Gaudin, les termes suivants avaient été décrits :

- grès siliceux et micacés du complexe arénigien à *Cruziana* de La Rogerie et de La Vergne (puissance 45 m) ;
- schistes sériciteux en fines lamelles, traversés par la Vertonne (250 m) ;
- schistes en plaquettes (130 m) ;
- schistes à cristaux de pyrite (La Nilière, 50 m) ;
- schistes subardoisiers (60 m) ;
- schistes à intercalations gréseuses (150 m) ;
- schistes micacés (150 m) ;
- schistes à pyrite (5 m) ;
- schistes en plaquettes à intercalations gréseuses (300 m) ;
- schistes pyriteux en fines lamelles (La Fromentinière, 125 m) ;
- schistes en plaquettes (La Loubette, 300 m) ;
- grès micacés (1 m) ;
- schistes psammitiques, en fines lamelles (250 m) ;
- schistes à pyrite (250 m).

Toutes ces formations ont un pendage d'environ 40° vers l'ENE.

Parfois, les schistes en plaquettes, à surface mate ou lustrée par des paillettes de mica blanc, alternent avec des grès siliceux micacés (Le Courroux, La Burelière). Immédiatement au Nord du cimetière d'Ile-d'Olonne, ainsi qu'aux Biottières, affleurent des grès micacés analogues à ceux de La Cantinière (ξ¹[1]). Les grains de quartz y sont étirés et pourvus de queues de mica blanc et de quartz, formées en ombres de pression.

En bordure du massif granitique d'Avrillé, cette formation globalement pélitique montre des cristallisations tardives de biotite et de cordiérite sur les divers stades d'évolution de la transposition (ici 3 et 4), résultat de la mise en place du granite, en contraste thermique avec son encaissant épizonal. Ces minéraux tardifs « scellent » de

façon spectaculaire les structures acquises précédemment par les schistes.

Par sa richesse en niveaux pyriteux, cette formation de schistes sériciteux se distingue relativement aisément des autres formations pélitiques. Au-dessus reposent les schistes subardoisiers de Puy-Gaudin qui sont attribués au Llandeilo.

O2-3 [1]. **Schistes sériciteux à niveaux pyriteux.** Entre Le Petit-Besson et La Grande-Bénatrie ainsi qu'au Poiré, les schistes sériciteux ou en plaquettes décrits ci-dessus peuvent devenir très pyriteux. La dimension des cristaux de pyrite approche le centimètre, ce qui permet d'observer particulièrement bien les grandes ombres de pression, constituées de quartz à leurs extrémités, dont l'assymétrie indique un sens de cisaillement vers l'Ouest. Les cristaux de pyrite sont le plus souvent déformés et / ou fracturés par les dernières déformations.

G. **Grès siliceux et grès micacés à muscovite détritique.** Ils sont visibles de part et d'autre des grès bruns grossiers qui ont fourni des traces de bilobites. Au dessous de ces grès bruns, ce sont des grès blancs fins et des microquartzites assez translucides très finement lités. Au-dessus, on rencontre une masse de grès blanc fin, en bancs plus ou moins épais, de 10 à 30 m de puissance. Au toit de la formation, on observe des grès lenticulaires (micas blancs détritiques) et feuilletés alternant avec des schistes satinés.

O2G. **Bancs de grès-quartzites des Pierres Garatelles (en Vairé) et de La Mousinière du Poiroux, à Cruziana furcifera.** C'est dans des grès bruns (au moulin de la Flaivière) que *Cruziana furcifera* a été trouvé en 1951 par M. Ters, ce qui a permis de déceler, pour la première fois, des sédiments du Paléozoïque dans les terrains schisto-gréseux de Vendée occidentale et littorale, jusqu'alors considérés comme briovériens (Deflandre et Ters, 1966).

La masse gréseuse principale débute parfois par un grès grossier ou un petit conglomérat de quelques décimètres d'épaisseur (les Pierres Garatelles à 800 m au Sud-Ouest de Vairé, et la Haute-Mulnière). De nombreux filons de quartz laiteux sillonnent la roche. Au Sud-Ouest de Vairé, le niveau gréseux le plus épais peut être suivi sur 2 km, depuis La Voie-Lambert à l'Ouest, jusqu'à La Friconnière, à l'Est. Il est découpé en six tronçons décalés par des petites failles (non tracées sur la carte). Il prolonge à l'Est le grès de la Haute-Mulnière. À Sainte-Marie-de-la-Pépinière (à l'Ouest du Pin), le grès forme un éperon dominant au Sud la vallée de l'Auzance: il est feuilleté, en bancs de 0,25 à 1 m d'épaisseur, avec une puissance totale de 30 m environ.

Le grès a rarement évolué en quartzite. Quelques minéraux détritiques sont présents: mica blanc, chlorite, zircon, tourmaline verte; l'ilménite est fréquente. Certains niveaux sont criblés de cristaux d'hématite ou de petits amas ferrugineux. Dans ces grès on n'observe jamais de quartz rhyolitique, malgré la proximité des microgranites

de Vairé et du Retail ; ces massifs sont intrusifs dans l'Ordovicien et le Silurien.

Le grès comporte une schistosité plutôt fruste se traduisant par la disposition plus ou moins planaire des phyllites, par un aplatissement des grains de quartz et parfois leur étirement en fuseau. Les phyllites se moulent sur les grains de quartz, aux extrémités desquels se sont formées des queues de quartz et de mica blanc entremêlés, dans les zones d'ombre de pression.

Au sommet, le complexe schisto-gréseux arénigien passe aux schistes (O4) subardoisiers (La Friconnière, Porcher).

Au Sud-Est de Saint-Mathurin, les grès de La Rogerie et de La Brunière relient le groupe de Vairé—La Mothe-Achard au groupe du Poiroux. À l'Ouest du Poiroux, ils affleurent en plusieurs bandes, répétées par plis: ce sont, du Nord au Sud, les bandes de Bois-Jaulin ; de La Claire—La Vergne-Cornet—La Jarrière—Garnaud ; de La Thérésièrè—Le Bois-Savin—La Mousinière—Finfarine ; de La Jeannière—La Bertraire—La Grande-Fonsonnière ; et de La Templerie—Le Moulin-Sorin.

O4. Ordovicien moyen (Llandeilo). Schistes subardoisiers des Reffes, de La Flaivière et du Poiroux, à acritarches et chitinozoaires. Entre Vairé, Le Girouard et La Remelière, on peut observer des schistes subardoisiers, graphiteux, noirs en profondeur (mais altérés en surface : gris-vert) et légèrement lustrés. Ces schistes ont été exploités comme ardoise à La Daunière et aux Reffes.

Cette formation doit son rattachement au Llandeilo grâce à la découverte d'une microfaune au Sud-Est de Vairé (à La Flaivière et aux Reffes). À cet endroit, les schistes renferment un microbios comprenant des acritarches assez nombreux et des paléophycées (Deflandre et Ters, 1966). Une centaine d'acritarches a été trouvée, parmi lesquels *Deunffia* cf. *monacantha*, *Veryhachium* cf. *lairdi* et *V.* cf. *tetraedron*, caractéristiques de l'Ordovicien. On trouve aussi, entre autres, *Archaeohystricophaeridium* cf. *pungens*, des *Baltisphaeridium* cf. *longispinosum* et *B.* cf. *lucidum*, qui sont surtout ordoviciens. *Michrystridium* cf. *alloiteauei* et *M. nannacanthum*, connus dans l'Ordovicien, sont aussi présents.

Superposés aux grès précédents (O2G) à *Cruziana furcifera* de La Mortière, les schistes de La Flaivière peuvent donc être rapportés en toute vraisemblance au Llandeilo.

De La Barbière-Caillon au Girouard et à La Remelière, des schistes ardoisiers identiques à ceux des Reffes et de La Flaivière, mais qui n'ont malheureusement pas livré de fossiles (initialement laissés sous le terme « Ordovicien indifférencié » dans la dernière édition de la carte à 1/80 000 Pallau), sont visibles le long d'une bande WNW à ESE. Ces schistes noirs, brillants et épimétamorphiques, se débitent en plaques ou en lames subardoisières qui atteignent 50 cm de côté ; leur épaisseur varie de quelques millimètres à 1 cm. Ils sont constitués

par du quartz extrêmement fin et des petits lits de phyllosilicates. L'ilménite en baguettes et le rutile en fines aiguilles sont abondants, ainsi que la matière graphiteuse. Ces schistes alternent avec des schistes gris, à très fines passées quartzieuses et lits micacés qui donnent un reflet argenté. Ils comportent peu de veines de quartz. L'analyse chimique des phyllites blanches montre qu'il s'agit en fait de mélange entre biotite-chlorite-muscovité.

Le faciès de ces schistes est identique à celui des schistes ardoisiers de Lambergère et du Givre (à l'Est et au Sud de La Roche-sur-Yon), à *Nucula bussacensis* (Brillanceau, 1962; Brillanceau et Mathieu, 1965), que ces auteurs attribuent à l'Ordovicien moyen (Schistes d'Angers).

Les alternances lithologiques marquées dans des niveaux sombres permettent d'observer particulièrement bien les relations entre les structures précoces (S0 et S1) de ces schistes peu métamorphiques et la schistosité régionale S2.

Les schistes du Givre prolongent, au Sud-Est, les schistes subarboisiers qui reposent sur les grès du Poiroux (Garnaud). Ils constituent les deux rives du barrage de Finfarine jusqu'à Sorin. Dans les schistes de l'Aufraire, qui sont dans le prolongement exact de ceux de Sorin, les mêmes paléophycées que celles trouvées dans les schistes des Reffes et de La Flaivière ont été déterminées (Ters, non publié).

Au contact du granite d'Avrillé, on note la présence de schistes tachetés, identiques à ceux décrits dans la formation sous-jacente 02-3. Là encore, biotite et cordiérite sont les minéraux du métamorphisme de contact engendré par le granite lorsqu'il se met en place dans l'épizone.

05-6. Ordovicien supérieur (Caradoc et Ashgill). Schistes à sérécite de La Mothe-Achard. Le long d'une bande orientée N 110 (de La Chapelle-Achard à La Reinière et La Jeannière), on peut observer une formation de schistes gris-bleu à noirs, non lustrés, qui se débitent en lames bien lisses ou crénelées (La Gautrechère, Migné, Le Cousais). Ils sont principalement constitués de quartz, d'une population de minéraux phylliteux et de matériel graphiteux. Les minéraux accessoires sont l'ilménite, rarement le rutile et l'apatite. L'analyse des compositions de ces phyllites indique que l'on s'éloigne progressivement

(en montant dans la série) de la composition de phyllites caractéristiques : on obtient des mélanges chimiques entre les pôles muscovite et chlorite. Ceci tend à montrer que le métamorphisme, qui agit sur la composition des minéraux, n'a pas été ici suffisamment fort pour homogénéiser ces compositions mixtes et en faire deux populations distinctes (de chlorite et de muscovite).

Faute de fossile, il n'a pas été possible d'identifier avec certitude l'âge de ces formations schisteuses comprises entre les grès (Arénig) à *Cruziana furcifera* et le complexe silurien à phtanites (Llandovéry)

de La Mothe-Achard—Nieul-le-Dolent. Cependant, cette position stratigraphique permet de leur attribuer un âge moyen, ordovicien supérieur selon toute vraisemblance.

Cet ensemble schisteux a été recoupé par les tranchées du gaz de Lacq, entre La Guibretière et Le Bois-Hupé. Il est situé immédiatement sous le complexe silurien à phtanites de Nieul-le-Dolent.

Deux niveaux de **grès siliceux et micacés** (o5-6[1]) sont intercalés dans ces schistes. On peut les suivre de La Surlière au Nord de La Brochelière ainsi que des Loges-Maltières au Coussais et vers La Noémi, mais ces grès ne constituent pas, comme les grès de la formation ¹ ou les bancs de grès-quartzite (O2G) des Pierres Garatelles, ou encore les phtanites de Nieul-le-Dolent (s1ph), des niveaux-repères suffisants dans cette formation de schistes très homogènes pour permettre de marquer les structures d'ordre kilométrique.

s1ph. Silurien (Llandovéry ?). Phtanites de Nieul-le-Dolent, à radiolaires et graptolites. Le massif granitique d'Aubigny et de Sainte-Flaive-des-Loups est bordé au Sud par les phtanites, de La Mothe-Achard à La Boissière-des-Landes. Ils ne forment pas un niveau unique, mais plusieurs bancs intercalés dans les schistes que l'on peut suivre sur une douzaine de kilomètres. Ces microquartzites graphiteux forment donc le niveau-repère par excellence dans cet arrière-pays vendéen constitué globalement de schistes. Des niveaux gréseux sont souvent associés à ces phtanites (au Nord de la Lière). Souvent très redressés, ces phtanites, épais de 3 à 6 m, reviennent à l'affleurement par plis isoclinaux successifs déversés au Sud. Ils reposent sur la série ordovicienne. Jusqu'ici les phtanites n'ont livré que des radiolaires indéterminables et une sicule de graptolite (au Nord de La Brissonnière) qui atteste de leur âge paléozoïque. La série silurienne dont ils font partie est beaucoup plus différenciée (plus complète) sur la côte de Brétignolles (carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie).

Sur les cartes Poiré-sur-Vie, Luçon et La Roche-sur-Yon, les phtanites constituent également des lambeaux conservés en enclave à l'intérieur du massif granitique (La Vergne, La Beaudouinière et La Remondière).

S2G. Silurien (Wenlock?). Grès psammitiques de La Boissière-des-Landes. Des grès micacés et psammitiques roses ou blancs peuvent être observés à La Brissonnière (en Vairé) ainsi que sur la bordure sud-ouest du massif granitique à La Jarrie, Le Moulin-de-la-Lière, Nieul-le-Dolent et La Boissière-des-Landes.

S2p. Silurien (Wenlock ?). Rhyolites, tufs rhyolitiques, grès et arkoses de Nieul-le-Dolent et de La Mothe-Achard. Des niveaux de **rhyolites** peu épais, en position interstratifiée dans les niveaux du Wenlock, attestent d'émissions volcaniques épisodiques à cette période. Elles correspondent aux coulées rhyolitiques vraies qui affleurent plus largement sur la carte Poiré-sur-Vie (rhyolites métamorphiques de Saint-

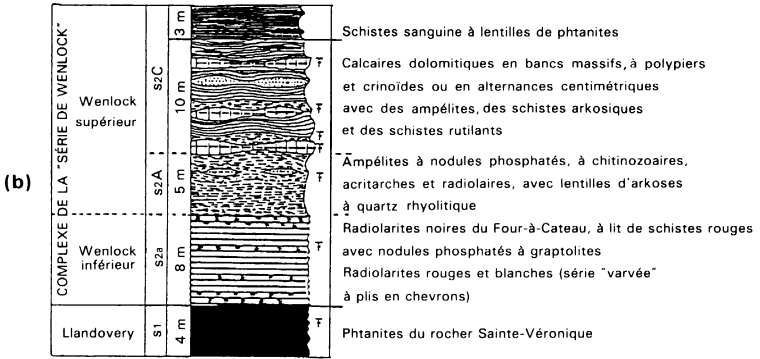
Julien-des Landes—La Chapelle-Hermier) et qui recouvrent le niveau des phanites du Llandovéry. Ces rhyolites sont de couleur rose, blanche (lorsqu'elles sont altérées) ou noire et de structure généralement massive même si la roche se débite en dalles montrant une nette schistosité. Parfois, le débit est lamellaire. La matrice felsitique est parcourue de lits minces à micas blancs qui soulignent la foliation. Les phénocristaux y sont très nombreux ; les quartz sont automorphes mais déformés, étirés et tronçonnés. Dans les golfes en « doigt de gant », la matrice montre un stade de cristallisation moins avancé que celui de la mésostase (quartz et feldspath parfois sphérolitiques, sans mica blanc).

En dehors du massif de Saint-Julien-des-Landes—La Chapelle-Hermier, les coulées ont eu, on le voit ici, une extension restreinte. Absentes de la région côtière (Brétignolles), elles sont rares entre La Mothe-Achard et La Boissière-des-Landes et peu épaisses (30 m seulement à Nieul-le-Doient). Après ces émissions localisées dans l'espace, la sédimentation du Silurien supérieur a été assez uniforme dans toute la région ouest-vendéenne.

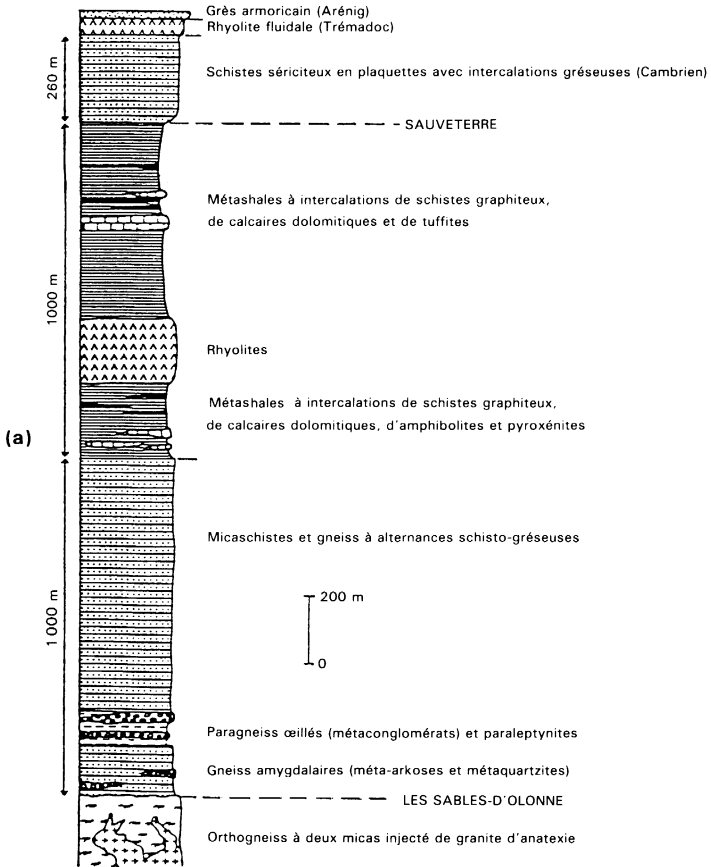
Les **tufs rhyolitiques** sont associés aux rhyolites *s.s.* Des **grès** siliceux blancs à grains très fins ont été également observés en étroite relation avec les passages acides rhyolitiques au Nord-Est de La Mothe-Achard (L'Olivière). Ils peuvent comporter des micas parsemés dans la matrice siliceuse.

Les **arkoses** à grains de quartz rhyolitique sont les produits d'érosion du volcanisme acide. Elles représentent, en fait, l'écho sédimentaire (passage latéral) des rhyolites (La Chapelle-Hermier—Saint-Julien-des-Landes sur la carte Poiré-sur-Vie) en dehors du domaine où se produisaient les éruptions. Ces arkoses se présentent le plus souvent sous la forme de lentilles. Elles ont été rencontrées à La Brissonnière (Nord-Est de Vairé), à L'Audouinière et à Nieul-le-Dolent. D'une manière générale, ces lits d'arkose témoignent de phénomènes d'érosion pénécotemporains des coulées.

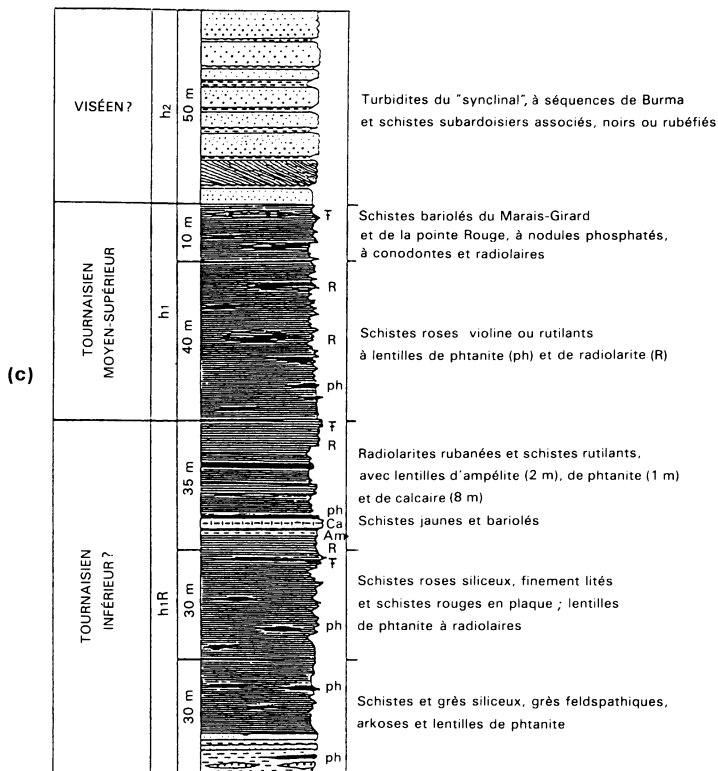
S3. Silurien (Ludlow ?). Schistes rouges à lentilles de phanite (ph) et microquartzites (χ). Sur l'estran, à Brétignolles, une formation de schistes rouges affleure largement, en particulier à l'Ouest du rocher de Sainte-Véronique (sur la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie), à l'Ouest du «lac» et au Nord-Ouest du Corps de Garde du Marais-Girard. Elle peut atteindre 40 m de puissance, mais le laminage des flancs ne permet pas une évaluation très précise. Les schistes siliceux se débitent en grandes plaques subardoisières de 1 cm d'épaisseur. Des lits millimétriques de grains de quartz de 10 à 100 μm alternent avec des lits plus phylliteux à hématite. Le rutile aciculaire est abondant. Cette roche forme les buttes les plus élevées sur l'estran, au Nord de la route. Des lentilles d'arkose et de schiste à grains de quartz noir y sont fréquentes, ainsi que des lentilles de quartzite de plusieurs mètres de longueur. Parfois riches en matière graphiteuse, ces lentilles contiennent un grand nombre de radiolaires écrasés.



Ters *et al.*, 1986



R. Wyns et J. Le Métour (1983),
d'après la description détaillée de M. Ters (*in* Nicot *et al.*, 1980)



Ters et al., 1986

Fig. 4 - Log synthétique de la série entre Les Sables-d'Olonne et Sauveterre (a) puis de la série silurienne de Brétignolles (b) et enfin de la série dinantienne de Brétignolles (c)

Remarquer l'absence de repère stratigraphique dans les niveaux les plus profonds, à partir de Sauveterre

Vers la base des schistes rouges, des lentilles épaisses de quelques mètres sont constituées de schistes orangés ou rutilants. Ces roches, les plus tendres de la série, sont perforées par des pholades et de nombreux couloirs de l'estran y sont creusés.

S3 χ . Silurien (Ludlow ?). Série rythmique supérieure de Brétignolles.

Cette formation est constituée de lits alternés de quartzites blancs et de schistes rouges, d'épaisseur centimétrique, imitant des varves. Les lits quartzeux sont parsemés de très fines paillettes de mica blanc orienté. Des radiolaires écrasés y ont été observés. Cette série rythmique comporte ainsi des couches de schistes rouges ou orangés, de 3 à 10 m d'épaisseur, des bancs à lits siliceux ne dépassant pas 5 m.

La déformation a entraîné un laminage particulièrement remarquable dans cette alternance de niveaux de compétence différente puisqu'il a conduit parfois à la disparition des schistes par rapport aux lits quartzeux. En position presque toujours subverticale, cette formation rythmique forme les petits reliefs de l'estran.

Au sommet, le passage des schistes rouges aux grès feldspathiques (s4-d) se fait par l'intermédiaire d'un complexe de *schistes bariolés* faciles à observer à 40 m au Nord-Ouest du «synclinal». Épais de 10 m environ, il comprend des schistes subardoisiers noirs, rouge brique ou ocre, un peu micacés, en fines couches millimétriques où des nodules aplatis d'hématite sont intercalés. Ils renferment des lentilles constituées de lits siliceux centimétriques de quelques mètres de longueur.

Dans cette formation, il n'est plus possible d'observer les structures de la déformation régionale. Ni schistosité S2, ni microplissement, ni crénulation ne sont visibles. La seule schistosité présente «S0-1» est faiblement pénétrative par rapport à ce qu'était S2 dans les schistes sous-jacents.

La recherche de microfossiles dans une des lentilles silico-phosphatées noires, incluses au sommet des schistes bariolés, a permis de fournir, dans un premier temps, un microbios constitué de nombreux radiolaires et des formes nouvelles (à l'époque) de nassellaires, dont l'évolution caractérisée a d'abord conduit l'auteur (Deflandre, 1972) à proposer un âge dévonien pour ces niveaux. La découverte de conodontes dans un nodule phosphaté a permis, dans un deuxième temps, d'attribuer ces formations au Tournaisien (Comble *et al*, 1985) et de reconsidérer la partie supérieure de la série paléozoïque de Vendée littorale (fig. 4).

Avertissement au lecteur. La récente identification du Tournaisien dans les schistes bariolés à nodules phosphatés de Brétignolles (Comble *et al*, 1985), après la réalisation de la carte Les Sables-d'Olonne par Mme Ters, explique la position de cette formation dans la légende et dans le texte. Celle-ci devrait en réalité se trouver plus bas dans le

texte (après d1a et d1b et suivie par S4-d), conformément au log synthétique (fig. 4).

s1-3. Silurien indifférencié. À l'Est de Vairé, le long de la vallée de l'Auzance, entre La Grande-Poissolière, La Richard et la ferme du Retail, une formation gréseuse affleure. Les niveaux gréseux sont peu micacés et les grains de quartz sont émoussés, parfois ovoïdes et assez mal calibrés. Ces grains dépassent rarement 1 mm; les plus gros sont en relief sur la trame satinée de la roche. Le ciment est constitué par de petits grains de quartz, comblant les interstices, et par du quartz fibreux de recristallisation. De très minces phyllites sont intercalées dans ce quartz. Dans les niveaux les plus micacés, la muscovite s'allonge en lits fins dans le plan de foliation.

Ont également été rassemblés sous le terme « Silurien indifférencié », l'ensemble des schistes pélitiques situés au contact du granite d'Aubigny—Sainte-Flaive-des-Loups, trop affectés par le métamorphisme et la déformation pour pouvoir livrer des fossiles. La situation de leur description dans le texte n'est donc pas comparable à leur position stratigraphique, incertaine. On peut en effet penser qu'à proximité du massif granitique, des perturbations d'ordre structural ont eu lieu.

La foliation majeure est, comme à la base de la série, composite S0-1-2.

Une succession complexe (incomplète donc incohérente) d'assemblages minéralogiques peut être observée dans les schistes en s'approchant du granite. Compte tenu de la discontinuité des affleurements dans cette région, la succession complète d'assemblages minéralogiques a été déduite des observations faites sur l'ensemble du pourtour du massif granitique et ne correspond pas aux résultats acquis uniquement sur la superficie de la feuille Les Sables-d'Olonne. Le lecteur se rendant sur le terrain sera très vraisemblablement déçu de ne pas avoir une coupe continue dans cette large auréole de contact (les résultats présentés ont été obtenus après 3 années d'échantillonnage systématique intensif des roches pélitiques à proximité des granites).

La description lithologique correspondant, dans ce cas, plus à une analyse pétrologique des différents assemblages minéralogiques et des paragenèses index du métamorphisme ainsi que de l'évolution de celui-ci, elle est donc donnée à la suite des descriptions lithologiques,* au chapitre « Évolution tectono-métamorphique ».

**s4-d. Siluro-Dévonien. Grès feldspathiques du « synclinal » (Bréti-
gnolles).** Atteignant au moins 50 m de puissance, cette formation est constituée par une alternance de schistes feuilletés rouges ou noirs et de grès feldspathiques en bancs massifs, épais de 10 à 60 cm; une couche de grès plus épaisse (10 m), sans intercalation schisteuse, marque certains plis. Des schistes noirs subardoisiers, épais de plusieurs mètres, sont intercalés dans la formation à l'Ouest du « synclinal ».

Les niveaux gréseux contiennent des grains de quartz et de feldspath. L'albite se présente en grains maclés, de taille comprise entre 50 μm et 1 mm. Les grains de quartz sont souvent très allongés dans le plan de stratification, avec une extinction ondulante très prononcée. Ces grains sont parfois prolongés par des queues de micas blancs. On note la présence de quelques petits galets quartzo-feldspathiques. Le ciment est constitué de petits grains de quartz et surtout de fines phyllites détritiques en lits minces, soulignant la stratification. Des phyllites détritiques plus grosses sont souvent formées par la coalescence de plusieurs paillettes de nature différente (ancienne biotite, chlorite, muscovite ferrifère, etc.), donnant un aspect de « sandwich » qui est en réalité un mélange non plus chimique mais minéralogique. À ce niveau de la coupe (sommet de la série paléozoïque), on atteint la limite *épizone supérieure-anchizone*, où le métamorphisme n'est plus suffisamment fort pour faire recristalliser et homogénéiser les phyllosilicates. Ce sont ces individus (en « sandwich ») qui donnent très vraisemblablement les phyllites à composition chimique mixte rencontrées plus bas dans la série (O5-6), où le métamorphisme, plus intense, a commencé son homogénéisation. De nombreux grains d'ilménite, de zircon et de limonite sont disséminés dans la roche. Quelques figures de sédimentation oblique ou entrecroisée sont visibles dans les grès.

Comme pour S3X, il n'y a pas de schistosité superposée: la seule schistosité qui peut être observée est toujours très faiblement pénétrative, même dans les niveaux les plus argileux. Cette formation plissée revient à l'affleurement une douzaine de fois sur l'estran de Brétignolles.

Par rapport aux schistes sous-jacents (S3), les grès feldspathiques correspondent à un changement de faciès important. La sédimentation est plus grossière, bien que les grains dépassent rarement 500 μm . de diamètre. Les matériaux détritiques remaniés et triés sont ceux de granites à deux micas : quartz (le plus abondant), feldspath potassique (très rare), plagioclase acide, mica blanc et mica noir. Ce matériel anguleux a été transporté à très faible distance de son lieu d'origine. Tourmaline, zircon et ilménite font partie du cortège normal des minéraux lourds des arènes. Toutefois, ce matériel n'est pas exclusivement d'origine granitique, en raison de la présence de quelques petits galets centimétriques de quartzite. Mais il est différent de celui des arkoses dérivées de rhyolites, incluses dans le niveau des ampélites et dans la série rythmique supérieure.

d1a. Dévonien inférieur. Schistes rouges du Marais-Girard. Ces schistes rouges (ou gris en dalles) affleurent à 100 m au Sud du Corps de Garde du Marais-Girard, entre les arkoses et les grès feldspathiques. Ils sont épais d'une dizaine de mètres et de composition pélitique. Ces schistes sont principalement constitués de phyllites ocre dont les compositions chimiques mixtes tombent entre celles d'une biotite, d'une muscovite et d'une chlorite.

d1b. **Dévonien inférieur. Arkoses du Marais-Girard.** Cette formation massive, bariolée de vert et de rouge, affleure sur la côte. Épaisse de 75 m environ, elle comprend des arkoses et des grès alternant avec de minces lentilles schisteuses. Les arkoses renferment des quartz à extinction ondulante et des feldspaths (orthose perthitique maclée Carlsbad, albite en échiquier et grandes albites maclées); tous sont très anguleux et hétérométriques. Le ciment de cette roche très faiblement métamorphique est un mélange de quartz et de micas blancs. Ceux-ci, en «feutrage» épais, dominent généralement mais ils forment aussi des traînées effilochées dans le quartz microcristallin. Les grains de zircon, d'ilménite et d'oxyde de fer sont fréquents. Les grains de quartz et de feldspath sont souvent fracturés, cimentés par des micas blancs et du quartz. Les micas blancs sont toujours très fins et à composition de mélange. Les figures en ombres de pression sont rares et petites.

Les grès schisteux, à petits quartz anguleux, sans feldspath, ont un ciment chloriteux verdâtre criblé de petits grains ferrugineux avec quelques rares paillettes détritiques de mica blanc. La foliation est moins nette que dans les arkoses.

Cette formation, plongeant au Nord-Est, repose en concordance sur les schistes lie-de-vin (d1a). Elle est située au sommet de la série paléozoïque présentée dans cette notice, juste sous les formations S3, S3 χ et s4-d récemment identifiées comme étant du Tournaisien (Comble *et al.*, 1985). Son origine est vraisemblablement continentale.

Roches plutoniques et métaplutoniques

$\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss des Sables-d'Olonne.** Le massif orthogneissique des Sables-d'Olonne constitue les affleurements les plus occidentaux de la région ouest-vendéenne, compte tenu de la direction régionale des structures. Il correspond ainsi au niveau structural le plus profond par rapport à la série paléozoïque décrite précédemment (fig. 5).

L'extension de ce massif est limitée, puisqu'il n'est exposé qu'en bordure littorale. Il affleure à l'Ouest des Sables-d'Olonne, à La Chaume, à partir du lieu noté « Les Godets » et constitue l'extrémité sud de la coupe entre Brétignolles—Sauveterre—Les Sables d'Olonne. Cet orthogneiss réapparaît à l'Est, décalé d'environ 2 km par un décrochement dextre de direction N160, au Sud des Sables-d'Olonne, au niveau de la pointe de Péruse (fig. 1).

Ce massif présente une foliation constante pentée vers le Nord, concordante avec la foliation majeure régionale. Une perturbation de la foliation intervient néanmoins, à l'approche du massif granitique du Puits-d'Enfer (= granite d'anaxie des Sables-d'Olonne; cf. *infra*). L'orthogneiss semble avoir subi, au moins, l'ensemble des déformations décrites dans les séries métapelitiques qui le surmontent.

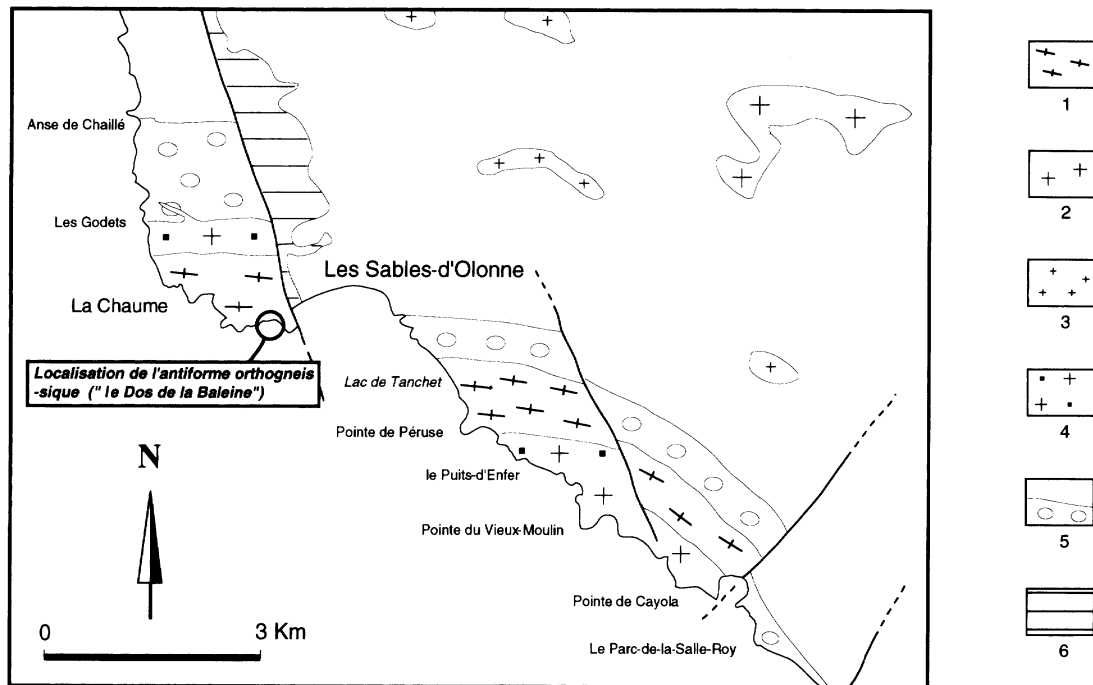


Fig. 5 - Carte géologique de la région des Sables-d'Olonne, indiquant les localités-types des principaux faciès des roches para- et orthodérivées

Des plis couchés synfoliaux (S2), de direction axiale N20 à N40 ont été observés dans les faciès leucocrates de l'orthogneiss. Dans les séries métapélitiques qui le recouvrent, des niveaux gneissiques, que nous interprétons comme des filons de l'orthogneiss, sont également affectés par des plis isoclinaux synfoliaux (S2) d'axe N-S et plongeant de 35° vers le Nord. La géométrie de ces plis est cohérente avec celle des plis synfoliaux de phase 2 observés dans les micaschistes du niveau structural inférieur (Sauveterre—Les Sables d'Olonne—pointe du Payré). Des filons aplito-pegmatitiques, précoces, sont également présents dans les plans de foliation de l'orthogneiss et soulignent les structures qui l'affectent. Les filons tardifs qui recoupent franchement la foliation principale, montrent une déformation moins marquée, en plis dont le plan axial est la foliation de l'orthogneiss. Ces filons semblent traversés par la foliation de l'orthogneiss.

Une linéation d'étirement marquée, qui varie de N90 à N125, est portée par la foliation majeure de l'orthogneiss ; celle-ci est également concordante avec la linéation régionale majeure L2

Les structures les plus visibles dans l'orthogneiss sont les plis post-foliaux de direction axiale variable entre N30 et N110. Ces plis ouverts, généralement droits ou à léger déversement au Sud-Ouest, sont responsables des ondulations décimétriques à décamétriques de la foliation S2. Ceux-ci sont particulièrement visibles lorsque des filons aplito-pegmatitiques tardifs, d'axe subhorizontal et de direction N100, reprennent la foliation S2 et la linéation majeure réglée à N110. C'est probablement à cette structure, se prolongeant vers le Sud-Est jusqu'au Village-du-Bois-de-Saint-Jean, que l'unité orthogneissique doit son nom d'« antiforme des Sables-d'Olonne ».

En bordure du granite d'anatexie des Sables-d'Olonne (γ^{3A}), marquée par l'abondance de filons granitiques et / ou aplito-pegmatitiques, la géométrie des plis post-foliaux évolue. À cet endroit, l'orthogneiss est affecté de microplis en chevron serrés dont les flancs sont cisailés le long de plans cisailants, faiblement pentés. Ces plans transposent la foliation majeure et semblent mouler le contact intrusif du granite orienté des Sables d'Olonne.

Au Sud, près du Puits-d'Enfer, ces plans de cisaillement sont de direction variable, entre N35 et N65, à pendage moyen de 20° vers le SSE et témoignent d'un discret cisaillement normal vers le SSE. Près du contact nord (La Chaume), les mêmes plans peuvent être observés dans les paragneiss clairs, sus-jacents. Le cisaillement des flancs de ces plis semble moins exprimé : ces plans pendent ici vers le Nord. La géométrie des microplissements suggère une tendance sensible au cisaillement vers le Sud et il s'agit ici de mouvements tangentiels en « chevauchement ».

Sur ces plans cisailants, deux types de linéation ont été enregistrés. La linéation d'intersection (S2 sur « C ») est parallèle aux axes des microplis (N30 à N110) et représente la structure linéaire la plus

précoce. La linéation d'étirement majeur, de direction moyenne N110, est mieux exprimée et semble se surimposer à la première.

Le développement dans l'orthogneiss, de structures planaires qui s'accordent avec le contact intrusif et la foliation principale du massif granitique des Sables-d'Olonne, semble pouvoir être lié à la mise en place de ce dernier. Cette mise en place est initiée vraisemblablement à la fin des déplacements tangentiels du Nord vers le Sud ; une fois créés, ces plans enregistrent surtout la déformation en régime cisailant vers l'Ouest et acquièrent la forte linéation d'étirement E-W. Ces observations confirment la chronologie de la cinématique en Vendée : les mouvements N-S se font avant ceux E-W.

À l'affleurement, il s'agit d'une roche à gros grain, relativement homogène. Deux faciès importants peuvent être distingués :

— un faciès leucocrate massif où la foliation majeure est discrètement soulignée par les lamelles de biotite ;

— un faciès sombre dont la structure est soit massive, soit feuilletée. Dans ces roches, la foliation est nette et marquée par des lits de composition différente à plus ou moins forte concentration de biotite. La linéation d'étirement E-W est particulièrement exprimée dans ces faciès sombres. Des niveaux de restites, exclusivement composés de biotite (« biotitites »), font également partie de ce massif. Dans les enclaves métapélitiques que renferme l'orthogneiss, de gros grenats peuvent se développer.

En lame mince, cette roche est principalement constituée de quartz, de plagioclase (oligoclase?), de feldspath potassique et de biotite ; la muscovite, le grenat, la sillimanite, le zircon et les opaques sont les minéraux accessoires. Dans certaines lames, le plagioclase a montré une texture de myrmékite lorsqu'il est en contact avec le feldspath potassique. L'alignement de bandes quartzo-feldspathiques souligne la linéation d'étirement dans les plans de foliation. L'ancienne texture magmatique déformée est estompée par une forte recristallisation qui efface les critères de cisaillement susceptibles d'y avoir été enregistrés.

Nous avons disposé des analyses chimiques obtenues en 1980 par M. Ters et J. Chantraine. À partir de ces analyses, nous avons calculé la norme C.I.P.W. Deux analyses de J.M. Stussi (1976) ont également été utilisées. Ces compositions normatives ont ensuite été reportées dans les diagrammes An-Ab-Or de A.L. Streckeisen (1976) et de J.T. O'Connor (1965). Dans le premier diagramme, l'orthogneiss montre des variations de composition entre un terme syénogranitique et un terme monzogranitique, sans répartition préférentielle ; deux analyses ont donné une composition de granodiorite. Dans le second diagramme, les points tombent dans les champs des granites et des trondhjémites. Ces dernières représentent probablement la composition des filons aplitiques.

Relation entre l'orthogneiss et les unités métasédimentaires. Le contact de l'orthogneiss des Sables-d'Olonne avec les formations mé-

tasédimentaires arkosiques qui le surmontent, est difficile à observer. À La Chaume, il est totalement masqué par le granite d'anatexie (γ^{3A}) qui représente le prolongement occidental du granite alcalin orienté du Puits-d'Enfer. Au Sud des Sables-d'Olonne par contre, ce contact est visible au niveau du lac de Tanchet. Les paragneiss recouvrent l'orthogneiss et ne montrent pas de variation notable de la direction et du pendage de leur foliation majeure par rapport à celle de l'orthogneiss.

L'ensemble de ces observations, et en particulier l'absence d'une discordance significative entre ces deux unités, nous amène à penser que la présence d'un socle gneissique ancien peut être raisonnablement exclue. La présence de niveaux gneissiques, que nous interprétons comme des filons de l'orthogneiss dans les alternances quartzites-pélites du Parc-de-la-Salle-Roy, et surtout leur implication dans la déformation majeure, tendent à montrer que ce massif est intrusif et antétectonique dans la série des Sables-d'Olonne. Cette interprétation doit cependant être nuancée, sans caractérisations minéralogique et géochimique approfondies de ces filons.

γ^{3A} . **Granite d'anatexie des Sables-d'Olonne.** L'orthogneiss des Sables-d'Olonne présente, de manière ubiquiste, des évidences de fusion partielle qui se développent localement jusqu'à donner un caractère franchement anatectique à la roche. Ainsi se trouvent, au sein des orthogneiss, des corps granitiques soit autochtones, à contours diffus, soit légèrement allochtones en petits corps intrusifs : ils sont accompagnés d'un cortège filonien aplo-pegmatitique développé dans l'orthogneiss et dans son encaissant.

Ces corps granitiques sont difficilement cartographiables ; l'un des principaux est indiqué à l'anse de Chaillé (Nord-Ouest des Sables-d'Olonne), d'autres, qui affleurent autour de La Chaume (fig. 5), ne figurent pas sur la carte.

Une zone de mélange entre gneiss et granite se développe sur l'estran entre Le Domaine-de-la-Pironnière et Le Village-de-Bois-Saint-Jean (Sud-Est des Sables-d'Olonne). C'est dans cette zone, au Puits-d'Enfer, que le granite d'anatexie a fait l'objet d'une datation Rb / Sr donnant un âge de 388 ± 8 Ma (Vidal, 1980).

À l'affleurement, il s'agit d'un granite rose orienté hétérogène. La structure interne est variable. Les structures comparables à celles observées dans l'orthogneiss sont exprimées plus faiblement. C'est le cas de la foliation qui semble concordante avec celle de l'encaissant paradérivé, près de La Chaume. Au Sud des Sables-d'Olonne, cette foliation paraît se poursuivre dans l'orthogneiss par l'intermédiaire de plans de cisaillement post-S2, ce qui montre son origine tardive par rapport aux déformations majeures. La linéation minérale E-W à N110, portée par cette foliation, peut devenir la structure dominante dans la roche. Ce granite peut également présenter une texture complètement isotrope et caractériser l'anatexie tardive « en place ».

En lame mince, le caractère qui prédomine est la texture magmatique conservée de ce granite. Les minéraux magmatiques ne présentent pas de déformation marquée ce qui confirme l'origine tardi-tectonique de la roche. Ce granite est constitué de quartz, d'albite et de feldspath potassique ; la biotite et le grenat y sont rares.

Les analyses chimiques de M. Ters et J. Chantraine (1980) nous ont permis de calculer la norme C.I.P.W. de ce matériel. Dans le diagramme de Streckeisen (1976), ces compositions normatives montrent qu'il s'agit d'un granite alcalin.

Les pegmatites issues de ce granite ont une composition minéralogique classique. Le quartz, le feldspath potassique et, en moindre abondance, la muscovite et la tourmaline, sont les principaux constituants ; le béryl est le minéral accidentel de ces pegmatites. Ces filons peuvent être homogènes, mais le plus souvent, ils présentent une zonation dans la largeur et dans la longueur.

$p\gamma^{1-2}$. **Granite porphyroïde à deux micas d'Avrillé et d'Aubigny.** Ces deux massifs appartiennent au groupe des granites à biotite de J.M. Stussi (1975). Ce sont les granites les moins déformés du Bas-Bocage, par rapport aux anatexites orientées de La Roche-sur-Yon et aux massifs orientés dans la foliation régionale de leucogranite équant (fig. 1). Les granites porphyroïdes à deux micas recoupent les deux premières familles de granites, sans montrer de déformation à l'échelle du massif.

Ils ont, en général, un faciès plutôt sombre dû à l'abondance des biotites. Les cristaux qu'ils contiennent sont de plus grande taille que ceux des autres granites. L'orientation des feldspaths potassiques automorphes a été observée localement à l'échelle de l'affleurement et témoigne de structures acquises à l'état magmatique. L'orientation de ces structures est par ailleurs très variable. L'existence de bordures figées indique qu'ils ont dû se mettre en place, au moins localement, dans un encaissant plus «froid» qu'eux.

En effet, le métamorphisme localisé à leur pourtour s'exprime différemment d'un endroit à l'autre. Autour du massif d'Avrillé qui recoupe perpendiculairement les formations ordoviciennes (02-3 et 04), une étroite auréole de contact s'est développée dans laquelle les micaschistes montrent une minéralogie assez simple caractérisant l'épizone, à quartz, muscovite, chlorite, ilménite, avec de gros blastes de biotite et de cordiérite équants sur la foliation majeure. Le massif d'Aubigny, lui, recoupe au Nord les anatexites de La Roche-sur-Yon (essentiellement sur les cartes Poiré-sur-Vie, La Roche-sur-Yon et Luçon) et, au Sud, la formation pélitique S1-3; ce massif est responsable d'une auréole beaucoup plus large, dans laquelle une zonéographie métamorphique complexe a été observée (pour plus de détails sur ces auréoles métamorphiques, voir «Évolution tectono-métamorphique»).

Aucune nouvelle analyse de ce granite n'a été réalisée pour cette étude. Nous avons seulement exploité les analyses disponibles dans la littérature (Stussi, 1975) en les reportant dans le diagramme de Streckeisen (1967) pour les analyses modales et dans le diagramme de O'Connor (1965) et Streckeisen (1976) pour les analyses chimiques. Les normes de Barth, utilisées par J.M. Stussi (1975), et C.I.P.W. ont été utilisées ensemble et donnent des résultats concordants. Trois des cinq analyses modales de granite à biotite (Stussi, 1975) tombent dans le champ des granites ; les deux analyses restantes sont modalement des granodiorites. Quelle que soit la norme utilisée, C.I.P.W. ou celle de Barth, les champs définis dans chaque diagramme sont très peu différents. Il s'agit principalement de granites et plus rarement d'adamellites dans la classification de O'Connor. Dans le «triangle» de Streckeisen, plus récent, les analyses des granites à biotite se répartissent dans le champ des monzogranites. Leur caractère bien établi dans ce diagramme les oppose nettement aux anatexites dont la signature sédimentaire est indéniable. Remarquons que les granites à biotite les plus «ignés» du Bas-Bocage, semblent être affectés par une discrète différenciation, entre leurs termes monzogranitiques et des termes franchement alcalins, significative d'une évolution chimique du magma.

Dans la discussion portant sur l'évolution tectonique et métamorphique, la terminologie de J.M. Stussi (1975) a été modifiée. Nous avons abandonné le terme de « granite à biotite-sillimanite » en raison du faciès et des structures observées dans ce matériel. On parlera donc d'anatexites ou de dômes anatectiques pour ces granites de type «s». Pour les autres massifs, le terme de leucogranite sera employé avec le terme original de «granite à deux micas». Enfin, pour les derniers, nous avons gardé la dénomination «granite à biotite» conformément à J.M. Stussi (1975).

γ^I ; γ^{IK} . **Granite des Taffeneaux ; granite de La Sécherie (en Olonne).** Le **granite des Taffeneaux** (γ^I) constitue un massif, de dimension kilométrique, situé au Nord-Est de Château-d'Olonne. Sur la carte à 1/80000, il avait été regroupé avec les métarhyolites d'Olonne-sur-Mer sous le nom de « granite gneissique d'Olonne ». Il est clair en effet que cette roche est déformée comme les micaschistes encaissants : elle présente une fabrique piano-linéaire intense, globalement redressée autour de 70° de pendage.

D'aspect massif, c'est une roche beige-rose, à grain souvent grossier et à composition de granitoïde. Elle affleure trop mal pour que l'on puisse se rendre compte de son homogénéité à l'échelle du massif, mais à l'affleurement elle apparaît assez hétérogène, sans que l'on puisse dire si cela est dû à la nature du protolite ou à la déformation qui l'affecte.

Cette roche montre une texture granoblastique à cataclastique, marquée par d'abondants feldspaths en reliques, altérés et dilacérés,

inclus dans une matrice très siliceuse où les micas sont rares (biotite déstabilisée et muscovité néoformée).

Le **granite de La Sécherie** (γ^{1K}) présente des caractères très similaires mais le mica blanc y est plus abondant. Ce petit corps situé au Sud-Est d'Olonne-sur-Mer n'avait pas été différencié, sur la carte à 1/80000, des métarhyolites d'Olonne. Cette dernière remarque, leur similitude structurale et leur parenté lithologique avec les volcanites d'Olonne, soulèvent l'hypothèse de leur éventuelle origine tuffacée bien que leur aspect évoque davantage des orthogneiss à caractère granitique. Étant donné la médiocrité des affleurements, aucun critère (relations d'intrusion, auréole de contact) n'a permis de mieux argumenter ce caractère plutonique.

$\mu\gamma^1$. **Microgranite de La Mouzinière.** Il forme un chapelet orienté NW-SE de petits corps (quelques centaines de mètres) depuis L'Aurière au Nord des Sables-d'Olonne jusqu'à La Mouzinière à l'Est des Sables-d'Olonne. Il est particulièrement bien observable dans la carrière de La Mouzinière, actuellement en exploitation (1993).

C'est une roche massive, sans déformation apparente, de teinte sombre à grain fin; les minéraux n'y sont pratiquement pas distinguables à l'œil nu, à l'exception de petits lattes de feldspath. Cette roche présente une texture aplitique à microgrenue, exceptionnellement micropegmatitique ; elle est constituée d'une mésostase isotrope, essentiellement quartzo-feldspathique, riche en paillettes de biotite sombre ; les phénocristaux, petits et rares, sont des feldspaths potassiques perthitiques (\pm albitisés) ; les minéraux occasionnels sont amphibole, épidote et calcite.

Bien que le domaine d'affleurement de ces petits corps soit proche de celui des volcanites (Olonne-sur-Mer, Château-d'Olonne), il est clair qu'ils sont intrusifs dans les formations encaissantes et qu'ils ne sont pas affectés par la déformation et le métamorphisme régional.

$\mu\gamma^V$. **Microgranite de Vairé.** Le microgranite de ce petit massif est indépendant de celui de Saint-Martin-de-Brem, quoique semblable. On peut l'observer autour de l'église de Vairé et surtout dans la grande carrière exploitée à l'Ouest du village.

La roche est massive (exploitée pour cette caractéristique, pour l'empierrement des routes) et de structure microgrenue. Elle est généralement claire, teintée en rose. Quartz et de feldspath en phénocristaux sont prédominants dans la roche alors que la biotite est rare et souvent chloritisée. Les quartz sont souvent automorphes avec des caractères typiquement rhyolitiques: cavités en « doigt de gant », en champignon, en stylet, qui comportent parfois des étranglements et des passages dilatés et peuvent être anastomosés. L'orientation des cavités est presque toujours perpendiculaire à la surface du cristal et elles pénètrent souvent jusqu'au centre ; rares sont les cristaux qui ne présentent qu'une cavité. Dans ce microgranite, on peut en compter

jusqu'à une quinzaine. Sectionnés perpendiculairement à leur direction, ces sortes de conduits ont une forme circulaire ou ovale ; leurs parois sont toujours lisses. Alors que la pâte est faite d'un fin agrégat de quartz, de feldspath potassique, d'albite et de micas blancs, le remplissage des cavités comporte un mélange de quartz et de feldspath potassique, ou seulement ce dernier disposé en sphérolites.

Les phénocristaux de quartz renferment des inclusions vitreuses, à bulles primaires ; des inclusions dévitrifiées dont le remplissage est le même que celui des cavités en doigt de gant ; des inclusions secondaires à remplissage aqueux. Les phénocristaux d'orthose, parfois maclés, Carlsbad ou microcline, sont automorphes et plutôt riches en microperthites secondaires dans lesquelles on observe des structures en échiquier, par albitisation des feldspaths potassiques. Quelques petits phénocristaux sont présents.

La mésostase aphyrique (grains de taille inférieure à 10 μ m) est dévitrifiée en un agrégat microcristallin de quartz, de feldspath potassique et d'albite. Les micas blancs très fins sont orientés de façon aléatoire. Quelques rares structures fluidales y ont été observées.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite de Saint-Martin-de-Brem.** Cette formation rhyolitique est surtout représentée par le massif de Saint-Martin-de-Brem, mais elle forme aussi les petits massifs satellites du Marais-Girard, de La Normandelière—Bréthomé et du Moulin-du-Retail. Des pointements marginaux traversent, au Nord, la rhyolite métamorphique orientée de Saint-Julien-des-Landes (Chilloue et La Gélonnière, sur la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie).

La roche massive, de structure microgrenue, est de couleur rose (ou verdâtre par altération), parfois noire (Le Bréthomé, à 2 km au Nord-Ouest de Saint-Martin-de-Brem). Les phénocristaux de quartz et de feldspath sont abondants. La biotite est rare et chloritisée. Les quartz, souvent automorphes, ont des caractères typiquement rhyolitiques avec des cavités, elles aussi en « doigt de gant », en champignon et en stilet.

Les phénocristaux de quartz renferment trois sortes d'inclusions : des inclusions vitreuses, à bulles primaires, autour desquelles le quartz est parfois éclaté en étoile ; des inclusions dévitrifiées dont le diamètre moyen est de 50 μ m et à remplissage identique à celui des cavités en doigt de gant ; des inclusions secondaires à remplissage aqueux, disposées en traînées. Les phénocristaux d'orthose, parfois maclés Carlsbad ou microcline, sont automorphes et inégalement riches en microperthites. Sans être rares, les cavités en « doigt de gant » y sont moins fréquentes que dans le quartz.

La mésostase est le plus souvent aphyrique. Dévitrifiée en un agrégat microcristallin de quartz, de feldspath potassique et d'albite, elle est traversée par des filets de micas blancs très fins non orientés. On n'y

observe pas de structures fluidales. Quelques résidus vitreux y subsistent (Le Bréthomé).

Les rhyolites noires exploitées de la carrière du Bréthomé constituent une masse rhyolitique compacte, diaclasée, dépourvue de schistosité, qui comporte deux faciès. Au Nord-Ouest et au Sud-Est, la roche est noire, avec une matrice très siliceuse, piquetée de phénocristaux de microlite noir maclés Carlsbad et de quartz limpide, très abondants. La roche devient blanche par altération mais les feldspaths restent noirs. Les quartz sont automorphes, souvent fracturés, les fentes étant remplies par la pâte. Celle-ci corrode localement leur surface, sur laquelle sont implantées des paillettes de mica blanc. La pigmentation noire graphiteuse de la matrice et des phénocristaux de microlite est à mettre en relation avec la bande de phanites qui borde la rhyolite au Nord ; le long de cette bande, la roche est noire (comme dans la carrière de Chilloué, sur la carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie), le microgranite s'étant chargé de matière organique lorsqu'il a traversé les phanites. Outre les quartz à lacunes de cristallisation, la roche renferme des débris aciculaires de quartz, corrodés en lobes et désordonnés, ce qui lui donne l'aspect d'une brèche. Les quartz et les feldspaths sont souvent fendus, tronçonnés et écrasés, et les fentes sont remplies par la matrice.

La *nature rhyolitique des microgranites* $\mu\gamma\upsilon$ et $\mu\gamma^3$ est attestée par les reliefs vitreux et les inclusions dévitrifiées qu'elles contiennent, par les lacunes de cristallisation en doigt de gant, les lithophyses et les corrosions anatectiques du feldspath ; mais les traces de fluidalité sont très rares. Ces rhyolites sont dépourvues de structure ignimbritique et ne sont pas associées à des formations volcano-sédimentaires interstratifiées. Leur mode de gisement, intrusif dans les formations paléozoïques plissées de Vendée occidentale, est de type hypovolcanique. Il s'agit de filons et localement de cheminées, et non de coulées. Sur la côte, au Marais-Girard, c'est un filon de microgranite orienté N120° qui forme un petit promontoire en traversant le Siluro-Dévonien schisteux. Ces émissions ont engendré un métamorphisme de contact très limité sur une épaisseur de 1 à 2 m.

La composition chimique de ces microgranites correspond à un magma acide, quelquefois hyperpotassique.

Ces roches à caractère volcanique ont traversé toutes les formations paléozoïques plissées et métamorphisées ; elles sont donc postérieures aux phases majeures de déformation.

Des phases tardives de déformation (« froide ») affectent ces microgranites massifs. Cette déformation est bien visible à Vairé et au Moulin-du-Retail (quartz à extinction ondulante, cisaillement-torsion des quartz et des feldspaths). Des plans de fracture très rapprochés débitent la roche en blocs de dimension métrique maximale. Le débit en plaquettes, favorable à l'exploitation (Le Bréthomé), est rare. Les plans les plus fréquents sont orientés N10°, subverticaux ou inclinés

fortement au Nord-Ouest. Ils sont recoupés par des plans de diaclases N140°, fortement inclinés au Sud-Ouest et par de nombreux plans intermédiaires. Près de la côte, la grande faille des Sables-d'Olonne, orientée N160°, se prolonge jusqu'au massif de Saint-Martin-de-Brem qu'elle cisaille entre Saint-Martin et Le Brethomé, avec un rejet dextre d'environ 700 m.

Roches filoniennes

Q. Quartz. Au Corps de Garde du Marais-Girard, un gros filon de quartz épais de 60 à 80 cm et subvertical traverse les schistes, au contact de l'arkose. Un autre filon existe à 100 m au Sud-Ouest.

Plusieurs filons de quartz ont été repérés autour du massif granitique d'Avrillé. Ils sont de direction N110° à N120°.

À l'intérieur du même massif, les filons de quartz sont plus difficiles à cartographier mais ils livrent parfois des cristaux centimétriques (cristallisations sur les parois des fissures, en épitaxie) laiteux à transparents (ancienne carrière de Josse, au Nord-Ouest de Saint-Avaugourd-des-Landes).

P. Pegmatites. Ces filons sont le plus souvent associés à des filons d'aplite si bien que le terme d'aplo-pegmatite les caractérise bien. Ils intrudent surtout la base de la série paléozoïque aux Sables-d'Olonne et disparaissent progressivement vers le Nord (au sommet). Deux types de filons peuvent être distingués : les filons précoces repris dans les structures de la déformation majeure (plis isoclinaux), et les filons tardifs sécants sur la foliation majeure (S2), plissotés et dont le plan axial est souvent S2. Dans ce dernier cas, le matériel, qu'il soit aplitique ou pegmatitique, n'est pas déformé. Les filons précoces apparaissent le plus souvent concordants dans la foliation majeure S2. Leur taille est variable : de quelques centimètres, ils peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et former ainsi de véritables digues naturelles perpendiculaires à la côte.

Ces filons pegmatitiques présentent de fréquentes zonations minéralogiques dans la longueur et / ou dans la largeur. Le quartz est au cœur de ces filons tandis que le feldspath potassique lui est juxtaposé. Les cristaux de quartz sont gris, hyalins, et contrastent avec le rose opaque soutenu du FK. La répartition du mica blanc, rare, est aléatoire dans ce dispositif. Ces trois minéraux sont les constituants principaux des filons. La tourmaline, quand elle est présente, termine cette zonation soit en bordure, pour les zonations en largeur, soit en bout des filons (dans les biseaux), pour les zonations en longueur. Le rutile, l'apatite et le béryl sont des minéraux moins fréquents de ces filons. Ce dernier a été observé sur la plage des Sables-d'Olonne où il est automorphe (prisme allongé à section hexagonale de taille maximale = 1 cm) et de couleur verdâtre (turquoise); l'apatite jaune trans-

parente pluricentimétrique a été remarquée au Nord de La Chaume, issue de filons précoces et déformés.

v¹. **Lamprophyre de la pointe du Payré (minette).** Un filon à caractère de lamprophyre affleure sur l'estran de la pointe du Payré. D'épaisseur métrique, ce filon est fait d'une roche brune et altérée à grain fin, très riche en micas; sa texture est microgrenue et elle est constituée de feldspaths (dont du feldspath potassique, d'où son nom de minette), de biotite, le quartz demeurant subordonné.

δ¹¹ **Amphibolite.** Des filons d'amphibolite d'épaisseur variable (décimétrique et décamétrique) se trouvent dans l'orthogneiss des Sables-d'Olonne. Plus ou moins déformés et dilacérés, ils représentent probablement d'anciens filons basiques (dolérites ?) intrusifs dans l'ancien granite avant l'événement tectono-métamorphique varisque.

La roche, à grain fin, présente une texture granoclastique et elle est constituée essentiellement de plagioclase et de hornblende, ainsi que de quartz, biotite et épidote.

sil. **Silice du Pain-de-Sucre.** Sur l'estran au Sud-Est de Saint-Jean-d'Orbestier, les rochers connus sous le nom local de « Pain-de-Sucre » sont constitués par des orthogneiss anatectiques, totalement imprégnés de petits filons de quartz laiteux (d'épaisseur centimétrique).

L'origine hydrothermale tardive de la silice ne fait pas de doute car elle est aussi responsable de la silicification des calcaires liasiques, préservés dans les petits fossés situés le long de la côte.

MÉSOZOÏQUE

Trias

t10b. **Rhétien? Argiles rouges de La Pironnière et des Sables-d'Olonne.** Sur le flanc aquitain du seuil du Poitou, la limite paléogéographique du Trias se localise à la latitude de Rochefort-sur-Mer. Les argiles rouges de La Pironnière appartiennent au cortège des dépôts infraliasiques (Hettangien—Sinémurien) qui ont été datés par une microflore hettangienne présentant encore quelques affinités rhétiennes (Carpentier, 1947). Il n'y a donc pas de Trias dans le périmètre du 1/50000 Les Sables-d'Olonne.

Jurassique

Le Jurassique du littoral vendéen a d'abord été étudié par G. Vasseur (1890). Des compléments importants ont été apportés par J. Préneau (1923a,b), G. Mathieu (1935, 1937) et M. Ters (1951, 1961). On doit aussi à P. Butel (1935, 1938, 1951, 1953, 1955) plusieurs notes détaillées sur le Jurassique de cette région.

Plus récemment, J. Gabilly (1964) pour le Lias, le Bajocien et le Bathonien, puis E. Cariou (1980) pour le Callovien, ont réexaminé en détail ces étages.

La description ci-après est pour sa plus grande part empruntée à J. Gabilly (1964), et le travail a porté pour l'essentiel sur la présentation et la simplification des données paléontologiques et biostratigraphiques qui étaient admises lors du levé de la carte.

11-2. **Hettangien** (4-11 m). Il affleure souvent en falaise, parfois sur l'estran, depuis l'anse Saint-Nicolas jusqu'à Saint-Jean-d'Orbestiers. G. Vasseur (1890) l'a fort bien cartographié sur la 1^{re} édition de la feuille Les Sables à 1/80000. Il a été étudié ensuite par J. Péneau (1923), G. Mathieu (1935, 1948) et M. Ters (1951, 1961). P. Butel (1951, 1953, 1955) lui a consacré une bonne partie de ses comptes rendus au Service de la Carte géologique.

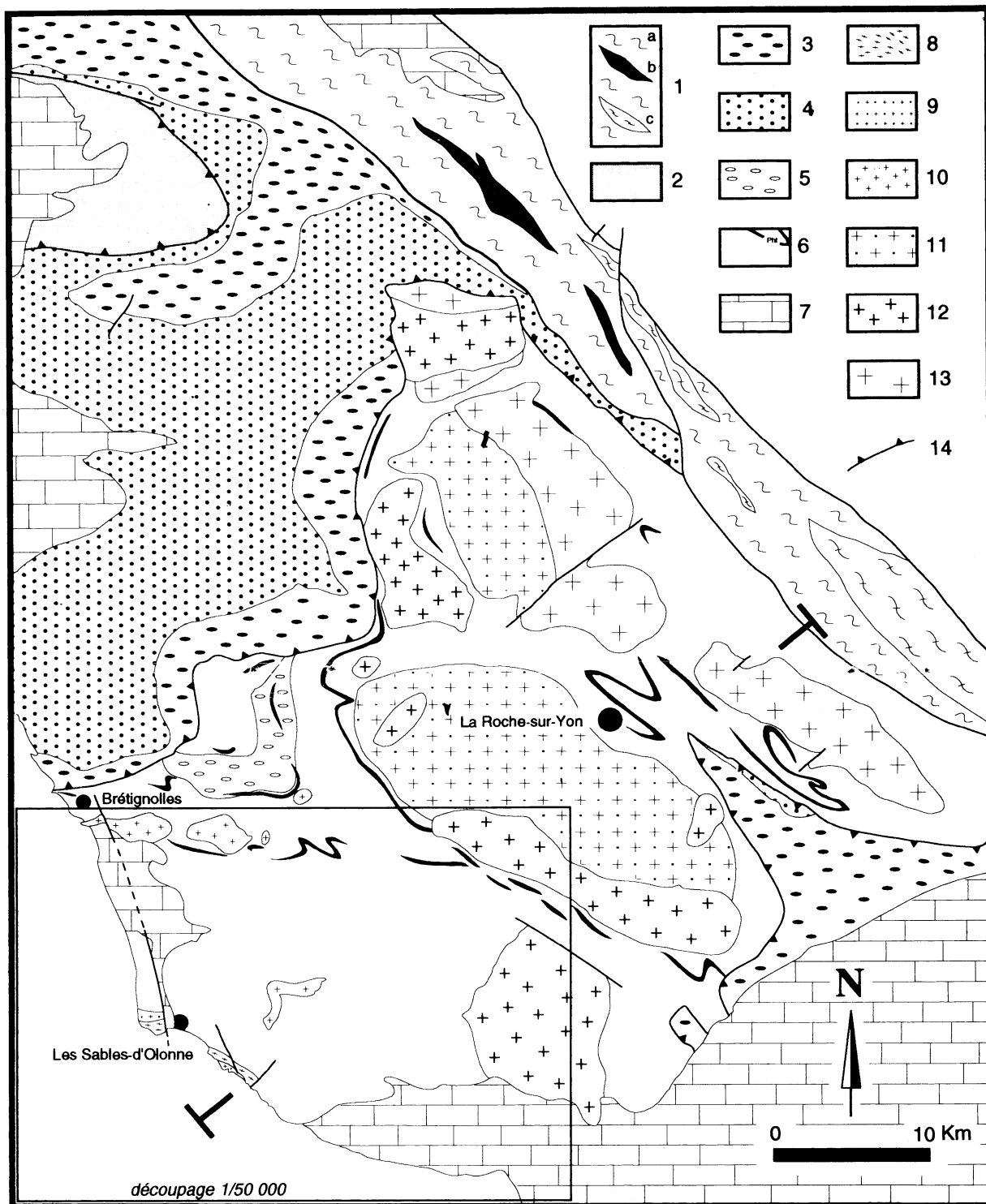
La sédimentation est marquée par deux tendances antagonistes: les dépôts carbonatés apparaissent dès l'extrême base mais ce sont d'abord les argiles qui prédominent; il se produit ensuite une courte période pendant laquelle les deux tendances s'équilibrent. Pour finir, les carbonates deviennent prédominants: on ne trouve dans l'assise supérieure qu'une seule récurrence argileuse à 80 cm du sommet.

Entre la pointe sud-est de l'anse de Bourgenai et la pointe du Payré, le Lias transgresse sur les micaschistes. De bas en haut:

• **Argiles dolomitiques verdâtres et sables feldspathiques, avec empreintes de dinosaures, argiles vertes et lie-de-vin** (4 à 5 m). Les argiles de base prennent parfois une teinte lie-de-vin. Localement, elles reposent sur un banc de calcaire dolomitique jaune clair qui transgresse directement sur les micaschistes. Ce calcaire peut être observé à la pointe du Payré comme en plusieurs autres points du littoral, bien qu'il soit souvent masqué par des éboulements argileux. De la partie inférieure de ce banc partent de minces ramifications de la même roche, qui s'insinuent entre les feuillets de micaschistes sur une profondeur pouvant atteindre plusieurs mètres.

Les argiles sont souvent dolomitiques, verdâtres, et renferment quelques minces intercalations (10-15 cm) de sables feldspathiques ou de grès arkosiques à peine consolidés.

• **Calcaires dolomitiques roux à passées dolomitiques et lumachelles, souvent cargneulés, calcaires dolomitiques jaune nankin, dolomies argileuses** (6 à 7 m). Dans la partie supérieure, il y a une mince intercalation d'argile verte. Les lamellibranches et les gastropodes constituent l'élément dominant d'une faune très voisine, selon M. Ters (1951), de celle qui a été décrite plus à l'Est par C. Chartron et M. Cossmann (1902-1903). La surface de certains bancs est marquée par des ripple marks.



1 - complexe leptyno-amphibolite des Essarts ; 1a - ortho- et paragneiss ; 1b - écoligites ; 1c - amphibolites ; 2 - unité des schistes bleus de Bois-de-Cené ; 3 et 4 - unité volcano-sédimentaire ("porphyroïdes") et métasédimentaire (schistes de Saint-Gilles) ; 5 - métatrypholite de La Chapelle-Hermier ; 6 - para-autochtone paléozoïque métapélitique à phanites (niveau-repère) ; 7 - sédiments mésozoïques ; 8 - orthogneiss des Sables-d'Olonne ; 9 - granite anatexique des Sables-d'Olonne ; 10 - microgranites ; 11 - anatexites ; 12 - granites à biotite ; 13 - leucogranites ; 14 - chevauchement

Fig. 1 - Carte géologique de l'Ouest de la Vendée, figurant les principales formations

Le sommet de ces calcaires est raviné par les premiers dépôts du Lias moyen.

La coupe décrite correspond, sur le littoral, au maximum d'épaisseur de l'Hettangien qui est donc de l'ordre de 11 m. Par contre, dans l'anse Saint-Nicolas près du chemin conduisant à la ferme du même nom, la série s'amincit considérablement ; sa puissance n'atteint pas 5 m ; elle est presque entièrement dolomitique, avec seulement deux minces intercalations d'argile verte ou noire, et repose sur les micaschistes par l'intermédiaire d'un mince conglomérat de base à gros galets de quartz cimentés par du calcaire dolomitique.

15-6. **Pliensbachien indifférencié.** Le terme de Pliensbachien, suivant les recommandations du colloque de Luxembourg (1962), est utilisé ici au sens large c'est-à-dire qu'il se subdivise en deux sous-étages : Domérien et Carixien.

Le Pliensbachien n'affleure que sporadiquement le long du littoral et ne peut jamais être observé complet sur un même affleurement. En raccordant entre elles les différentes coupes partielles, on peut évaluer son épaisseur à environ 3,25 m. G. Vasseur (1890) l'a cartographié correctement dans l'anse Saint-Nicolas et dans l'anse de la mine des Sards. J. Préneau (1923b) l'a signalé sur la rive gauche de l'estuaire du Payré. P. Butel (1951, 1955) l'a mis en évidence dans l'anse de Saint-Jean-d'orbestiers et dans l'anse de Bourgenai, mais il l'a cité aussi en bien d'autres points du littoral où il n'existe probablement pas (moitié méridionale de l'anse de la mine des Sards, par exemple).

15. **Carixien. Calcaires argileux roux à oolites ferrugineuses, niveaux graveleux** (0,50 m). Très mince, il est constitué par des calcaires argileux roux contenant de nombreuses oolites ferrugineuses et admettant parfois une ou deux intercalations de marnes rougeâtres pétries, elles aussi, d'oolites ferrugineuses. Comme l'a noté P. Butel (1951, 1953), il y a sporadiquement, tout à fait à la base, un très mince niveau conglomératique à graviers et galets quartzeux.

Le Carixien est très fossilifère ; presque tous les fossiles se trouvent rassemblés dans un banc peu épais (15 cm) situé à environ 15-20 cm de la base. La grande majorité des ammonites qu'on peut y recueillir appartiennent au groupe de *Beaniceras luridum* ; elles sont associées à de rares *Acanthopleuroceras* sp.. J. Gabilly y a recueilli deux échantillons d'*Uptonia* aff. *bronni*, mais aucun fossile de la zone à *Davoei* ; la zone à *Jamesoni* est à peine indiquée paléontologiquement ; seule la sous-zone à *Luridum* est très bien représentée.

16. **Domérien. Calcaires argileux bleutés et marnes, calcaires argileux à oolites ferrugineuses** (2,75 m). Il est représenté par des bancs de calcaires plus ou moins argileux, bleutés, relativement compacts, assez épais (13 à 40 cm), alternant avec des lits marneux plus minces (5 à 20 cm).

Dans le demi-mètre inférieur, il y a des oolites ferrugineuses de plus en plus nombreuses vers la base. Elles renferment de très nombreuses *Gryphaea* du groupe *cymbium* et, tout à fait à la base, *Amaltheus stokesi*.

La zone à *Margaritatus* est épaisse d'environ 1,75 m. Près du sommet elle renferme un banc marneux très fossilifère où se situe le maximum de fréquence de *Pseudopecten aequivalvis* accompagné par de très nombreuses bélemnites et par *Gryphaea gigantea*; immédiatement au-dessous, on peut recueillir *Amaltheus margaritatus*.

La zone à *Spinatum*, dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre, renferme des *Pleuroceras* et, tout à fait en haut, *Tetrarhynchia tetrædra* ainsi que des bélemnites.

17-9. Toarcien et Aalénien indifférenciés. Marnes, argiles et calcaires argileux. Hormis dans l'anse Saint-Nicolas, les deux étages à faciès marneux n'ont pas été différenciés cartographiquement. Néanmoins, une description précise est possible en bordure de l'océan.

17-8. Toarcien. Marnes bleues et argiles feuilletées (13 à 18 m). Les marnes bleu-noir sont prédominantes: elles se présentent en bancs relativement épais (10 à 80 cm) alors que l'épaisseur des bancs de calcaires argileux intercalés ne dépasse que rarement 15 cm. On trouve successivement, de bas en haut :

— 2,50 m. Marnes bleues avec des intercalations de calcaires de plus en plus fréquentes vers le bas. Dans la moitié supérieure, *Dactylioceras semicelatum* est abondant tandis que, tout à fait à la base, on trouve de rares *Paltarpites* cf. *paltus*, accompagnés par des *Harpoceras* de petite taille ;

— 2,50 m. Marnes et argiles légèrement schisteuses, grises et brunes, avec débris phosphatés de poissons ;

— 2,60 m. Marnes bleues en bancs épais atteignant parfois 80 cm, séparés par des bancs beaucoup plus minces de calcaires argileux; l'un de ces derniers a livré *Harpoceratoides* cf. *strangwaysi*, *Dactylioceras* sp. ;

— 0,50 m. Banc à *Orthildaites* sp., *Dactylioceras* sp., *Peronoceras* sp., *Harpoceras* cf. *falciferum*;

— 0,60 m. Banc à *Hildoceras sublevisoni* ;

— 0,75 m. Marno-calcaires argileux bleus à *Hildoceras* aff. *sublevisoni*, *Harpoceras* cf. *mulgravi* ;

— 2,60 m. Marnes bleues en bancs de 10 à 50 cm, avec intercalations de bancs et de nodules calcaires peu épais. On recueille, dans la partie supérieure, *Hildoceras semipolitum* et, au-dessous, *H. bifrons* ;

— 0,75 m. Calcaires argileux bleus exceptionnellement dominants; ils admettent cependant deux intercalations marneuses à la base. Les fossiles y sont assez fréquents: *Haugia* cf. *variabilis*, *H.* sp. plus évoluée ;

— 0,50 m ? Banc avec *Brodieia* aff. *gradata* ;

— 1,50 m. Alternance de marnes et de calcaire argileux bleu foncé; les bancs de marnes sont les plus épais. Cette assise semble peu fossilifère. J. Gabilly y a recueilli *Pseudogrammoceras* sp.

— 0,90 m. Bancs peu épais (10-15 cm chacun) de calcaires argileux et de marnes en alternance. La partie supérieure, apparemment peu fossilifère correspond peut-être à la sous-zone à Insigne. Vers la base, un niveau très fossilifère contient *Grammoceras thouarsense*, *Esericeras* cf. *eseri*, *Pseudogrammoceras struckmanni*, *P. pedicum*. Certains de ces fossiles sont fragmentés, remaniés et paraissent phosphatés.

Des 11 niveaux distingués, seul le premier affleure en falaise près de l'entrée de l'ancienne mine, ainsi qu'à quelques dizaines de mètres à l'Ouest ; les autres ne peuvent être examinés qu'à marée basse, sur l'estran où ils sont souvent partiellement masqués par du sable ou par des algues. Cependant, la succession des faunes d'ammonites permet de reconnaître les principales subdivisions biostratigraphiques établies par J. Gabilly (1962b) dans le Toarcien du Sud-Ouest de la France.

19. Aalénien. Calcaires argileux gris bleuté, calcaires argileux et marnes bleu-noir (2,80 m). L'Aalénien est pris ici au sens ancien de E. Haug et inclut à sa base la zone à Aalensis qui, depuis le colloque du Jurassique de Luxembourg en 1962, est rattachée au Toarcien. Il n'affleure, sur le littoral, que dans l'anse Saint-Nicolas où J. Péneau l'a signalé dès 1923.

La zone à *Pseudoradosa* ne dépasse pas 40 cm d'épaisseur. Elle se subdivise en une partie inférieure de 10 à 15 cm, marneuse et conglomératique, renfermant des galets calcaires taraudés et des fossiles remaniés dont *Dumortieria* cf. *striatulo-costata*, *Hammatoceras* ex. gr. *insigne*, *Brodieia* ? cf. *gruneri*, *Polyplectus* sp. ; une partie moyenne à *Dumortieria* cf. *explanata*; et une partie supérieure à *D. moorei*. Dans le conglomérat de base se trouvent mélangées des espèces appartenant aux sous-zones à Insigne et Levesquei. Comme sur toute la bordure nord du bassin d'Aquitaine (Gabilly, 1962a), il y a donc, dans l'anse Saint-Nicolas, une perturbation de la sédimentation qui se localise à la limite entre les zones à Thouarsense et à Levesquei.

La zone à Aalensis correspond à une alternance de calcaires argileux et de marnes bleu-noir en bancs peu épais (5 à 15 cm). La base de la zone est marquée par la présence de *Pleydellia maetra*. Le maximum de fréquence de *Pleydellia aalensis* caractérise un horizon moyen, peu épais (25 cm), où l'espèce-indice est accompagnée par *P. grandjeani*, *P. subcompta*, *Variamussium pumilus*. L'horizon le plus élevé et le plus développé (1,10 m) renferme *Pleydellia buckmanni*, *Canavarina venustula*. Tout à fait au sommet de ce niveau se trouvent des formes qui rappellent *Leioceras* cf. *subglabrum*, *Cypholloceras* ? sp. ; c'est là aussi que *Catinula beaumonti* se situe stratigraphiquement.

La zone à Opalinum (0,50 m), Aalénien vrai, est constituée par un calcaire argileux gris bleuté assez compact. Il y a lacune des zones supérieures de l'étage Aalénien.

j1. **Bajocien.** Malgré son épaisseur relativement importante, le Bajocien affleure beaucoup moins largement que le Bathonien. Il apparaît à quelques centaines de mètres au Sud-Est de l'anse Saint-Nicolas, dans laquelle on peut également l'observer sur une distance d'environ 200 m; puis, sous l'influence du pendage et des failles, il cède la place, vers le Nord-Ouest, au Lias supérieur sous-jacent.

• **Bajocien inférieur et moyen. Calcaires argileux gris clair, marnes et conglomérats phosphatés** (4 m). Il se réduit à environ 4 m de calcaire gris clair, à grain fin, légèrement argileux, à *Cancellophycus* et spongiaires. Il peut être subdivisé comme suit, de bas en haut :

— conglomérat à *Witchellia* (25 à 30 cm). Il peut être observé, dans l'anse Saint-Nicolas, en plusieurs points de l'estran où il repose sur les calcaires argileux bleus de la zone à Opalinum ; il y a donc lacune d'une grande partie de l'Aalénien et de la base du Bajocien (zone à Discites). Ce conglomérat renferme des galets calcaires, oxydés et phosphatés. Le ciment, également calcaire, est fin, gris, compact et légèrement argileux. À la base, les éléments constitutifs atteignent souvent de grandes dimensions et peuvent se présenter sous la forme de dalles peu épaisses, oxydées et taraudées par des pholades.

Cette assise est l'indice d'une importante perturbation de la sédimentation ; elle renferme de nombreux fossiles disposés dans tous les sens, souvent brisés et remaniés: *Witchellia* sp., *Pelekodites moisyi*, *Sonninia sulcata*, *Otoites* sp. ;

— partie moyenne (1,80 m). Elle est constituée par un calcaire à grain fin avec *Cancellophycus* et spongiaires, quelques grosses entroques et, à la base, de minces intercalations de marnes grises. Les fossiles sont très fréquents : *Sonninia felix*, *S.* cf. *disciformis*, *Stephanoceras freycineti*, *S. nodosum*, *Oppelia* cf. *subradiata*, *Emileia fullinsdorfense* ;

— niveau supérieur (1,90 m). Les calcaires alternent avec des marnes compactes, verdâtres à noirâtres, contenant des spongiaires et de nombreux petits nodules calcaires. On trouve aussi assez fréquemment, dans les calcaires comme dans les marnes, de petits galets calcaires souvent phosphatés, dont certains sont des fossiles remaniés et indéterminables.

Ce niveau intercalé entre l'ex-zone à Sauzei et le Bajocien supérieur correspond probablement aux sous-zones à Humphriesianum et Blagdeni.

• **Bajocien supérieur. Calcaires graveleux blanchâtres, calcaires gris à intercalations marno-calcaires** (18 m). Il est représenté par des calcaires graveleux blanchâtres à jaunâtres, finement ponctués de roux, qui diffèrent peu de ceux du Bathonien sus-jacent.

Malgré la faible densité des fossiles, on peut subdiviser le Bajocien supérieur, de bas en haut, de la façon suivante :

— 1,45 m. Calcaires gris, compacts, à grain fin, en bancs peu épais parfois séparés par de minces intercalations marno-calcaires. Ils renferment de très nombreux spongiaires, ainsi que des *Cancellophycus* et d'assez nombreuses ammonites de la zone à *Garantiana* : *Garantiana garantiana*, *Sphiroceras* cf. *tutthum*, *Strigoceras* sp., *Caumontisphinctes* sp. Vers la base, se trouve un mince niveau marneux et conglomératique de 10 cm d'épaisseur;

— 5,60 m. Calcaire graveleux, compact, à ponctuations ferrugineuses que l'on va retrouver presque sans interruption jusque dans le Bathonien supérieur. Les fossiles sont assez rares. Le genre *Cadomites* est prédominant; on trouve aussi *Strigoceras truellei*, *Parkinsonia* sp., *Leptosphinctes* aff. *davidseni*. Ce niveau et les deux suivants sont à rattacher à la zone à *Parkinsoni* ;

— 9 m. Calcaires graveleux à ponctuations ferrugineuses, dont la base est soulignée par un mince niveau marneux et conglomératique de 0,10 m d'épaisseur. À 15 cm de la base, il y a de rares *Parkinsonia* cf. ? *subarietis*. À proximité du sommet, on peut recueillir *Parkinsonia parkinsoni* et *P. planulata* ;

— 2 m. Niveau à *Parkinsonia bomfordi* (= *P. schloenbachi*), *Cenoceras* sp.

j2. **Bathonien.** C'est l'étage qui présente sur la carte la plus grande extension géographique puisqu'il affleure presque sans interruption, en falaise et sur l'estran, depuis Saint-Vincent-sur-Jard jusqu'à la pointe sud de l'anse Saint-Nicolas. Il débute, sur 90 cm environ, par une alternance de marnes et de calcaires argileux gris très fossilifères (zones à *Zigzag* et *Yeovilensis*). Au-dessus, il est en majeure partie constitué par des calcaires micrograveleux à graveleux, de couleur blanchâtre, finement ponctués de roux. Ceux-ci renferment, d'autre part, des nodules rougeâtres (spongiaires) très nombreux dans certains bancs, ainsi que des géodes de marcassite le plus souvent altérée en limonite. Le banc supérieur est légèrement différent : il s'agit d'un calcaire gris et roux, compact, à grain fin et à texture conglomératique, dont la surface est manifestement durcie et ravinée par les premiers dépôts calloviens.

• **Bathonien inférieur. Calcaires graveleux blanchâtres, marnes et calcaires argileux gris** (10 m). C'est la partie la plus développée de l'étage. Il se subdivise, de bas en haut, de la façon suivante :

— 1 m environ de calcaire graveleux à ponctuations ferrugineuses. La faune y est assez rare; on y trouve cependant: *Parkinsonia (Gonolkites) subgaleata*, *Procerites* sp. du groupe *subprocerus*, *Prohectioceras* sp. Cet horizon se différencie du sus-jacent par l'absence des genres *Zigzagiceras*, *Morphoceras* et *Ebrayiceras* ;

— quelques centimètres : alternance de marnes et de calcaires argileux, en bancs peu épais riches en fossiles.

À la partie inférieure : *Zigzagiceras zigzag*, *Morphoceras macrescens*, *Ebrayiceras pseudoanceps*, *E. rursum*, *Parkinsonia* cf. *dorni*, *P. (Gonolkites)* cf. *convergens*, *Cadomites* cf. *extinctus*, *Procerites subprocerus*.

À la partie supérieure: *Procerites schloenbachi*, très nombreuses *Oppeliinae* parmi lesquelles *Oppelia (Oxycerites) nivernensis*, *O. (O.) cf. yeovilensis*, *Icotraustes bomfordi*, *Phaulozigzag aff. phaulomorphus*, *Polysphinctites* sp., *Siemiradzka* sp. ;

— environ 8,80 m de calcaires graveleux blanchâtres à jaunâtres avec ponctuations ferrugineuses. Les fossiles y sont très rares ; on y recueille cependant *Oppelia (Oxycerites) yeovilensis* de grande taille, *Procerites aff. postpollubrum*, *P. aff. imitator*, *Icotraustes* sp.

Ces faunes caractérisent le Bathonien inférieur, zone à Zigzag, sous-zone à Yeovilensis.

• **Bathonien moyen. Calcaires blanchâtres à spongiaires** (3,50 m). Il est représenté, de bas en haut, par la succession suivante :

— niveau à *Cadomites orbignyi*, *Strigoceras dorsocavatum*, *Bullatimorphites aff. sofanum*, *Procerites (Gracilisphinctes) cf. prisciasensis*, *P. (G.) sp.*, *Oppelia (Oxycerites) sp.* Certains de ces fossiles sont phosphatés ;

— niveau à rares *Gracilisphinctes* : *Procerites (Gracilisphinctes) aff. vineta*, *P. (G.) nov. sp. aff. magnifiais* ;

— niveau à *Bullatimorphites bullatimorphus*, *B. cf. serpenticonus*, *B. cf. ymir Spheroptychius cf. marginatus*, *Cadomites daubenyi*, *Procerites hodsoni*, *P. quercinus*, *P. (Gracilisphinctes) cf. magnificus*, *Siemiradzka sp.*, *Oppelia (Paralcidia) sp.* La base de cette assise est égaleant marquée par un très mince niveau conglomératique truffé de galets phosphatés et de nodules de marcassite presque toujours altérée en limonite. Cette assise paraît être l'équivalent de la sous-zone à Progracilis ;

— niveau à *Wagnericeras pseudosubtile*, *W. cf. bathonicum*, *W. (Suspensites) aff. suspensus*, *Procerites hodsoni*, *Pseudoperisphinctes cf. rotundatus*. Ce niveau relativement mince (0,40 m) comporte à la base un lit marneux conglomératique avec de nombreux galets bruns phosphatés. Les fossiles eux-mêmes y sont souvent remaniés et phosphatés.

• **Bathonien supérieur. Calcaires blanchâtres, gris ou roux, conglomératiques** (1,60 m). Il est remarquablement fossilifère. De bas en haut on peut reconnaître deux niveaux distincts :

— niveau caractérisé par l'apparition de très nombreux *Choffatia*: *C. (Homoeoplanelites) homoeomorpha*, *C. (Choffatia) sp.*, accompagnés par de grands *Procerites*: *P. imitator*, *Bullatimorphites cf. platystoma* ;

— niveau à *Oppelia (Oxycerites) aspidoides*, *Bullatimorphites hanoveranus*, *Treptoceras uhligi*, *T. laurenti*, *Strenoceras* sp., et à grands *Choffatia* du groupe *subbackeriae*.

La limite Bathonien—Callovien est extrêmement nette ; elle est soulignée par une surface d'arrêt de la sédimentation, par un niveau durci et conglomératique, par une lacune stratigraphique (absence

des sous-zones à Hollandi et Discus) et par un important changement de faciès.

Le **Callovien** est constitué par deux barres calcaires alternant avec deux assises marneuses imperméables. La première barre correspond au Callovien inférieur, le premier niveau marneux au Callovien moyen, les deux derniers niveaux au Callovien supérieur.

j3a. **Callovien inférieur. Marnes grises, calcaires argileux avec oolites ferrugineuses** (une dizaine de mètres). Il débute par un calcaire argileux, tendre, à fines oolites ferrugineuses et phosphatées, en bancs peu épais qui contrastent avec les bancs bathoniens beaucoup plus compacts. Du point de vue paléontologique, la limite avec le Bathonien est bien marquée ; le premier banc callovien coïncide avec la disparition des *Oxycerites* et l'apparition des *Macrocephalites* (zone à *Macrocephalus*). Les oolites ferrugineuses disparaissent ensuite dans la moitié supérieure de l'assise marneuse et pyriteuse qui correspond à la zone à *Gracilis* (falaise de Jard-sur-Mer).

Les marnes pyriteuses du Callovien moyen (30 m), non distinguées sur la carte, renferment quelques minces bancs argilo-calcaires et de petits fossiles pyriteux (zones à *Jason* et à *Coronatum*) qui forment probablement le soubassement du marais entre Longeville et La-Tranche-sur-Mer.

j3b. **Callovien supérieur. Calcaires argileux et noduleux** (quelques dizaine de mètres). La falaise et l'estran de la pointe du Groin-du-Cou exposent des marno-calcaires et des calcaires grisâtres argileux, noduleux, admettant quelques intercalations de marnes feuilletées. Cette assise carbonatée renferme des fossiles de la zone à *Athleta*: notamment *Collotia* sp., *Peltoceras* sp.

Le sommet de l'étage est représenté par des marnes bleues imperméables à fossiles pyriteux, qui sont connues plus au Sud-Est et en dehors du périmètre de la feuille (zone à *Lamberti*).

Crétacé

c. **Crétacé moyen et supérieur. Grès siliceux du Bernard.** On trouve, en petits placages résiduels sur les buttes entre Saint-Hilaire-la-Forêt et Le Bernard, des dalles de grès siliceux sur les calcaires du Lias ou du Dogger. Ponctuellement, des sables blancs subsistent entre le substrat jurassique et les dalles de grès. Il est traditionnellement admis que ce sont des lambeaux de Crétacé (sables cénomaniens et / ou turoniens) silicifiés au cours du Tertiaire (Éocène). Des équivalents à ces blocs ont été datés précisément du Cénomaniens sur la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie, plus au Nord (Ters et Viaud, 1987).

TERTIAIRE

p. **Pliocène marin. Sables rouges, cailloutis roulés.** Ces dépôts résiduels sont surtout constitués de cailloux roulés issus du substrat, dans une matrice brun vif à rouge de sable quartzeux. Par analogie avec les régions situées plus au Nord (carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie; Ters et Viaud, 1987) on peut penser que ces dépôts étaient plus épais (quelques mètres) et parfois calcaires.

D'après M. Ters, ces sables et cailloux roulés sont attribués au Pliocène supérieur (« Redonien ») par analogie avec les sites de faluns situés plus au Nord et bien datés (Palluau, Touvois, Falleron: Ters et Viaud, 1983; Ters, 1972; Ters *et al*, 1970), mais il reste toujours possible que certains lambeaux soient plus anciens (Paléogène?)

Pour M. Ters, la transgression pliocène venue de l'Ouest s'insinua dans les dépressions de l'époque, remonta les vallées et arracha la plus grande partie des dépôts crétacés et tertiaires qui pouvaient exister. La présence de ces sables et cailloutis sur les interfluves ou en sommet de versant, indique que l'ensemble de la surface de la carte a pu être submergé par la mer pliocène.

L'érosion quaternaire n'en laisse subsister que des lambeaux dispersés sur l'ensemble de la feuille (Nord de Nieul-le-Dolent, vallée de la Vertonne, vallée du Gai-Châteaux et ruisseau de l'Ile-Bernard).

QUATERNAIRE

Fv. **Alluvions fluviales anciennes.** À l'Est de la commune du Bernard, en limite orientale de la feuille, des alluvions ont été reconnues au lieu-dit Le Breuil. Ces dépôts, situés à 20-25 m d'altitude NGF (soit 10-15 m au-dessus du cours actuel des rivières) sont constitués de galets et de sables issus des sables du Pliocène, d'éléments crétacés et du démantèlement d'altérites tertiaires développées aux dépens du substrat rocheux.

Leur position élevée, déconnectée du réseau de rivières actuelles, incite à proposer l'existence d'un réseau ancien différent de l'actuel, orienté E-W, et qui aurait emprunté la dépression de Saint-Hilaire-la-Forêt. La mise en place de ce réseau est post-Pliocène et pourrait représenter un des premiers stades d'enfoncement des vallées au début du Quaternaire, pendant le Pléistocène ancien.

Fw. **Sables éolisés du Quaternaire ancien (La Renelière).** Dans la partie amont de plusieurs vallées littorales, en particulier dans celle de la Ciboule, et au lieu-dit Touvent (à l'Ouest de Saint-Mathurin, le long de la voie ferrée qui descend vers Les Sables-d'Olonne), des masses sableuses subsistent en placages sur les versants.

Peu répandus sur le territoire de la carte, ces sables se rencontrent sur toute la façade atlantique (Anjou, Haut-Bocage Vendéen, Charentes, Bordelais,... ; Ters, 1961). Leur étude morphoscopique montre qu'ils sont constitués de grains de quartz fortement éolisés (80 % de rond-mat). Ils correspondraient à un épisode éolien sous un climat sec (phases glaciaires du Pléistocène ancien) et viendraient du remaniement par le vent des sables pliocènes de la région et des sables du littoral en partie exondé lors des épisodes froids (Ters, 1953).

Localement, ces sables peuvent être très épais : ils dépassent 10 m d'épaisseur sur la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (Ters et Viaud, 1987). Au lieu-dit Touvent, ces dépôts ont été exploités dans le passé.

Mx. Cordon littoral ancien de La Michelière et de La Pironnière. En deux points, à proximité du littoral, des restes de cordons littoraux anciens ont été représentés. Ils sont constitués de graviers roulés et de blocs arrondis de Lias silicifié inclus dans une matrice essentielle composée de sables éolisés.

Le premier site intéresse une surface qui va de La Michelière au Nord à La Dagotière au Sud. Les restes de cordon sont préservés sur la crête d'un interfluve emprunté par le RD 4, à 32 m d'altitude NGF, soit 25 m environ au-dessus du fond actuel des vallées. D'autres lambeaux occupent le sommet de quelques versants entre La Pironnière à l'Ouest et le ruisseau de la Combe à l'Est. Leur altitude est plus basse (19 m NGF) qu'à La Michelière.

L'ensemble de ces dépôts correspondrait au littoral d'un (ou plusieurs?) ancien niveau marin (Pléistocène ancien?) situé à plus de 20 m d'altitude.

Fy. Moyenne terrasse fluviale. Trois rivières présentent des lambeaux d'alluvions anciennes mises en place au cours du Pléistocène. Elles sont toutes composées de cailloux issus du substrat local, faiblement émoussés et inclus dans une matrice sableuse.

- **Cours de l'Auzance.** Quelques lambeaux d'alluvions anciennes ont été rencontrés au Grand-Poiré (le long de la RD 38), à La Bajonnière (3 km environ au Sud de Vaine) et sont à 5-10 m d'altitude NGF, soit 3 à 5 m au-dessus du fond de vallée actuel.
- **Cours de la Vertonne.** Au Sud-Ouest de Bresse-sur-Mer, à La Gachère, des alluvions formant terrasse ont été reconnues vers 5 à 10 m d'altitude NGF, soit 5 m au-dessus du fond de vallée actuel. D'autres restes ponctuels se rencontrent en amont de la vallée, vers 8 à 10 m d'altitude NGF, soit 2 à 5 m au-dessus du cours actuel.
- **Cours du ruisseau de l'Île-Bernard.** Comme pour l'Auzance, quelques sites ponctuels montrent à l'affleurement des alluvions anciennes : lieu-dit La Clémentinière (Ouest de Avrillé, RD 49) et lieu-dit Les Touillères (Est de Talmont-Saint-Hilaire).

My. Plage éémienne de la pointe du Payré (+ 8 m); dépôts marins d'Ile-d'Olonne (+ 8 m). Sur la rive orientale de la dépression lagunaire à l'Ouest d'Ile-d'Olonne, des dépôts de plage fossile ont été préservés de l'érosion et signalent un ancien niveau marin situé à + 8 m NGF.

À la même altitude (+ 8 m), 500 m au Sud-Est de la pointe du Payré, un témoin de ce niveau marin est visible. Ce cordon est fait de cailloux issus du substrat local, anguleux à très émoussés, dans une matrice de sables roux souvent éolisés et d'argiles marbrées brun-gris. Très peu épais, ce cordon a presque totalement été démantelé par les coulées de solifluxion de la dernière glaciation. Il repose sur des calcaires du Lias et a livré de l'industrie préhistorique acheuléenne.

Présentés comme éémiens sur la carte par M. Ters, ces restes de cordons pourraient être plus anciens (seconde moitié du Pléistocène moyen).

LP. Limons éoliens (Würm). Ce sont des limons blancs, très sableux, à grains éolisés, enrobant de très nombreux galets de quartz jaunis, remaniés des dépôts attribués au Pliocène, et des fragments arrachés aux amygdales de pegmatite des micaschistes sous-jacents. Les limons restants sont argilo-sableux (fig. 6), non calcaires (tabl. 1), épais de 0,10 à 1,50 m au maximum : c'est la « terre douce » bien connue des agriculteurs. Par érosion des sols, ces limons forment d'ailleurs une grande partie du colmatage flandrien de fond de vallée. Ils sont plus sableux au voisinage de la mer (mais la fraction comprise entre 10 et 32 μm reste supérieure à 60 %).

De couleur blanche en surface, jaune en profondeur, ils sont constitués en partie par une très fine poudre de quartz et leur pH est acide (5,2 à 6). La fraction sableuse est très éolisée (80 % de grains mats, à la taille de 100 à 200 μm). Au voisinage des gisements de sables marins crétacés et pliocènes, ils s'enrichissent en grains luisants. La proportion des minéraux lourds est de 0,5 à 0,7 % dans la fraction comprise entre 50 et 500 μm . : ils proviennent du remaniement des sables éolisés Fw et des sables marins pliocènes et crétacés (staurotide, tourmaline, andalousite), de l'érosion du granite et des schistes encaissants (zircon, rutile, anatase, staurotide, andalousite, tourmaline), des sables de Loire pléistocènes (olivine, augite, hypersthène, sillimanite, sphène) déversés sur le plateau continental au cours de grandes régressions, ramenés vers le continent et refoulés par des vents violents en période de sécheresse. La glaucophane et le chloritoïde proviennent en partie des sables de l'île de Groix et en partie des roches basiques de Bois-de-Céné.

Au cours de la régression wurmienne, pendant des épisodes de grande sécheresse, des vents violents, venant de l'Ouest et du Nord-Ouest, ont refoulé sur le continent les sables qui tapissaient le plateau continental, exondé jusqu'à une centaine de mètres en contrebas du niveau marin actuel. Les lambeaux qui recouvrent les interfluves de

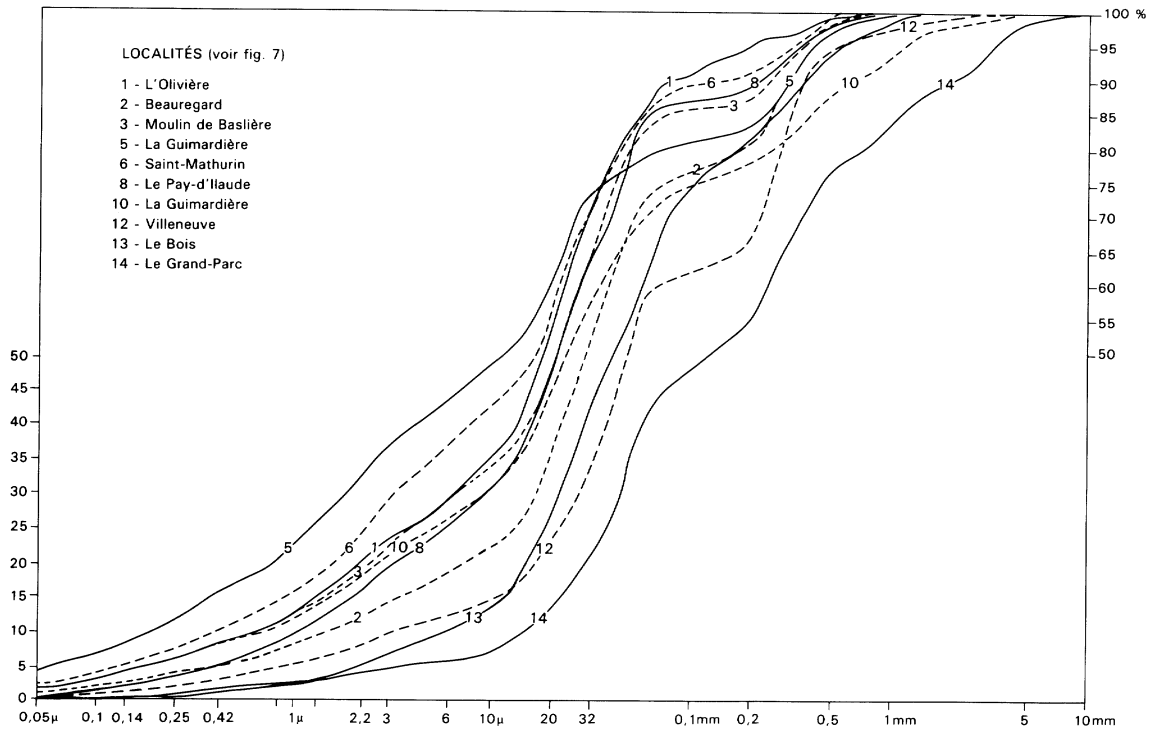


Fig. 6 - Courbes granulométriques des limons éoliens (Ters, 1961)

%	Limon éolien Le Bois n° 13	Limon éolien La Guimardière n°5
SiO ₂	76,30	69,60
Al ₂ O ₃	10,30	13,60
Fe ₂ O ₃	2,23	3,90
FeO	0,33	traces
MnO	0,07	1,10
MgO	0,90	0,80
CaO	0,20	0,45
Na ₂ O	2,15	2,25
K ₂ O	2,10	0,75
TiO ₂	0,75	0,08
P ₂ O ₅	0,09	3,00
H ₂ O	0,50	4,00
H ₂ O combinée	3,20	
	99,36	99,53

Tableau 1. — Chimie des limons éoliens (Ters, 1961)

cette région (fig. 7) ne sont que les restes d'un recouvrement beaucoup plus important, qui devait être à peu près continu. La très vaste répartition de la glaucophane, entre autres, et son pourcentage constant, font penser que les limons et les sables éoliens ont fait l'objet de brassages répétés. Reposant à Bourgenai (20 km au Sud des Sables-d'Olonne, le long du littoral) sur les nappes de solifluxion à silex moustériens, ils se sont donc déposés pendant une phase sèche et froide du Pléniglaciaire wurmien (= Weichsélien).

À l'approche de la côte, les limons éoliens sont beaucoup moins bien conservés qu'à l'intérieur des terres (par exemple sur la feuille Palluau). Le climat humide de la fin du Pléniglaciaire et de la période Atlantique, à l'Holocène, contemporains d'un niveau marin encore très déprimé (— 60 m vers — 10 000 ans) aurait provoqué une érosion intense de ces limons (Ters et Viaud, 1987); il n'en subsiste que des placages peu épais, principalement sur les interfluves les plus éloignés du rivage.

S. Coulées périglaciaires de solifluxion (Würm) (Bourgenai). Le site du Grand-Quezeau, sur le littoral de Bourgenai (2,5 km à l'Ouest du havre de Payré, sur la commune de Saint-Hilaire-de-Talmont) montre des dépôts de solifluxion, épais de 3 m au maximum, qui se sont mis en place lors de la dernière glaciation. Ils sont constitués d'un mélange de cailloux provenant du substrat local et de sables, limons et argiles issus du démantèlement des formations superficielles de l'époque. On y a trouvé des silex moustériens (Bocquier, 1935; Jaunau, 1983).

Ces dépôts de solifluxion fossilisent un paléo-estran situé à + 3 m et marqué par les « marmites de géant » (Bocquier, 1955) qui entaillent

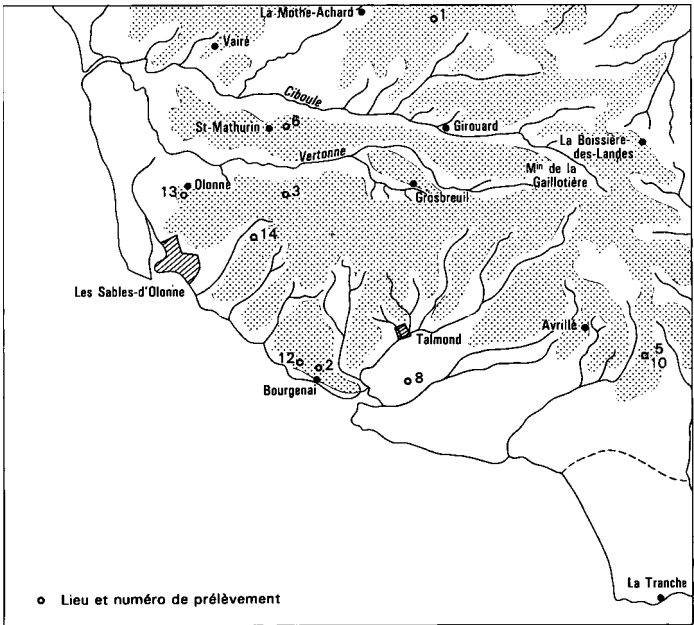


Fig. 7 - Répartition des limons éoliens sur la feuille Les Sables-d'Olonne
(Ters, 1961)

de 1 à 2 m les calcaires liasiques sous-jacents. La présence de silex taillés moutériens (Bocquier, 1935 ; Ters, 1961) à la base de ces matériaux de solifluxion permet de penser que, même si leur mise en place est complexe et polyphasée, ils datent de la dernière glaciation (Weichsélien) ou de l'avant-dernière (Saalien).

Le paléo-estran marquerait un interglaciaire du Pléistocène moyen (intra-Saalien?, Holsténien?).

C. Colluvions (Würm à Actuel). Sables pliocènes et limons wurmiens remaniés, fragments de micaschistes et de gneiss, arène granitique.

Ces colluvions sont surtout présentes sur les versants de la vallée de la Vertonne et dans la partie aval de la vallée de l'Auzance. Ce sont les témoins des coulées de solifluxion périglaciaires de la dernière glaciation (Weichsélien = Würm).

Ces dépôts de versants proviennent des résidus de dépôts pliocènes (galets et sables) auxquels sont mélangés des fragments plus ou moins altérés des roches du substrat local (micaschistes, gneiss et quelques fragments de granite, Lias silicifié). Ces colluvions sont en général épaisses de 1 à 3 m.

Cs. Colluvions sableuses holocènes. Elles proviennent du fluage et du démantèlement partiel des édifices dunaires qui ferment l'Ouest de la dépression du Payré (près de Jard-sur-Mer). Faites de sable dunaire remanié, flué et ruisselé, leur épaisseur est généralement faible (< 1 m), mais peut localement, dans des sites-pièges, combler de petites dépressions topographiques et atteindre alors plusieurs mètres.

Aucun élément de datation n'a permis de savoir si leur mise en place correspond à une période précise de l'Holocène, ou si elle est « permanente » depuis le début de l'édification du cordon dunaire.

Fz. Alluvions fluviales récentes. Limons et sables remaniés. Sur cette marge littorale au relief très faible et qui plonge doucement vers l'océan, le réseau hydrographique est peu encaissé. Le fond des vallées est recouvert d'alluvions qui présentent souvent à la base un matériau plus grossier (sables, graviers, cailloux) hérité de la dernière glaciation (Würm-Weichsélien) et qui sont synchrones du creusement du lit majeur en fond de vallée. Ces graves et sables de base sont recouverts d'alluvions fines (argiles sableuses, limons éoliens ruisselés) qui forment le fond plat des vallées, souvent humifère voire tourbeux. L'ensemble peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur.

T. Tourbes holocènes. Tourbes des Générelles. Hormis les milieux tourbeux des marais côtiers qui n'ont pas fait l'objet d'une cartographie spécifique, il existe deux tourbières fossiles, qui ont été représentées sur la carte. Il s'agit des tourbes des Générelles, au-dessus de la pointe du Grouin-du-Cou (limite sud de la carte) et de celles de la Grand'Pointe, au Nord des Sables-d'Olonne.

Ces deux tourbes sont en partie recouvertes par les sables de la plage actuelle. Elles marquent la position d'un marais littoral holocène qui peut être corrélé aux tourbes reconnues sur la feuille Palluau et datées de 3 600 B.P. (Ters *et al*, 1972). Toutefois, une étude récente (Bernard et Visset, 1992) montre qu'une partie de ces tourbes pourrait être pléistocène (Éémien ou Weichsélien).

MFya. Alluvions argileuses à scrobiculaires, bleues ou vertes (bri ancien). Le bri est un terme régional pour désigner les vases fluvio-marines qui comblent les marais et anciennes lagunes de la bordure littorale. Seules les basses terres de l'Est des Conches, qui terminent le Marais poitevin, ont été cartographiées sous cette rubrique. Le fond de cette dépression, au Sud de Longeville, est comblé par un matériau argileux (50 à 65 % d'argile), bleu ou vert (SY 5/2 Munsell), carbonaté (15 à 20 %), et riche en scrobiculaires.

Les très importants travaux de drainage aux époques historiques ont accéléré l'assèchement de cette zone longtemps soumise aux marées pendant l'Holocène (Verger, 1985).

La mise en place de ces vases est d'âge holocène et correspond à des apports de fines par la mer depuis la transgression flandrienne. Elles étaient initialement carbonatées et riches en coquillages marins (scrobiculaires, hydrobies et pectinidés), mais leur évolution pédogénétique a pu entraîner une décarbonatation parfois totale des horizons de surface.

MFyb. Alluvions argileuses à scrobiculaires, brunes (bri récent). À la teinte près (le bri récent est plutôt brun), ces dépôts sont des vases argileuses comparables au bri ancien. Elles correspondent à un stade plus récent de comblement du marais par des argiles fluvio-marines.

Ce bri récent est généralement moins altéré et garde donc un plus fort pourcentage de carbonates.

Par analogie avec la région de L'Aiguillon (Verger *et al*, 1975), le bri récent daterait du 3^e siècle avant Jésus-Christ.

Mz. Flandrien. Alluvions marines. Vases et vases sableuses. Ce sont les vases marines qui bordent le lit des rivières dans les estuaires du bord de côte. Aussi baptisées « bri », ces vases apportées par les marées s'organisent en slikke et shorre. Si la proportion d'argiles dépasse le plus souvent 50 % du poids total du sédiment, des intercalations sablo-limoneuses à litage alterné existent au sein de ces séries.

D. Dunes. Les dunes forment la façade maritime de la carte à l'exception de quelques éperons rocheux et des estuaires des fleuves côtiers. Ces dunes sont faites de sables soufflés à partir du littoral et peuvent atteindre plus de 15 m d'épaisseur. Elles sont fossiles mais

récentes : leur mise en place date de quelques milliers d'années au plus. Elles pourraient être pour partie synchrones du « bas niveau d'Argentan » (Ters, 1973) et seraient contemporaines du Néolithique (entre 4000 et 5000 ans B.P.). Les plantations de pin maritime qui datent du 19^e siècle marquent les dunes les plus récentes, celles dont la morphologie est la plus vive.

Les sables qui composent ces dunes représentent un mélange de tous les matériaux fins disponibles dans la région (sables crétacés, tertiaires), et du démantèlement des roches du socle au cours du Quaternaire, apporté par les rivières sur la plate-forme continentale lors des épisodes climatiques froids du passé (Würm-Weichsélien).

MZP. Poulriers de l'estuaire du Payré et de La Gachère. Ces deux cordons de galets actuels ferment respectivement l'estuaire du havre de Payré et l'estuaire de la Vertonne. Ancrés sur la rive nord de ces estuaires, ces cordons de galets générés par la dérive littorale (courant parallèle à la côte, du Nord vers le Sud) décalent peu à peu l'exutoire des cours d'eau vers le Sud.

MzG. Cordon de galets du Caillola et de Bourgenai. Au fond de la baie de Cayola (Sud du village du Bois-Saint-Jean), l'exutoire du ruisseau de la Combe est fermé par un cordon de galets constitué surtout d'éléments de Lias silicifié. Le ruisseau s'y écoule par infiltration. Ce niveau de galets correspondrait à un niveau marin situé à + 3 m au-dessus de l'actuel. Frais d'apparence, ce cordon n'est pas daté. Un autre cordon du même type se trouve à Bourgenai.

Mzs. Sables découvrant à marée basse. Les sables fins de la côte comportent un fort pourcentage de débris coquilliers calcaires (30 à 50 %). D'après les minéraux lourds qu'ils contiennent, ils proviennent en partie du remaniement des sables (surtout crétacés et pliocènes) actuellement immergés, et de la couverture de sable qui a tapissé toute la marge littorale, au Sud de la Loire, jusqu'à l'altitude d'une soixantaine de mètres. Surtout érodés pendant les périodes froides et humides du Quaternaire, ils ont été renvoyés à la mer, puis refoulés vers la côte au cours des transgressions holocènes. Une autre fraction sableuse y est mêlée : celle des volumineux apports de la Loire qui ont été entraînés vers le Sud par la dérive littorale (le cortège des minéraux lourds comprend alors olivine, augite, hypersthène, hornblende brune, sillimanite en masse).

Ces sables sont localisés dans les rentrants du trait de côte, anses qui constituent des sites-pièges où le sable de plage est immobilisé.

X. Remblais. Un seul remblai a été mentionné sur la carte : ce sont les matériaux rapportés qui ferment le bassin des Chasses du port des Sables-d'Olonne et qui supportent des constructions (bassins, docks, fort Vauban, etc.).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Deux événements tectono-métamorphiques importants d'âge varisque ont affecté successivement les formations cristallophylliennes de la carte Les Sables-d'Olonne. Chronologiquement, il s'agit de : (1) la déformation majeure accompagnée d'un métamorphisme de type haute température et pression intermédiaire, qui concerne l'ensemble de la série paléozoïque de façon graduelle « normale » (plus intense à la base qu'au sommet) ; et (2) la mise en place des granites tardi-tectoniques dans le dispositif précédent, ne perturbant la minéralogie que des roches encaissantes par métamorphisme de contact.

Événement tectono-métamorphique majeur

L'événement majeur tectonique et métamorphique se caractérise par deux évolutions synchrones.

• **Évolution structurale.** Dans la partie supérieure de la série (anchizone-épizone), peu propice aux cristallisations métamorphiques, on assiste à l'intensification de la déformation majeure D2 marquée par la transposition progressive de la schistosité précocose S0-1 dans S2 en descendant dans la série. Huit stades (1 à 8) d'évolution successifs de la S2 (tabl. 2) ont été retenus pour traduire son intensification pendant la transposition.

Le *stade 1* correspond à l'absence totale de toute trace de déformation D2.

Le *stade 2* est marqué par l'apparition de D2, par l'intermédiaire d'une fine crénulation-ondulation.

Le *stade 3* représente un état plus avancé de la crénulation. Celle-ci se resserre et devient asymétrique. Le déversement naissant se fait vers le Sud. La dissolution le long des flancs « resserrés » des microplis permet d'accéder au *stade 4*. Il s'agit d'une schistosité typique de strain-slip cleavage. Sur le terrain, tant que l'on n'a pas franchi ce stade 4, la foliation majeure mesurée ne peut qu'être S1. Le stade 4 marque la transposition partielle, des anciennes structures et admet la coexistence de deux plans d'anisotropie S1 et S2. Au *stade 5*, des cristallisations commencent à apparaître le long des plans S2. Il s'agit d'abord de micas blancs ou de minéraux opaques, rarement de biotite. S2 devient alors une foliation au sens strict. Le *stade 6* est la poursuite du stade 5 avec une proportion de phyllites plus importante dans S2 que dans S1. Pendant ces deux stades, 5 et 6, la foliation S2 peut être qualifiée de composite. Le *stade 7* est marqué par la disparition de toute trace de S1 oblique ou perpendiculaire à S2. Un litage est néanmoins encore visible qui traduit l'achèvement de la transposition.

Le stade ultime de cette évolution (*stade 8*) correspond à l'« homogénéisation » dans la roche, de la répartition des plans de S2. On perd toute trace du caractère composite.

Le niveau structural correspondant à la transposition totale dépend essentiellement de la lithologie : dans les pélites, ce stade est visible dès la fin de l'épizone, avant les premières cristallisations métamor-

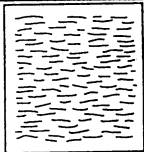
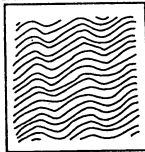
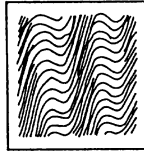
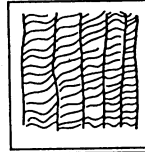
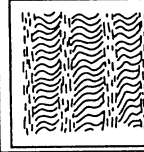

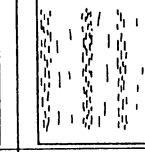
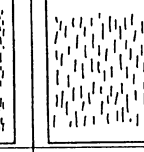
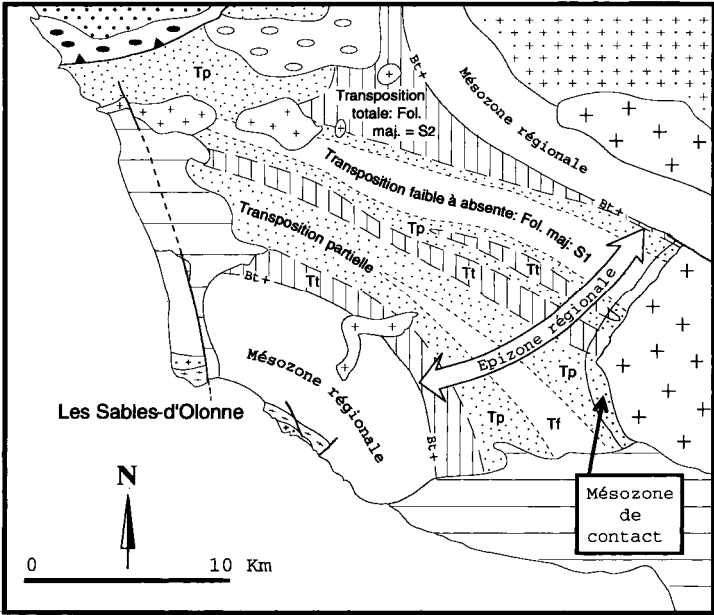
STADE 1	STADE 2	STADE 3	STADE 4	STADE 5	STADE 6	STADE 7	STADE 8
							
anisotropie	crénulation	crénulation	transposition	anisotropie	intensification	disparition	transposition
majeure : S0-1	de S0-1	asymétrique	partielle	majeure : S2	des	totale des	totale
S0 visible	structures P1	de S0-1	=	crystallisations	crystallisations	microlithons	=
structures P1	visibles	création de	schistosité de	dans les plans	microlithons de	foliation	foliation
visibles	L2 marquée	plans de	crénulation S2	de S2	S0-1 rares	composite et	composite et
Absence de S2	Absence de S2	faiblesse S2	(strain-slip)	=	conservés	hétérogène	homogène
		frustes		foliation S2	apparition d'un	litage selon les	
					litage	domaines Q et P	
					selon les	conservé	
					domaines Q et P		

Tableau 2 - Description de la transposition progressive de S0-1 dans S2

Avant le stade 4, la foliation majeure correspond à S0-1



La zone de transposition faible (Tf) à absente comprend les stades 1 à 3 où S2 n'est pas exprimée. La transposition partielle (Tp) correspond au passage du stade 4 (strain-slip). Les stades supérieurs à 4 font partie de la zone de transposition forte à totale (Tt) où S2 est bien exprimée. Les figurés sont d'après la figure 1

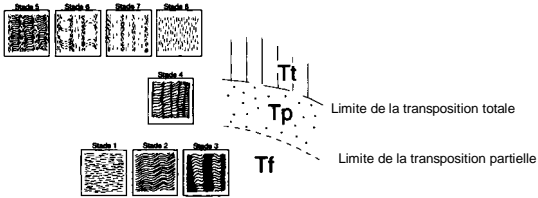


Fig. 8 - Zonéographie microstructurale basée sur les stades progressifs de la transposition S2

phiques caractéristiques de l'entrée dans la mésozone. Pour les roches gréso-pélitiques, un « recouvrement » peut être observé entre l'évolution structurale et l'évolution métamorphique : la transposition n'est pas atteinte au moment où cristallisent les « premiers » silicates de métamorphisme, ce qui procure d'intéressantes relations cristallisation-déformation. Citons l'exemple des grenats et des staurotides qui ont « fossilisé » le stade 5 de la transposition.

L'évolution progressive de la transposition S2 est à la base d'une zonéographie microstructurale dans l'épizone. Pour cela, seules, les lames minces de pélites (sans schiste quartzeux ni gréseux) taillées perpendiculairement aux structures de D2 ont été exploitées (plan YZ). Le classement des lames minces de manière typologique, c'est-à-dire purement descriptive permet d'obtenir la carte zonéographique d'iso-intensité de D2 (fig. 8). La répartition des différentes zones met en évidence les structures post-schisteuses (syn-D3) d'amplitude kilométrique.

À la base de la série (mésozone), quand la transposition est achevée, l'intensification de la déformation est marquée par le resserrement de l'angle d'ouverture des plis synfoliaux S2, au fur et à mesure que l'on descend dans la série. Les plis acquièrent progressivement la géométrie de plis isoclinaux (région des Sables-d'Olonne). Cette évolution géométrique s'accompagne d'une diminution du pendage de S2 (vers le Nord) de Sauveterre aux Sables-d'Olonne.

• **Évolution pétrologique.** Dans la partie supérieure de la série (an-chizone-épizone), l'analyse chimique des phyllosilicates des assemblages ubiquistes (quartz, mica blanc, chlorite, \pm feldspaths) permet de mettre en évidence une évolution qui s'accorde avec la transposition de S2. Cette évolution chimique des phyllites se traduit par un regroupement aux pôles purs en descendant dans la série, c'est-à-dire lorsque le métamorphisme augmente. L'évolution inverse des chlorites *s.l.* des formations tournaisiennes (elles rejoignent le pôle chlorite *s.s.* lorsqu'on remonte la série) peut être expliquée par la proximité, vers le Nord, de l'accident chevauchant à Brétignolles (fig. 1) superposant les « porphyroïdes » aux formations paléozoïques autochtones (carte Saint-Gilles-Croix-de-Vie à 1/50 000) : ceci correspondrait à un métamorphisme inverse discret sous la nappe des « porphyroïdes ».

Dans la partie plus profonde de la série (à partir de la mésozone), une succession cohérente d'assemblages minéralogiques permet de dresser la carte zonéographie métamorphique de Vendée littorale (fig. 9). Il s'agit de la cartographie des zones d'iso-intensité du métamorphisme régional qui accompagne la déformation D2. Comme pour D2, l'intensité du métamorphisme augmente vers la base de la série, ce qui permet de le caractériser prograde normal et de le définir de haute température et de pression intermédiaire.

Ces évolutions, structurale et métamorphique, sont schématisées par le log synthétique stratigraphique, structural et pétrologique de la figure 10.

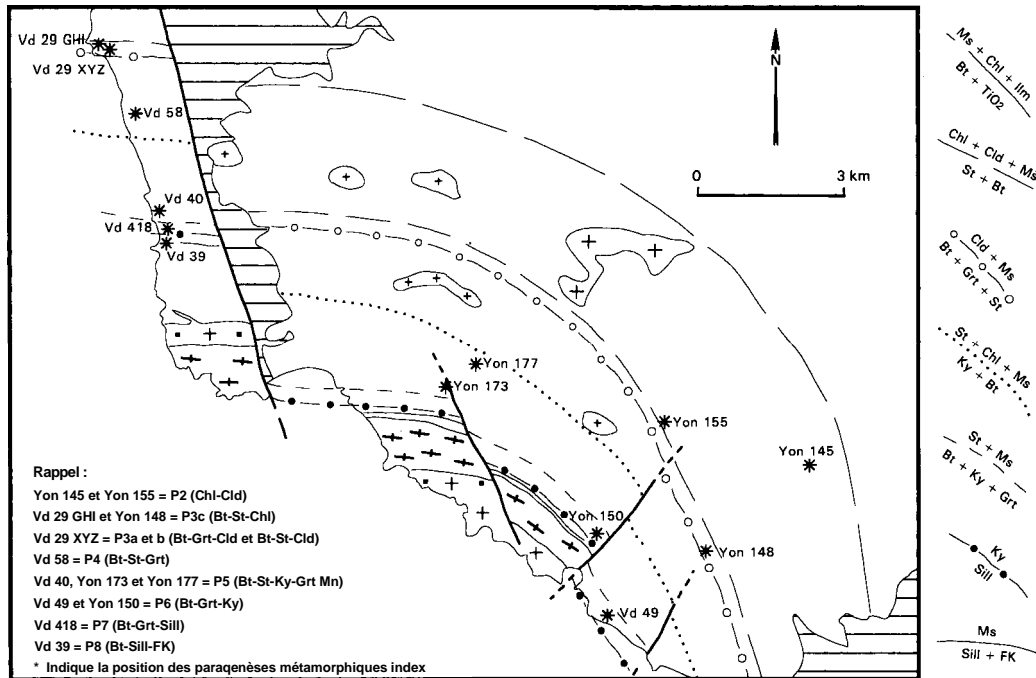


Fig. 9 - Zonéographie métamorphique de la région des Sables-d'Olonne

Les figurés sont d'après la figure 5

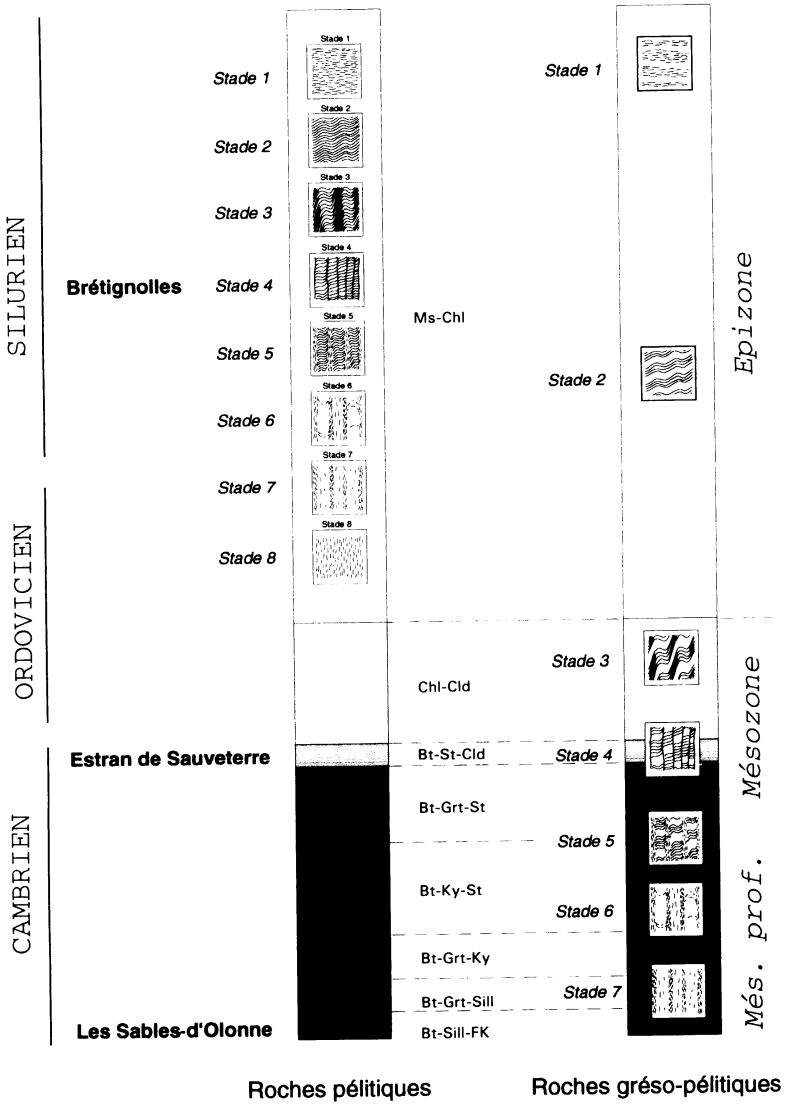
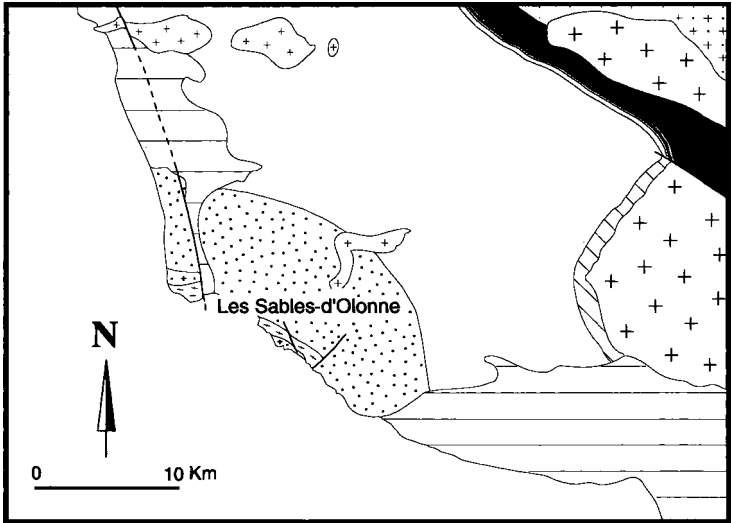


Fig. 10 - Évolution pétro-structurale dans la série du Paléozoïque inférieur de Vendée littorale en fonction de la lithologie



**Fig. 11 - Zonéographie métamorphique
autour des massifs granitiques d'Aubigny et d'Avrillé**
définie à partir des assemblages minéralogiques et des paragenèses index suivantes

Auréole large d'Abbigny : métamorphisme rétrograde de contact

Zone 1		Ms-Chl	Zone 4		Bt-St-Cd
Zone 2		Chl-Cld	Zone 5		Bt-As-St Bt-As-Cd
Zone 3		Bt-St-Chl	Zone 6		Sill-FK

Auréole étroite d'Avrillé : métamorphisme de contact

Bt-Cd



Représente la mésozone régionale décrite dans le texte
(événement tectono-métamorphique majeur)

Mise en place des granites

Seule la minéralogie des schistes encaissants est affectée par la mise en place des granites tardi-tectoniques : on assiste donc à une transformation minéralogique statique de ces schistes. Deux types d'auréole de contact fondamentalement différentes ont été observés.

- **L'auréole large à zonation minéralogique complexe autour du granite d'Aubigny.** La description du métamorphisme « de contact » autour de ce massif et l'évolution de ce métamorphisme dans l'espace et dans le temps, ne concernent que les schistes fortement transposés, rassemblés sous le terme « Silurien indifférencié » (S1-3).

Comme en Vendée littorale, une succession cohérente d'assemblages minéralogiques et de paragenèses index a pu être observée dans cette auréole (fig. 11) mais, ici, la signification des isogrades a changé, témoignant d'un métamorphisme en refroidissement : chaque isograde de la carte zonéographique représente une réaction rétrograde. Les conditions de pression de l'auréole sont toujours inférieures à celles de Vendée littorale pour des températures équivalentes.

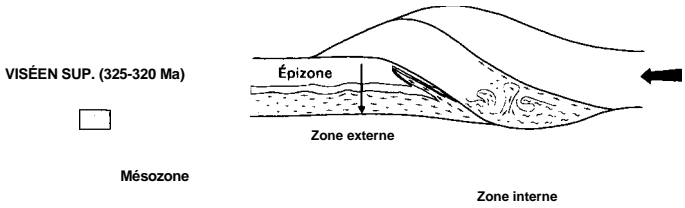
Ces observations permettent d'établir un modèle (Goujou, 1991, 1992) qui intègre les nouvelles données radiométriques, suivant lequel le massif d'Aubigny s'est mis en place dans un encaissant, au moins aussi chaud que lui (et peut-être déjà dans des conditions de pression plus faibles), que le granite a entraîné lors de sa mise en place dans la croûte supérieure. Ce modèle (fig. 12) permet d'expliquer (1) l'absence de vrai métamorphisme de contact, et (2) le résultat, *a priori* surprenant, des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ donnant des âges plus vieux autour des granites tardi-orogéniques qu'en Vendée littorale. Le refroidissement de l'encaissant « soulevé » par le granite est tout simplement plus rapide qu'en Vendée littorale ce qui inverse les âges apparents $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Il se surimpose très vraisemblablement une « tectonique de dénudation » des massifs granitiques qui s'accorde avec ce phénomène d'inversion en l'amplifiant (Costa et Goujou, 1992).

- **L'auréole étroite à biotite-cordiérite autour du massif granitique d'Avrillé** recoupe les schistes ordoviciens O2-3 et O4 originellement épizonaux et peu transposés (fig. 6 et 8). Les schistes tachetés à biotite-cordiérite qui définissent l'auréole représentent l'exemple type du métamorphisme de contact *s.s.* où le granite d'Avrillé s'est mis en place dans un encaissant plus froid que lui (fig. 10 et 11). L'isograde délimitant cette auréole correspond à une réaction prograde.

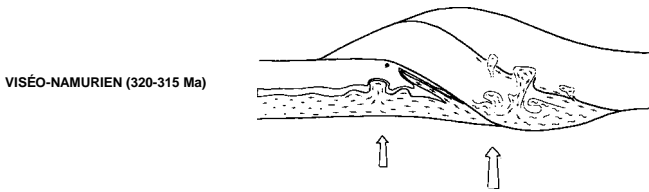
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

GÉODYNAMIQUE VARISQUE

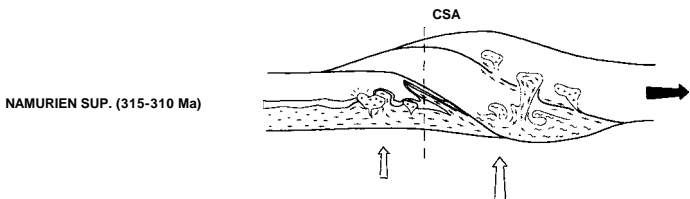
À la période de sédimentation (distension) cambro-ordovicienne, représentée par une série marine bien développée, succède une période silurienne marquée par un changement dans la sédimentation et l'in-



1 - Les déformations majeures sont enregistrées sous un gradient géothermique (!) normal barrowien. Ce gradient conduit à l'anatexis des roches situées à 700°C et 7kbar



2 - L'instabilité gravitaire initie la mise en place de dômes anatectiques qui s'accompagne d'un premier resserrement des isothermes



3 - Les plutons tardifs recourent les dômes et se mettent en place dans un encaissant au moins aussi chaud qu'eux : ils sont responsables du métamorphisme rétrograde et les isothermes se resserrent davantage. Les plutons qui atteignent l'épizone développent du "vrai" métamorphisme de contact (prograde). Dans les deux cas, le gradient est "de contact"

Fig. 12 - Schéma d'évolution thermobarométrique autour des différents granites vendéens,
à partir des modèles d'évolution géodynamique de la région sud-armoricaine pendant et après la convergence varisque

corporation de coulées volcaniques acides qui caractérisent un contexte en convergence. D'après la géochronologie (Peucat *et al.*, 1982), à 440 Ma, le fonctionnement d'une zone en subduction a déjà permis l'éclogitisation des roches les plus internes.

Comme dans le Massif central, on assiste ensuite à une migration dans le temps et dans l'espace des déformations depuis ces zones internes jusqu'aux zones externes. Les déformations majeures se propagent (mise en place des nappes) vers les zones externes et n'atteignent la Vendée que vers 325 Ma dans un « climat barrowien » (fig. 12-1 et 2). Localement (fig. 12-3), l'histoire thermique se prolonge avec le plutonisme tardi-varisque (315-310 Ma). La sédimentation discordante du Westphalo-Stéphanien (308-290 Ma) sur le socle marque la fin de l'histoire plutonique et métamorphique.

La configuration actuelle de la chaîne est surtout influencée par les dernières déformations, en particulier par le fonctionnement des grands décrochements cisailants sud-armoricains (CSA) et l'absence d'extension notable perpendiculaire à la chaîne, contrairement au Massif central français (Burg *et al.*, 1990), ce qui permet d'expliquer la modeste largeur de la chaîne varisque sud-armoricaine.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Cette région de basse terre, en bordure de l'Atlantique, a connu une histoire complexe en grande partie due aux fluctuations du niveau de la mer. Après l'émersion de la fin du Jurassique, l'information dont on dispose est très parcellaire. Au Crétacé, la transgression cénomano-turonienne recouvre une surface continentale dont le relief semble structuré par un réseau hydrographique. La régression qui suit laisse une région émergée avant la fin du Crétacé (au Sénonien?).

L'histoire tertiaire sur le territoire de la feuille est presque aussi mal connue. Au vu du contexte géologique régional, le territoire couvert par la carte se situait aux franges des transgressions éocène et oligocène : elle a pu être recouverte d'une faible tranche d'eau marine ou constituer une basse terre soumise à une altération continentale sous climat chaud.

À la fin du Tertiaire, au Pliocène, une transgression marine a couvert la région, régularisant le relief déjà peu contrasté et laissant des sables et galets que l'on retrouve désormais près du sommet des interfluves. Cette transgression apparaît synchrone des différents dépôts attribués au Pliocène et qui parsèment le Sud de la Bretagne (sables « redoniens »). Elle se situe à cheval sur la fin du Tertiaire et le premier refroidissement quaternaire (Prétilgien).

Au cours du Quaternaire, la région est restée une zone basse, soumise à la dynamique périglaciaire. Le faible enfoncement des vallées

traduit la stabilité tectonique de cette région pendant les deux derniers millions d'années.

Les alternances climatiques du Quaternaire se révèlent surtout par quelques dépôts interglaciaires (cordons littoraux) qui montrent que, depuis 2 Ma, le bord de mer était soit éloigné et beaucoup plus bas (vers — 80 à — 100 m) lors des maximums de froid, soit proche de l'actuel, oscillant dans l'intérieur des terres sur une bande de moins de 10 km par rapport au rivage actuel. C'est au cours de la dernière glaciation (Würm = Weichsélien) que les limons éoliens se sont déposés sur les plateaux vendéens, lors des maxima de froid sec.

À l'Holocène, la transgression flandrienne a donné le trait de côte du littoral actuel et provoqué l'apparition de marécages (« terre à bri ») en noyant les estuaires des fleuves côtiers. C'est au cours de cette transgression que se sont mises en place les dunes qui bordent la majeure partie du littoral.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

À l'exception de la dune côtière boisée (pinèdes du 19^e siècle), l'ensemble de la région est cultivé. Les principales productions agricoles de la région sont les primeurs dans les marais asséchés (« terre à bri ») et les productions traditionnelles (céréales, maïs, tournesol) dans l'intérieur des terres.

Sur le plan de la géographie humaine, la région peut se découper en deux entités bien distinctes : l'intérieur des terres, à vocation rurale, et le littoral qui développe surtout des activités touristiques balnéaires. L'arrière-pays offre un paysage de bocage partiellement détruit pour les besoins de l'agriculture actuelle. Les villages et petites villes (quelques milliers d'habitants) sont implantés au fond des vallées, aux carrefours d'un réseau routier dense. La bordure littorale est plus fortement urbanisée (Sables-d'Olonne, Jard-sur-Mer, La Tranche-sur-Mer) et répond par ses équipements à la vocation touristique de la côte.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Sur la région, la variabilité des terrains justifie une reconnaissance géotechnique lors de la construction d'ouvrages. Parmi les points à prendre en compte, les altérations du substrat rocheux (paléo-altérations tertiaires, altérations à proximité des zones faillées) peuvent être à l'origine de grandes variations dans l'aptitude des terrains à supporter des ouvrages importants. De même, tout ouvrage implanté dans les zones de « bri » doivent prendre en compte les risques de tassement différentiel que ces dépôts peuvent engendrer. La zone

littorale (terre à bri), ainsi que le fond des vallées actuelles, peuvent nécessiter le rabattement des nappes phréatiques superficielles lors de travaux et justifier d'un drainage adapté aux ouvrages construits.

Enfin, toute intervention sur la frange côtière (marais, dunes) devra s'accompagner d'une démarche auprès des différents organismes chargés de l'aménagement et de la gestion du littoral.

RESSOURCES EN EAU

Plusieurs unités hydrogéologiques peuvent être distinguées en fonction de la lithologie des formations aquifères.

Sur le plan structural, plusieurs failles plurikilométriques et de direction subméridienne plus ou moins 30° sont présentées par la carte géologique. Une autre faille importante, déduite des coupes géologiques de G. Bresson (rapport BRGM inédit), affecterait les formations jurassiques à partir du Sud de Saint-Vincent-sur-Jard jusqu'à La Pépière au Sud de Longeville-sur-Mer. Ces structures faillées peuvent constituer des drains aux circulations d'eaux souterraines.

Terrains de couverture

La plupart des formations plio-quaternaires de cette feuille sont peu épaisses ou peu perméables et ne constituent pas des réservoirs aquifères importants. Deux formations ont un intérêt restreint.

- **Sables dunaires.** Sous les forêts domaniales d'Olonne-sur-Mer et de Longeville-sur-Mer, les sables dunaires renferment une petite nappe perchée d'eau douce alimentée par les précipitations efficaces. Des exploitations ponctuelles ne donnent que des débits faibles.

Seuls des ouvrages en gros diamètre, avec effet de capacité, permettent une utilisation toutefois limitée de cette nappe.

- **Zones marécageuses.** Les marais d'Olonne-sur-Mer, Jard-sur-Mer et Longeville-sur-Mer sont établis sur des alluvions fluvio-marines flamandaises, appelées « bri ». Cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 10 m (Longeville), est composée d'argile bleutée grasse, avec un niveau discontinu de sables coquilliers à galets vers sa base qui peut localement présenter un certain intérêt hydrogéologique (eau saumâtre ou salée).

En effet, près du havre de La Gachère, à l'estuaire même de la rivière Auzance, une lentille d'alluvions sableuses est exploitée pour l'aquaculture à raison de 10 à 15 m³/h.

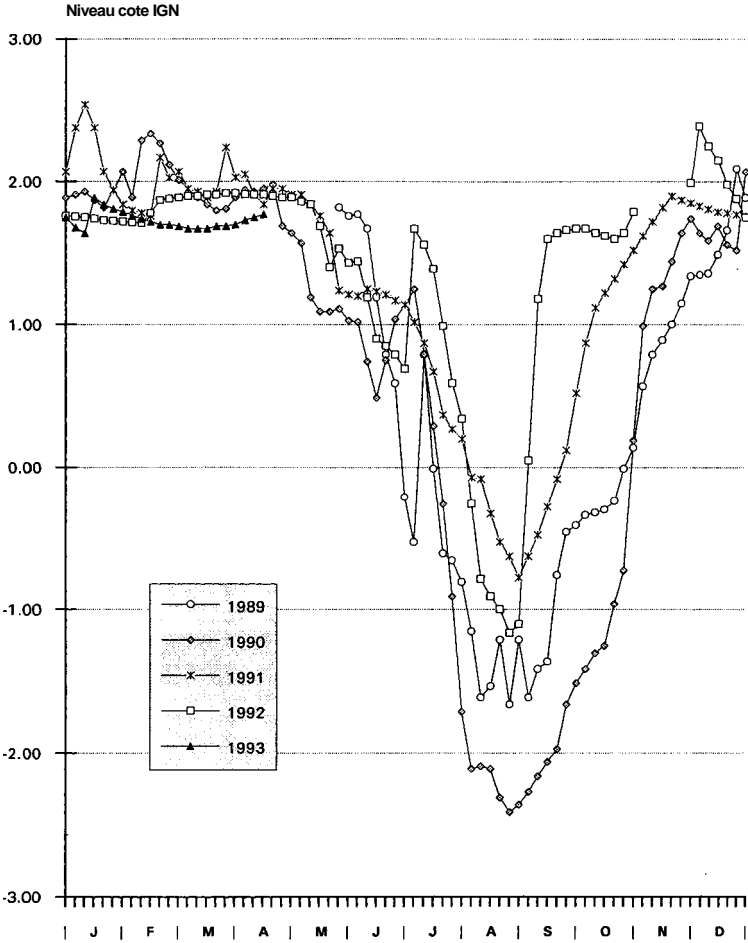


Fig. 13 - Piézométrie de la nappe du Dogger à Longeville-sur-Mer depuis 1989 sur le forage 607-4-087 L'Aufranchère, nappe du Dogger

Formations mésozoïques

Elles affleurent essentiellement au Sud de la carte et sur une surface réduite au Nord-Ouest d'Olonne-sur-Mer. Elles constituent un système aquifère multicouche complexe. Plusieurs formations de perméabilité inégale sont superposées.

On distingue deux horizons carbonatés du Jurassique présentant des ressources aquifères : le Bathonien et l'Hettangien. Ces aquifères étant de type karstique, ils présentent une grande vulnérabilité aux éventuelles pollutions.

- **Calcaires bathoniens (Dogger moyen).** La principale nappe du secteur est contenue dans ces calcaires du Bathonien, sur les communes de Longeville-sur-Mer et Jard-sur-Mer. La zone-réservoir se limite à la bordure nord du marais de Longeville et de la forêt entre Saint-Vincent-sur-Jard et Longeville. Selon l'importance de la karstification et la période de l'année, les débits ponctuels soutirables peuvent varier de 10 à 300 m³/h. Malgré la faible extension de la zone-réservoir de l'aquifère, cette nappe fait l'objet d'une importante exploitation pour l'irrigation (environ 1 million de mètres cubes prélevés en 1992).

La nappe, libre côté plaine, devient captive sous le marais puis sous les formations marneuses du Callovien. Au sein de la formation aquifère, une interface eau douce-eau salée limite son utilisation.

En période d'hiver, la nappe des calcaires alimente par débordement l'ensemble des marais communaux de Longeville-sur-Mer. La période durant laquelle l'étiage est le plus marqué s'étend d'août à septembre. L'enregistrement de la piézométrie de la nappe du Dogger sur le forage 607-4-087 (Longeville-sur-Mer) est présenté sur la figure 13.

Depuis 1992, en collaboration avec la profession agricole, la nappe du Dogger fait l'objet d'une surveillance piézométrique pour la mise en place d'une gestion globale et raisonnée de la ressource.

- **Calcaires hettangiens (Lias inférieur).** Les formations du Lias au Sud de la carte, et plus particulièrement celles de l'Hettangien, présentent localement des débuts de karstification où circule l'eau souterraine. Cependant, contrairement à la partie centrale de la plaine de Luçon, cette karstification est peu développée, et bien souvent colmatée par des cristallisations. Les débits rencontrés au sein de cette formation sont faibles (inférieurs à 10 m³/h) ou nuls. Seuls des ouvrages implantés en bordure du marais de La Vinière (Nord-Ouest de Jard-sur-Mer) ont mis en évidence des débits atteignant 50 m³/h, avec cependant des limites dans la ressource en eau douce exploitable.

Dans la partie sud-ouest du marais d'Olonne-sur-Mer, des sondages de reconnaissance (La Grenouillère) ont révélé des petites arrivées d'eau douce au sein des calcaires dolomitiques cargneulés du Lias inférieur qui constituent le substratum des vases flamandaises. Selon l'importance et le colmatage des fissures, le débit n'a pas excédé 10 m³/h par forage. Sous les sables dunaires de la forêt domaniale

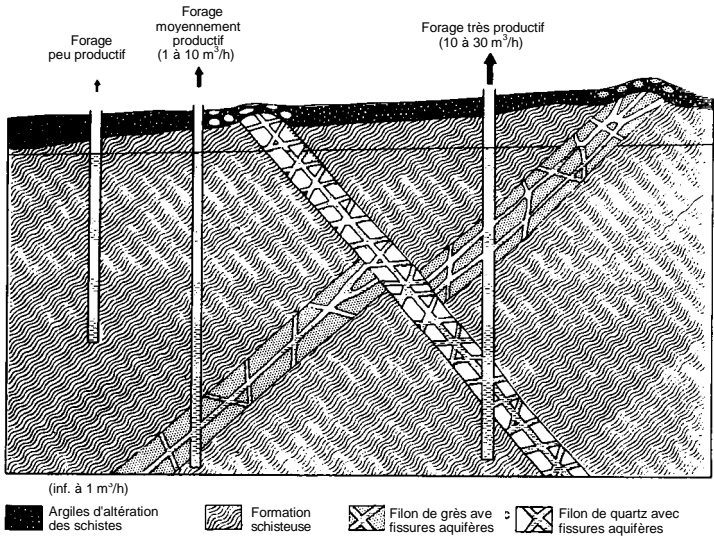


Schéma de circulation des eaux souterraines en terrains schisteux

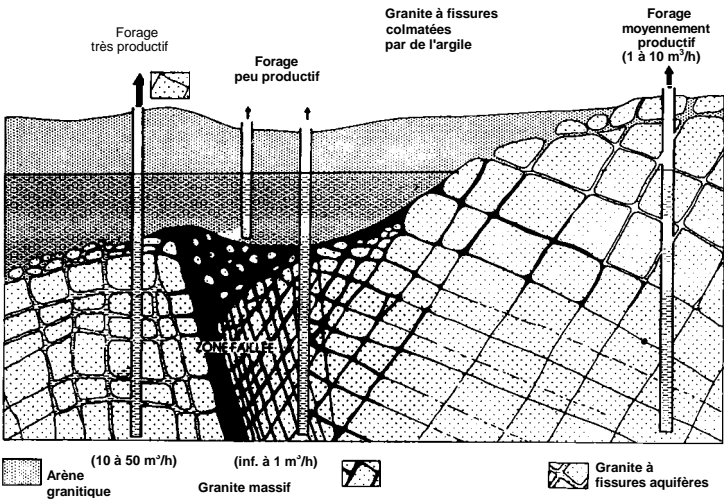


Schéma de circulation des eaux souterraines dans les granites

Fig. 14 - L'eau souterraine dans les socles anciens

d'Olonne, les calcaires hettangiens se poursuivent jusqu'à l'estran; s'y trouve alors l'interface eau douce-eau salée de la nappe (épaisseur inférieure à 10 m).

Séries paléozoïques

Ces formations, qui affleurent largement sur la carte, sont surtout composées de sédiments fins pélitiques plus ou moins métamorphisés. Ce sont des schistes rouges du Silurien et des schistes subardoisiers ou séréciteux de l'Ordovicien.

Ces formations, qui constituent aussi le substratum de la partie nord du marais d'Olonne, ne sont pas favorables à la circulation d'eau dont le débit d'exploitation dépasse rarement 1 m³/h (584-3-01, 584-8-25).

Cette séquence globalement peu perméable, présente localement des alternances de grès, quartzites et phanites et des interstratifications volcaniques de type rhyolitique. Ces roches, plus compétentes que l'encaissant schisteux, contiennent de nombreuses fissures favorables à la circulation de l'eau souterraine (fig. 14). C'est notamment le cas des bancs phanitiques ou grésos-quartzitiques des terrains siluriens au Nord de la carte et le long de la frange sud du granite d'Aubigny, où des débits de 10 à 20 m³/h ont été mis en évidence à La Boissière-des-Landes et Sainte-Flaive-des-Loups.

Dans ce même contexte, signalons la présence à Nieul-le-Dolent d'une petite source d'eau hydrothermale (t° : 21°C; 584-4-04).

Terrains métamorphiques

Essentiellement composées de micaschiste et de gneiss, ces formations qui affleurent entre Olonne-sur-Mer et Talmont-Saint-Hilaire, ne présentent qu'une perméabilité de fissures de faible ampleur. La fraction micacée des terrains fournit à l'altération des produits argileux qui colmatent les fissures.

Rares sont les points d'eau dont le débit d'exploitation est supérieur à 1 m³/h (584-6-05).

Roches granitiques

Les aquifères dans ces roches plutoniques sont de type fissurai. Trois secteurs présentent des forages d'exploitation : le granite d'Aubigny au Nord-Est, celui d'Avrillé au Sud-Est et le microgranite de Vairé au Nord-Ouest. La ressource en eau souterraine y est généralement faible et limitée.

Les nombreux puits captent les arènes granitiques de surface qui emmagasinent les précipitations atmosphériques de l'automne au printemps (pluie efficace inférieure ou égale à 200 mm). La faible trans-

Aquifère	Calcaires du Dogger			Micaschistes			Granites			
N° Ouvrage	607-4-86	607-4-89	607-4-96	584-6-05	584-3-2	584-4-3	584-8-14	584-8-19	584-8-21	584-8-23
Date analyse	08/08/88	08/08/88	14/09/90	23/05/85	16/10/87	19/11/91	30/12/81	10/12/87	11/12/87	04/05/88
PH (20°)	6,92	7,28	7,45	7,02	6,62	6,53	5,93	8,18	7,82	7,22
Conduc. (20°) $\mu\text{s cm}^{-1}$	721	835	4250	450	292	246	—	488	329	299
Turbidité (NTU)	5,1	0,9	0,9	—	2,8	—	—	41,8	5,3	0,8
Dureté totale (°f)	36,2	37,7	82,6	6,4	9	8,17	4,2	16,6	6,6	7,8
T.A.C. (°f)	26,8	26	28,2	8	6,10	5,27	1,5	15,9	8,5	6,1
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0	0	0	0	0	0,02	0,09	0,02	0,01	0
NO ₂ ⁻ (mg/l)	0,06	0,02	0	0,08	0	0,03	0,08	0,02	0,03	0
NO ₃ ⁻ (mg/l)	45	48	46	6,4	2,2	2,9	27,2	2,66	0,35	1,15
Cl ⁻ (mg/l)	83	130	1350	90	43	79,7	33	52	43,5	44
SO ₄ ⁻ (mg/l)	48,2	40	187	35,4	30,2	—	5,6	28,9	28,9	21,7
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	327	317,2	344	97,6	—	—	—	194	103,4	74,4
PO ₄ ⁻ (mg/l)	0,55	0,03	0,03	0,06	0,92	—	0,32	0,16	1,14	0,01
Ca ⁺⁺ (mg/l)	132	134	182	15	23	—	—	54,4	19,2	17,2
Mg ⁺ (mg/l)	7,8	10,5	90,5	6,13	8,8	—	—	6,8	4,4	7,93
Na ⁺ (mg/l)	39,8	60,4	720	84	27,2	—	—	42	48,6	34,6
K ⁺ (mg/l)	2,95	4,46	34,8	3,92	1,88	—	—	1,65	2,2	1,72
Fe ⁺⁺ (mg/l)	0,32	0,03	—	0	1,16	0,97	0/05	0,36	0,3	0,28
Mn ⁺⁺ (mg/l)	0,03	0	—	0,44	0,37	—	0,01	0,21	0,24	0,08

Tableau 3. — Caractéristiques physico-chimiques de l'eau des principaux types d'aquifères de la feuille Les Sables-d'Olonne

missivité des arènes, liée à la présence d'argile d'altération, ne permet pas l'obtention de débit supérieur à 1 ou 2 m³/h.

Les meilleures productivités se rencontrent par forage dans les fissures propres du granite sain à proximité des zones faillées. La recherche de ces zones fissurées est rendue délicate par l'hétérogénéité du milieu. Une prospection hydrogéologique positive se traduit par la mise en évidence de débits entre 10 et 30 m³/h. L'expérience montre que dans ces massifs granitiques, les arrivées d'eau souterraine rencontrées par forage se situent souvent entre 30 et 60 m de profondeur. Au-delà, les fissures sont rares et peu ouvertes (fig. 14).

Signalons une expérience réussie de fracturation hydraulique sur un forage à Avrillé (584-8-19), qui a permis de doubler son débit d'exploitation (15 à 20 m³/h). Enfin, un cas exceptionnel de productivité dans ce type d'aquifère est à noter sur la commune d'Aubigny : 80 m³/h exploitables dans un forage de faible profondeur (584-4-2; 39 m).

Le massif microgranitique de Vairé présente des fissures productives en eau souterraine. En témoigne le débit d'exhaure de la carrière de Vairé qui, pour la surface d'extraction de 4,5 ha, est d'environ 40 m³/h, en continu. Signalons également le forage du terrain de sports de Vairé qui donne une arrivée d'eau exploitable de 8 m³/h à 50 m de profondeur (584-1-24).

Les autres petits massifs de granite au Sud-Est d'Olonne-sur-Mer, de métarhyolite de Saint-Mathurin et de microgranite de Saint-Martin-de-Brem, constituent des aquifères de type fissuré avec des potentiels du même ordre de grandeur.

Caractéristiques chimiques de l'eau des principaux types d'aquifères

D'une manière générale les faciès chimiques sont les suivants (tableau 3) :

- formations mésozoïques : eaux de type chloruré à sulfaté calcique à sodique ;
- séries paléozoïques et terrains métamorphiques : eaux de type bicarbonaté à chloruré sodique ;
- formations granitiques : eaux de type bicarbonaté à chloruré sodique à calcique.

Les formations mésozoïques fissurées et karstiques, contenant une nappe libre, sont la plupart du temps très vulnérables aux pollutions superficielles. Les teneurs en nitrates de la nappe du Dogger sont généralement élevées.

Dans la nappe captive du Lias inférieur, mieux protégée que la nappe libre du Dogger, les teneurs en nitrates sont faibles. Deux principaux paramètres peuvent cependant dégrader la qualité de l'eau :
— le fluor, fréquent en aquifère sédimentaire profond ;

— les chlorures en raison des intrusions d'eau salée d'origine marine (forage 607-7-96).

L'eau des terrains métamorphiques et des séries paléozoïques a généralement des teneurs faibles en nitrates.

Des phénomènes de dénitrification naturelle, par l'oxydation de sulfures, ont été rencontrés dans les terrains de socle de Bretagne et des pays de la Loire. Ces phénomènes s'accompagnent d'une production parfois importante de fer.

La richesse en fer et / ou manganèse des eaux peut également être expliquée par la présence de matière graphiteuse dans les phanites dont les lentilles sont souvent associées à des schistes graphiteux ou hématitiques.

Dans les formations granitiques, l'eau est généralement de bonne qualité bien qu'acide.

SUBSTANCES UTILES

Sur la feuille Les Sables-d'Olonne, de nombreux types de roche ont été exploités autrefois comme matériau de construction ou d'empierrement. La grande majorité des anciennes carrières sont aujourd'hui abandonnées, voire remblayées. Seules deux carrières sont exploitées aujourd'hui (1993) dans des roches de type microgranite, aux lieux-dits Le Bréthomé (Nord-Ouest de Saint-Martin-de-Brem) et La Mouzinière (Sud-Est de Château-d'Olonne).

Les microgranites de Saint-Martin-de-Brem ont été exploités dans plusieurs carrières ouvertes dans les divers petits massifs situés au Sud de la feuille. La carrière du Bréthomé exploite une roche sombre, massive à grain fin, pour empierrement.

Les métarhyolites d'Olonne-sur-Mer et de Talmont-Saint-Hilaire ont été exploitées dans de nombreuses carrières, aujourd'hui abandonnées, dans et autour du village ; ce matériau, se débitant en dalles, a servi pour la construction locale traditionnelle.

Le granite des Taffeneaux a également été exploité dans plusieurs carrières, situées autour de Beauséjour en particulier, qui produisaient le même type de matériau.

Le microgranite de La Mouzinière a fait l'objet de plusieurs exploitations, mais seule reste la carrière de La Mouzinière; de cette carrière est extraite une roche massive, de teinte sombre, à grain très fin, pour empierrement.

D'autres roches ont fait l'objet d'extraction en carrières pour des besoins locaux de moellons de construction ou de granulats d'empier-

rement : les orthogneiss des Sables-d'Olonne dans la région de Saint-Jean-d'Orbestier; les quartzites de La Mouzinière dans les régions de Sainte-Foy, Saint-Hilaire et Poiroux; enfin quelques «grattages» ont été effectués dans le granite d'Avrillé (arène) et dans le Lias (calcaire).

INDICES MINIERS

Les indices miniers sont très rares et de faible intérêt sur la feuille Les Sables-d'Olonne ; cependant une ancienne exploitation souterraine, pour argent (52 g/t) et barytine, se trouve au lieu-dit La Mine (commune de Talmont-St-Hilaire), proche de la côte 1,5 km à l'Ouest de Bourgenai.

Les indices de Pb-Zn-Ag-Ba sont constitués de minéralisations stratiformes dans le Lias, en particulier dans les lambeaux piégés dans des petits fossés situés sur le socle en bordure du littoral ; c'est le cas de la mine des Sards (BSS 6-4001) et des indices de la pointe du Payré (2-4001). L'étude de ces minéralisations a été reprise par le BRGM dans les années quatre-vingts ; elles ont abouti, pour la mine des Sards, à la mise en évidence d'un horizon minéralisé de 2 à 3 m de puissance à barytine et sulfures disséminés, dont les teneurs sont de : Pb : 0,36 %, Zn : 0,19 %, Ag : 45 g/t.

D'autres indices de barytine sont connus dans les terres, au sud du granite d'Avrillé (8-4001), qui ont fait l'objet d'une exploration dans les années soixante-dix, sans résultat notable.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Quelques sites de la région (Bourgenai, pointe du Payré) démontrent que l'occupation humaine est ancienne (silex taillés acheuléens et moustériens). Les principaux sites mentionnés dans la littérature pour le Paléolithique sont piégés par des formations quaternaires qui ont fossilisé les gisements le long du littoral (Baudouin, 1912; Bocquier, 1914; Jousseau, 1968, 1970; Jaunau, 1983).

Au Néolithique et aux âges des métaux, l'implantation régionale des diverses populations de ces époques est générale et attestée par de nombreux vestiges (silex taillés, poteries, restes d'habitats) et dont les manifestations les plus visibles sont les monuments mégalithiques (dolmens et menhirs) en partie figurés sur la carte. On se reportera avec profit aux articles et ouvrages publiés sur ces sujets dans les revues d'archéologie régionale (Études préhistoriques et protohistoriques des pays de la Loire, Société d'Emulation de Vendée, Revue archéologique de l'Ouest).

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Poitou, Vendée, Charentes** (Gabilly, 1978), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 8* : la façade atlantique aux environs des Sables-d'Olonne.

BIBLIOGRAPHIE

BAUDOIN M. (1912) — Le Paléolithique inférieur et moyen de la Vendée (1^{er} mémoire). 8^e congrès préhist. France, Angoulême, p. 227-282 et 322-341.

BERNARD J., VISET L. (1992) — Une tourbière interglaciaire sur la plage de la Parée à Brétignolles (Vendée, France) : première approche pollenanalytique. *Quaternaire*, Paris, 3-1, p. 16-22.

BOCQUIER E. (1914) — Les stations de silex taillés des côtes de Vendée. La Roche-sur-Yon : Yvonnet impr.

BOCQUIER E. (1935) — Observations sur quelques témoins d'anciens rivages dans le Talmondaï. Ann. Soc. Émul. Vendée, La Roche-sur-Yon.

BOCQUIER E. (1955) — Sur l'existence d'un groupe de marmites de géants fossiles d'époque moustérienne sur la côte de Talmondaï (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 201, p. 84-85.

BOYER C. (1974) — Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse, Paris-Sud (Orsay), 380 p.

BRILLANCEAU A. (1962) — Sur la présence de l'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen. Région de La Roche-sur-Yon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, p. 2477-2478.

BRILLANCEAU A. (1978) — In J. Gabilly : « Guide géologique régional Poitou-Vendée-Charente ». Paris : Masson édit., 200 p.

BRILLANCEAU A., MATHIEU G. (1965) — Sur l'extension notable du Silurien dans le Bas-Bocage de Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 261, p. 1879-1881.

BURG J.P., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1990) — Le Sillon houiller du Massif central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, p. 147-152.

BUTEL P. (1935) — Note préliminaire sur les zones paléontologiques du littoral de la Vendée. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230-232.

BUTEL P. (1938) — La carrière de Coubaron près Velluire. Considérations sur le Callovien de la Vendée. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. 8, p. 511-516.

BUTEL P. (1951) — Révision de la feuille des Sables-d'Olonne à 1/80000. Le Lias et le Jurassique sur le littoral. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 49, n° 232, p. 97-107.

BUTEL P. (1953) — Les formations d'âge secondaire du Sud de la Vendée, entre le massif ancien et l'océan (feuille des Sables-d'Olonne au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 51, n° 239.

BUTEL P. (1955) — Note complémentaires sur quelques affleurements de la Vendée méridionale (feuille des Sables-d'Olonne au 1/80000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIII, n° 246, p. 29-36.

BUTEL P., MATHIEU G., TERS M. (1965) — Carte géol. France (1/80000), feuille Les Sables-d'Olonne (140), 2^e éd. + notice explicative 72 p. Paris : Serv. Carte géol. Fr.

CARIOU E. (1980) — L'étage Callovien dans le Centre-Ouest de la France. Thèse État, première partie, 37 p., 32 fig., 2 pl.

CHARTRON C, COSSMANN M. (1903) — Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune de Simon-la-Vineuse. I. Gastropodes : *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. 2, p. 163-203; II. Pélécytopes : *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. 3, p. 497-545.

COMBLE C, DE WEVER P., TERS M., WEYANT M. (1985) — Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge Tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, p. 899-904.

DEFLANDRE G. (1972) — Le système trabéculaire interne chez les Pylentonémidés et les Popofskyellidés, Radiolaires du Paléozoïque. Phylogénèse des Nassellaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, p. 3535-3540.

DEFLANDRE G., TERS M. (1966) — Sur la présence d'Acritarches ordoviciens dans les schistes subardoisiers de la région de La Mothe-Achard (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, p. 237-240.

DEFLANDRE G., TERS M. (1970) — Présence de microplancton silurien fixant l'âge des ampélites associées aux phanites de Brétignolles (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270, p. 2162-2166.

GABILLY J. (1962a) — Les variations de la sédimentation du Lias et du Jurassique en relation avec le seuil du Poitou. Colloque sur les seuils géologiques, 87^e congrès soc. sav., Poitiers, p. 679-699.

GABILLY J. (1962b) — Stratigraphie et limites de l'étage Toarcien à Thouars et dans les régions voisines. Colloque du Jurassique. C.R. et mém. Institut Gd. Duc. Luxembourg, p. 193-201.

GABILLY J. (1964) — Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. Trav. inst. géol. anthrop. préhist. fac. sci. Poitiers, t. V, p. 66-107.

GOUJOU J.C. (1991) — Analyse pétro-structurale d'un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi- à mésozonal de Vendée. Thèse doct. univ. Montpellier. Doc. du BRGM, n° 216.

GOUJOU J.C. (1992) — Dynamique métamorphique dans les auréoles de contact des granites tardi-orogéniques vendéens. 14^e R.A.S.T., Toulouse.

HAUG E. (1885) — Beiträge zu einer Monographie der Ammoniten-gattung *Harpoceras*. *N. Jb. Min. Géol.*, Stuttgart, p. 1-143.

JAUNAU J.M. (1983) — Les industries paléolithiques de Jard-sur-Mer et Saint-Vincent-sur-Jard d'après les matériels de la collection Bocquier. *Ann. Soc. Émul. Vendée*, p. 243-248.

JONES K.A. (1991) — Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *J. Geol. Soc.*, London, 148, p. 55-64.

JONES K.A., BROWN M. (1990) — The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France. *In* J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley (eds) : « Evolution of Metamorphic Belts ». *Geol. Soc.*, London, Special Publication 43, p. 501-505.

JOUSSAUME R. (1968) — La préhistoire du littoral atlantique entre Loire et Gironde. *Mém. École pratique hautes études*.

JOUSSAUME R. (1970) — Les gisements préhistoriques de la côte rocheuse entre les Sables-d'Olonne et Saint-Vincent-sur-Jard, Vendée. *Études préhist. et protohist. pays de Loire*, 1, p. 21-55.

JOUSSAUME R. (1981) — Le Néolithique de l'Aunis et du Poitou occidental. Thèse préhistoire, Rennes, 625 p.

MATHIEU G. (1935) — Les failles tertiaires de la Vendée et leurs relations avec les plis hercyniens. Application au gisement du terrain houiller. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LX, fasc. 1, p. 39-63.

MATHIEU G. (1937) — Recherches sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne (thèse). Lille : impr. Sautai.

MATHIEU G. (1957) — Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LV, 253, p. 257-302.

MORELLET J., TERS M. (1951) — Deux Dasycladacées du Lias de Vendée. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. 1, fasc. 8, p. 643-644.

O'CONNOR J.T. (1965) — A classification for quartz-rich igneous rocks based on felspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, p. 79-84.

PATTE E. (1941) — Le Paléolithique dans le Centre-Ouest de la France. Paris : Masson édit., 207 p.

PENEAU J. (1923 a) — Comptes rendus de la 3^e session extraordinaire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, tenue en Vendée du 3 au 7 avril 1923. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, t. IV, p. 205-270.

PENEAU J. (1923b) — Observations géologiques et tectoniques sur la côte sud-vendéenne. *Bull. Soc. sci. nat. Ouest Fr.* (4), t. III, p. 57-73.

PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) — Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France) : an old oceanic crust in the west european Hercynian belt? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.

STRECKEISEN A.L. (1967) — Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, p. 144-214.

STRECKEISEN A.L. (1976) — To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.

STUSSI J.M. (1975) — Le massif granitique de La Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. Rapport interne CRR-CEA. *Sci. de la Terre*, XX, 3, p. 219-263.

STUSSI J.M. (1976) — Traits géochimiques majeurs des métamorphites du Bas-Bocage vendéen autour du Massif de La Roche-sur-Yon (Vendée). Rapport interne CRR-CEA.

TERS M. (1953) — Existence d'un désert froid au Quaternaire ancien dans la région littorale vendéenne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. 3, p. 355-368.

TERS M. (1961) — La Vendée littorale. Étude géomorphologique. Thèse géographie. Rennes : Oberthur impr., 578 p.

TERS M. (1970) — Découverte d'un gisement de Graptolites du Silurien (Wenlock) dans la « série de Brétignolles » (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, p. 1060-1062.

TERS M. (1973) — Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français sur le Quaternaire. Géodynamique, stratigraphie et environnement. IX^e congrès INQUA, Christchurch. Supp. *Bull. Ass. fr. ét. Quat.*, 36 p.

TERS M., BREBION, P., BUGÉ E., CHEVALIER J.P., LAURIAT A., MARGEREL J.P. (1970) — Le Redonien de la région de Palluau (Vendée). *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. 1, p. 1-26.

TERS M., CHANTRAINE J. (1980) — Le métamorphisme éo-dévonien dans le Sud-Est du Massif armoricain : La coupe des Sables-d'Olonne (Vendée). Livret-guide préparé à l'occasion de l'excursion B03 du 26^e congrès géologique international, France : Introduction à la géologie de la France.

TERS M., VERGER F., MATHIEU G. (1972) — Carte géol. (1/80000), feuille Palluau (129), 2^e éd. + notice explicative 60 p. Orléans : BRGM.

TERS M., VIAUD J.M. (1983) — Carte géol. France (1/50000), feuille Challans (534) + notice explicative 99 p. Orléans : BRGM.

TERS M., VIAUD J.M. et coll. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (560) + notice explicative 135 p. Orléans : BRGM.

VASSEUR G. (1890) — Carte géol. France (1/80000), feuille Les Sables (140) + notice explicative 12 p. Paris : Serv. Carte géol. Fr.

VERGER F. (1985) — Marais et wadden du littoral français. Étude de géomorphologie, 3^e édit. Caen : Paradigme édit., 549 p.

VERGER F., BRESSON G., LIMASSET O., BARRUOL J. (1975) — Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Aiguillon-sur-Mer (608) + notice explicative 22 p. Orléans : BRGM.

VIDAL P. (1980) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 21, 162 p.

WYNS R. (1984) — Le Synclinorium de Chantonnay (Vendée). *Bull Soc. géol. minéral. Bretagne*, 16, 1, p. 45-48.

WYNS R., CHANTRAINE J. (1984) — Les séries métasédimentaires de Sauveterre et Les Sables-d'Olonne (côte vendéenne) sont-elles cambriennes? 10^e R.A.S.T., Bordeaux, p. 554.

WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille La Roche-sur-Yon (562). Orléans : BRGM, 80 p.

WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) — Le Précambrien du Massif Vendéen. Doc. BRGM, n° 68.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Pays de la Loire, 10 rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

J.C. GOUJOU, avec la collaboration de J. CHANTRAINE : description des terrains paléozoïques, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique varisque.

S. DEBRAND-PASSARD, P. HANTZPERGUE : description des terrains mésozoïques.

P. LEBRET : description des terrains tertiaires et quaternaires, géodynamique récente.

C. ROY, avec la collaboration de T. COLLET et L. CALLIER : ressources en eau.

J. CHANTRAINE, J.P. BLOUIN : substances utiles et indices miniers.

ANNEXE

CARTE GÉOLOGIQUE DE LESTRAN DE LA CÔTE VENDEËNNE, DE SAUVETERRE À LA POINTE DU PAYRÉ (*)

I. Sauveterre

1. Micaschistes à muscovite, porphyroblastes de biotite, de grenat almandin et staurotide (plus de 300 m de puissance).
 2. Bancs de micaschistes siliceux à deux micas, porphyroblastes de biotite, de grenat et nodules de tourmaline (5 m).
 3. Bancs de calcaire dolomitique (30 m).
 4. Micaschistes à porphyroblastes de chloritoïde (Chl), de biotite, de grenat almandin et de staurotide (St) (10 m).
 5. Micaschistes graphiteux à porphyroblastes de biotite (10 m).
 6. Bancs de calcaire dolomitique, de cornéenne à diopside, actinote, épidote, clinozoïsite, ilménite, sphène (5 m).
 7. Couches de tuffite à structure en boudins (2 à 5 m).
 8. Micaschistes à séricite et grenat sperssartine (plus de 30 m).
 9. Schistes à séricite feuilletés (falaise) (plus de 15 m).
 10. Calcaire liasique (Hettangien).
- Q. Quartz.

Chardrie

1. Bancs de métarhyolite et de métatuf rhyolitique, alternant avec des micaschistes (plus de 200 m).
2. Micaschistes à deux micas (100 m environ).

Le Noir

1. Micaschistes à muscovite, porphyroblastes de biotite, de grenat almandin, staurotide (St) et disthène (D).
2. Micaschistes à chloritoïde (Chl), biotite, grenat almandin, disthène (D) et staurotide (St).
3. Bancs de calcaire cristallin (à calcite).
4. Lentille de pyroxénite à diopside et épidote.
5. Micaschistes graphiteux à porphyroblastes de biotite.
6. Lentille de calcaire cristallin, pyroxénite à épidote et amphibolite.
7. Lentille de calcaire cristallin et amphibolite.

L'Âne

1. Micaschistes et gneiss albitiques (An 10) à biotite et disthène (D).

(*) Légende de la carte jointe à la feuille 1/50000.

Les Chevaux—Chaillé

1. Gneiss et micaschistes à disthène et grenat almandin, albite (An 8-12).
2. Gneiss et micaschistes à disthène et sillimanite (Sil).
3. Gneiss et micaschistes à sillimanite-fibrolite.
- P. Filons de pegmatite.

La Courmarin

1. Gneiss et micaschistes à sillimanite-fibrolite, oligoclase (An 12), et grenat.
2. Gneiss amygdalaires à sillimanite et grenat (métatexites).
3. Métaconglomérat de La Courmarin : gneiss œillé à grenat (métatexite).
4. Métaquartzites et gneiss œillés.
- a. Limite supérieure de l'anatexie.

De l'Aubraie à la grande Jetée des Sables-d'Olonne

1. Orthogneiss feuilletés à replis synmigmatitiques, à forte linéation d'étirement (d'Est en Ouest), parfois rubanés et injectés de filons d'aplite plissés (métatexites).
2. Granite d'anatexie des Sables-d'Olonne, à reliques d'orthogneiss feuilleté (disparition progressive de la foliation et des plis, disparition de la biotite, développement du microcline).
3. Leucogranite à muscovite et grenat, à grain fin.
4. Quartzite métamorphique, en bancs (en enclave dans l'orthogneiss).
5. Gneiss feuilletés à sillimanite (en enclave dans l'orthogneiss).
6. Métaconglomérat de La Courmarin (en enclave).
7. Micaschistes feldspathiques à deux micas, grenat et staurotide (petite jetée des Sables).
8. Filon d'amphibolite.
- P. Filon de pegmatite à muscovite et microcline.

II. Des Sables-d'Olonne au Caillola (ou Cayola)

tiob. Rhétien : argiles vertes et marnes sableuses.

11-2. Hettangien (calcaire ou silicifié).

16. Domérien.

1. Micaschistes feldspathiques (An 12) à deux micas et staurotide (St).
2. Micaschistes feldspathiques à disthène (D) et staurotide (St).
3. Micaschistes et gneiss à disthène (D).
4. Micaschistes et gneiss feuilletés à sillimanite-fibrolite (Sil) et gneiss amygdalaires à oligoclase et grenat (métatexites).
5. Gneiss feuilletés à sillimanite (Sil), en écaille dans l'orthogneiss (pointe de la Pérusse) ou en enclave (le Caillola).

6. Métaconglomérat de La Courmarin : gneiss œillé à grenat (métatexite).
- a. Limite supérieure de l'anatexie.
7. Orthogneiss feuilletés à replis synmigmatitiques, à forte linéation d'étirement (d'Est en Ouest), parfois rubanés et injectés de filons d'aplite plissés (métatexites).
8. Granite d'anatexie des Sables-d'Olonne, à reliques d'orthogneiss feuilleté (disparition progressive de la foliation et des plis, destruction de la biotite et développement du microcline).
9. Leucogranite à muscovite et grenat.
10. Lentille de pyroxénite de la plage des Sables.
11. Zone silicifiée (le Pain-de-Sucre).
12. Filon d'amphibolite.
13. Filons de leucogranite à muscovite.
- Si. Filons de quartz et d'agate.
- P. Filons de pegmatite à grands cristaux de microcline.
- Ca. Amas de calcite de Saint-Jean-d'Orbestiers.

III. Du Caillola au Veillon

- To. Tourbes de Bourgenai et argiles de marécage (Subboréal).
- S. Coulées de solifluxion wurmiennes.
1. Carixien (15); Pliensbachien indiff. (15-6) ; Toarcien (17-8).
 2. 11-2. Hettangien. Calcaires jaune nankin, calcaires dolomitiques cargneulés (souvent silicifiés).
 3. Hettangien. Marnes vertes, calcaires argileux et gréseux, marnes noires, argiles vertes et rouges kaoliniques.
 5. Micaschistes à disthène (D) et grenat de Bourgenai.
 6. Gneiss feuilletés à disthène (D) et métaquartzites du Corps de Garde du Caillola (à disthène, grenat et tourmaline).
 7. Gneiss fins rougeâtres, en plaquettes, à disthène (D), grenat, deux micas, apatite.
 8. Gneiss et micaschistes amygdalaires à sillimanite (Sil) et disthène (D) du Caillola (métatexites en enclaves).
 9. Lentille de pyroxénite de La Mine.
- δ. Filon d'amphibolite du Pissot.
- γ. Filon de leucogranite.
- P. Filon de pegmatite.
- Q. Quartz.
- Si. Zone silicifiée.
- Pb, Ag, Zn, pyr : mine de blende, galène et pyrite des Essarts.

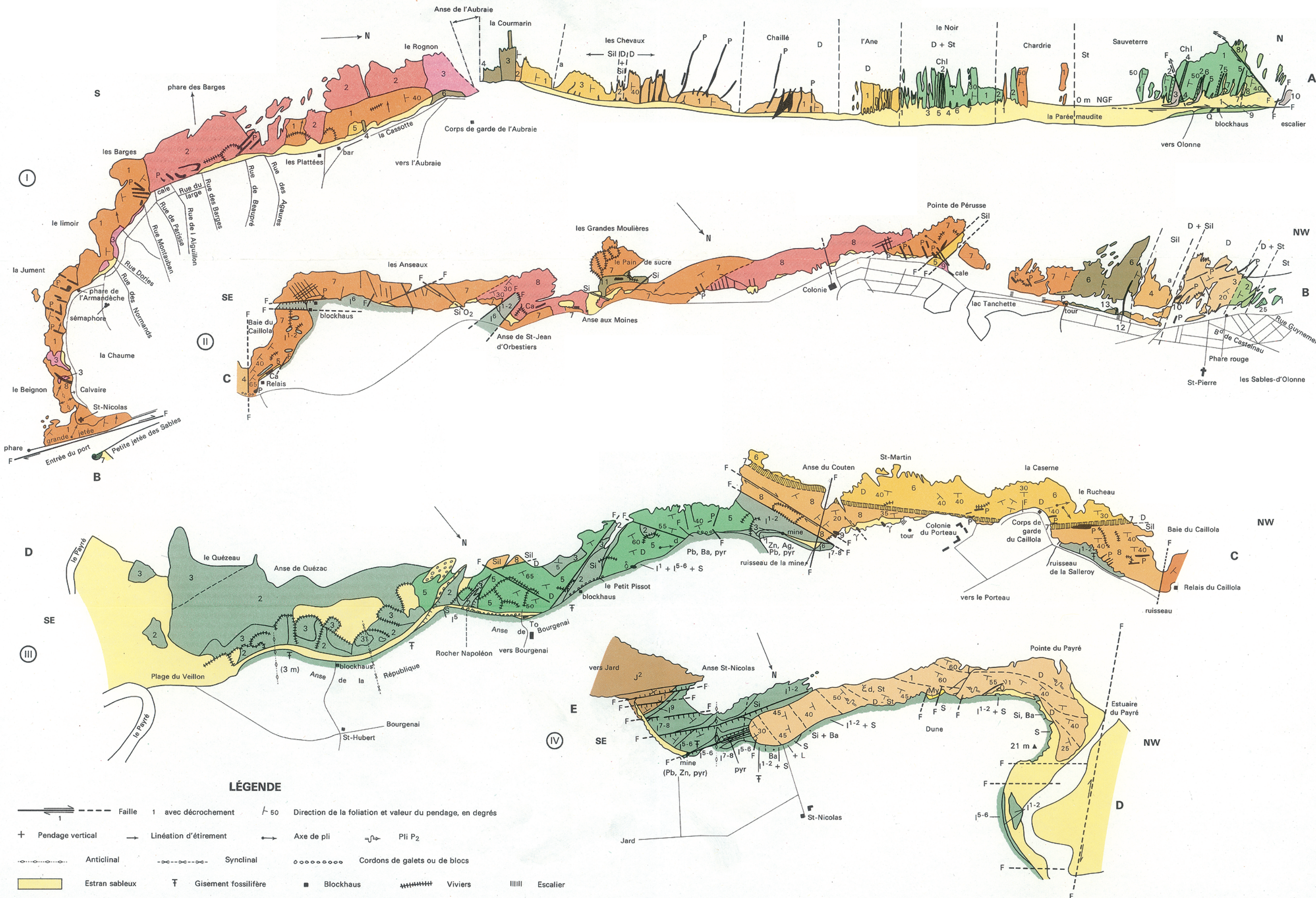
IV. De la pointe du Payré à l'anse Saint-Nicolas

- L. Limon éolien wurmien.
- S. Coulées de solifluxion wurmiennes à silex moustériens.
- My. Plage éémienne de la pointe du Payré (+ 8 m).
- j2. Bathonien. Calcaires graveleux à spongiaires, marnes et calcaires argileux.

- j1. Bajocien. Calcaires graveleux, calcaires argileux à spongiaires.
- l9. Aalénien. Calcaires argileux et marnes.
- l7-8. Toarcien. Calcaires argileux et marnes bleu-noir.
- l6. Domérien. Calcaires argileux à *Amaltheus margaritatus*.
- l5. Carixien. Calcaires argileux à oolites ferrugineuses, à *Gryphaea cymbium*.
- l1-2. Hettangien. Calcaires dolomitiques, calcaires jaune clair, argiles noires.
- 1. Micaschistes et gneiss de la pointe du Payré, à disthène, staurotide et grenat ($\xi\xi_{d, st}$).
- Q. Quartz.
- v1. Filon de lamprophyre.
- Si. Zone silicifiée.
- pyr, Pb, Zn. Mine de blende, galène, pyrite de Saint-Nicolas.
- Ba. Barytine.

LES SABLES-D'OLONNE

Carte géologique de l'estran de la côte vendéenne, de Sauveterre à la Pointe du Payré (par M. Ters, 1982)



LÉGENDE

- Faïlle 1 avec décrochement
- 50 Direction de la foliation et valeur du pendage, en degrés
- Pendage vertical
- Linéation d'étirement
- Axe de pli
- Pli P₂
- Anticlinal
- Synclinal
- Cordons de galets ou de blocs
- Estran sableux
- Gisement fossilifère
- Blockhaus
- Viviers
- Escalier

Nota : le reste de la légende est donné en annexe de la notice

0 200 400 600 800 1000 m