



MARANS

La carte géologique à 1/50 000
MARANS est recouverte par la coupure
FONTENAY (N° 141)
de la carte géologique de la France à 1/80 000

LUÇON	FONTENAY- LE-COMTE	COULONGES- S-L'AUTIZE
L'AIGUILLON- S-MER	MARANS	NIORT
LA ROCHELLE- ILE-DE-RE	SURGERES	MAUZE- S-LE-MIGNON

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

MARANS

XIV-28

*Marais
poitevin - est*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS	2
<i>JURASSIQUE</i>	2
<i>QUATERNAIRE INDIFFÉRENCIÉ</i>	4
<i>QUATERNAIRE</i>	4
Pléistocène	4
Holocène	8
INDICATIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LE SOUS-SOL PROFOND	11
REMARQUES STRUCTURALES ET MORPHOLOGIQUES	11
HYDROLOGIE ET AGRICULTURE	13
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	13
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	13
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	14
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	15
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	15
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	19
AUTEURS	19

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Marans est essentiellement occupé par la plaine alluviale horizontale et basse du Marais poitevin.

Cette dépression représente l'ancien golfe marin du Poitou, récemment comblé. Elle s'enchâsse entre des plaines sèches plus élevées, de substratum calcaire, où les affleurements traduisent dans l'ensemble la structure isoclinale des formations jurassiques de la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine.

Au Nord-Est commence la Plaine vendéenne sur les calcaires du Jurassique moyen (essentiellement Bathonien).

Au Sud débudent les premiers coteaux des Bois d'Aunis sur les calcaires du Jurassique supérieur (Oxfordien).

Les anciennes îles du golfe constituent autant de buttes-témoins respectées par l'érosion dont le substratum jurassique est parfois recouvert de formations quaternaires. Elles dominent la plaine de remblaiement argileux du Marais.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS

JURASSIQUE

j2. **Bathonien. Calcaires graveleux à silex (16 à 18 m).** Le plateau calcaire qui occupe le Nord-Est de la feuille est constitué par les formations du Bathonien.

Bathonien inférieur (zones à Zigzag et à Yeovilensis) : 7 m d'épaisseur environ. Ce sous-étage comprend de bas en haut :

- des calcaires graveleux à ponctuations rousses : *Parkinsonia (Gonolkites) subgaleata*, *Procerites* ;
- des marno-calcaires en bancs minces, le « banc pourri » des anciens auteurs, de 1 m au plus d'épaisseur, niveau-repère important riche en Ammonites : *Zigzagoceras zigzag*, *Morphoceras macrescens*, *Ebrayiceras*, *Procerites schloenbachi*, *Oxycerites nivernensis*, *Oecotraustes bomfordi* ;
- des calcaires graveleux blanchâtres à ponctuations ferrugineuses : *Oxycerites yeovilensis*, *Procerites*.

Bathonien moyen (zones à Progracilis, Subcontractus et Morrisi) : 8 à 9 m. Calcaires blanchâtres, micro-graveleux, à ponctuations rousses, avec géodes fréquentes de marcassite. Ils renferment des Spongiaires, particulièrement abondants dans certains bancs dont la surface supérieure peut présenter des encroûtements, et aussi des Ammonites : *Cadomites orbignyi*, *Gracilisphinctes*, *Procerites quercinus*, *Bullatimorphites bullatimorphus*, *Wagnericeras*.

Bathonien supérieur (zone à Aspidoides) : 1 à 2 m.

Calcaires graveleux renfermant notamment *Homeoplanulites bugesiacus*, de nombreuses *Choffatia*, terminés par un banc remarquable, très fossilifère, de calcaire gris-roux, compact, conglomératique, à surface supérieure durcie et ravinée par les premiers dépôts calloviens : *Oxycerites aspidoides*, *Bullatimorphites hannoveranus*, *Treptoceras*, *Strenoceras*. Il y a lacune des zones à Hollandi et à Discus.

Callovien (épaisseur évaluée : 70 à 80 m). Cet étage se compose d'une succession de termes sédimentaires très constants dans le Nord-Ouest du bassin d'Aquitaine.

j3a. **Callovien inférieur (zones à Macrocephalus et à Gracilis). Calcaires gris à niveaux oolithiques (1,50 m à quelques mètres).** Calcaires durs, argileux (micrites à filaments) avec nodules pyriteux, contenant fréquemment des oolithes ferrugineuses ou phosphatées, surtout à la base. On reconnaît dans cette série réduite, très fossilifère, les Ammonites caractéristiques du Callovien inférieur : *Kheraiceras bullatus*, grandes *Choffatia*, *Macrocephalites*, *Dolikephalites gracilis*, *Chanasia michalskii*,

Indosphinctes rusticus, etc.

Le terme basal du Callovien affleure sous forme d'une très étroite frange, parfois interrompue, le long de la zone de contact du plateau du Jurassique moyen, qui s'étend au Nord du territoire de la feuille, avec les formations quaternaires du Marais.

j3b. *Callovien moyen (zone à Coronatum)* (20 mètres). Marnes grises à jaunâtres, crinoïdiques à la base, comprenant des intercalations de calcaires fins argileux, en bancs minces. On y trouve une faune de petits fossiles pyriteux : *Erymnoceras*, *Flabellisphinctes*, *Petitclercia mirabilis*, *Distichoceras*, nombreux *Hecticoceras*, *Phlycticeras*, etc. Cette séquence s'intercale entre la plaine jurassique au Nord et les îles du Callovien supérieur, dans une zone basse où se sont déposées les « argiles à Scrobiculaires » qui la masquent presque entièrement.

La zone à Jason, de la base du Callovien moyen, n'a pas été identifiée, mais le caractère très ponctuel des affleurements interdit de se prononcer sur une lacune éventuelle.

j3c. *Callovien supérieur (zones à Athleta et Lamberti)* (40 mètres).

j3c1. *Marnes bleutées et calcaires argileux* en bancs minces (zone à *Athleta*, sous-zone à *Trezeense*) : 8 à 10 m environ, à faune d'Ammonites pyriteuses : *Orbignyceras* cf. *trezeense*, *Distichoceras*, *Horioceras*, *Peltoceras*.

j3c2. *Calcaires argileux* (zones à *Athleta*, sous-zone à *Collotiformis*) : 30 m au maximum. Il s'agit de micrites argileuses à microfilaments renfermant des Ammonites. On peut distinguer deux sous-ensembles :

— à la base, les calcaires feuilletés (10 m environ). Des bancs marneux s'intercalent fréquemment dans cette série de calcaires tendres, bien argileux. Parmi les fossiles caractéristiques, à l'état de moules calcaires aplatis, citons : *Orionoides piveteaui*, *O. languinei*, *Peltoceras regulare*, quelques grandes *Collotites*, *Hecticoceras sinuicostatum*.

— au sommet, les calcaires pseudo-noduleux (20 m) avec *Peltoceras retrospinatum*, nombreuses grandes *Collotia* dont *Collotia (Collotites) collotiformis*, *Orionoides*, *Sublunuloceras virguloïdes*, etc.

Calcaires pseudo-noduleux et calcaires feuilletés forment une première auréole d'affleurements discontinus du Jurassique, au Sud de la plaine du Dogger avec les îles de Puyravault, Chaillé-les-Marais, Vouillé, Vix, etc., cernées par le bri flandrien.

j3c3. *Marnes de Chaillé* (zone à *Lamberti*), plus de 10 m d'épaisseur : alternance de marnes et de calcaires très argileux gris bleuté, à petits fossiles pyriteux : *Poculisphinctes* cf. *poculum* Leck., *Reineckeia* s.l., *Sublunuloceras inerme* Douv., *Rossienceras bukowski*, *Peltoceras russiense* Sintz., *Creniceras renggeri*, *Distichoceras bicostatum*, *Horioceras*, des Crinoïdes.

j6. *Oxfordien supérieur (« Rauracien »)*. *Calcaires argileux feuilletés et marnes* (plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur). L'Oxfordien supérieur qui affleure dans la moitié sud du territoire de la feuille peut être subdivisé en deux ensembles de bas en haut :

Marno-calcaires de Marans (zone à *Bimammatum*). Cette séquence, qui constitue le soubassement du Marais poitevin dans sa partie méridionale, n'affleure que d'une manière discontinue (l'île-d'Elle, Marans, Richebonne, etc.). Elle forme également l'ossature des îles de Taugon et de La Ronde. La série est en effet largement recouverte par le bri flandrien. Elle se compose de gros bancs (1 à 2 m d'épaisseur) de calcaires argileux gris-mastic, légèrement silteux, à nodules pyriteux, et de bancs marneux. La faune des calcaires comprend surtout des Ammonites : *Epipeltocheras bimammatum*, grands *Lithacoceras*, *Ochetoceras marantianum*, *Taramelliceras tricristatum*, *Glochiceras*, *Pholadomya clathrata*. Dans les marnes, on trouve en outre les derniers représentants des biohermes à Spongiaires oxfordiens, de dimensions très modestes.

Calcaires argileux grisâtres entrecoupés de bancs minces (0,10 m en moyenne) de calcaires micritiques, de couleur beige, traversés de fins terriers (sommet de la zone à *Bimammatum* ou base de la zone à *Planula*) : *Glochiceras sculptatum*, *Taramelliceras*

litoceram. Cette formation s'observe dans le coin sud-est, à Saint-Jean-de-Liversay.

L'existence de la formation dite des « marnes à Spongiaires » de l'Oxfordien moyen (j5), bien exposée vers l'Est dès l'approche de Niort, où sa puissance avoisine 30 m, paraît probable sous les Marno-calcaires de Marans, mais elle n'affleure pas, contrairement aux indications de la carte Fontenay-le-Comte à 1/80 000. On manque actuellement de données stratigraphiques sur les couches non représentées à l'affleurement dans cette partie ouest du Marais poitevin. Il faut savoir également qu'à Niort, l'Oxfordien inférieur (j4) atteint 8 à 10 m d'épaisseur (marnes bleues à Ammonites pyriteuses de la zone à Cordatum).

QUATERNAIRE INDIFFÉRENCIÉ

Des formations de pente non stratifiées et relativement peu épaisses, dont il est difficile de préciser l'époque de la mise en place, recouvrent localement les calcaires jurassiques qu'elles masquent plus ou moins complètement.

Deux types ont été distingués :

1. Des dépôts de pente soliflués.
2. Des colluvions.

C2. Dépôts de pente soliflués. Il s'agit de dépôts caillouteux siliceux plus ou moins argileux situés sur les versants en contrebas des niveaux d'alluvions fluviales anciennes. Sauf dans les situations les plus érodées, on y observe généralement en surface le développement d'un profil pédologique de type « sol lessivé ». Ceci implique une mise en place relativement ancienne par solifluxion périglaciaire.

Deux niveaux ont été reconnus d'après leurs caractères lithologiques et leur situation dans le paysage mais cette distinction n'a pas obligatoirement une signification chronologique :

C2Fv. Dépôts de pentes soliflués alimentés par les alluvions fluviales des Hauts Niveaux (l'Île-d'Elle, le Gué-de-Velluire, le Poiré-sur-Velluire, ...).

C2Fw. Dépôts de pentes soliflués alimentés par les alluvions fluviales de Moyenne Terrasse (Maillezais, ...).

C1. Colluvions indifférenciées. Des matériaux terreux fins, peu stratifiés et peu épais, tapissent certains versants en se concentrant au pied des pentes ainsi que dans les dépressions sèches. Par endroits ces colluvions recouvrent l'argile à Scrobiculaires : il s'agit alors de dépôts très récents vraisemblablement liés à l'érosion anthropique des sols cultivés.

QUATERNAIRE

Pléistocène

Fv. Alluvions anciennes fluviales des Hauts Niveaux. Une nappe graveleuse dont l'altitude tend à s'abaisser du Nord-Est au Sud-Ouest forme des placages en position culminante le long de la vallée de la Vendée dans le Sud de la plaine de Fontenay-le-Comte ainsi que sur les îles du Marais. Cette nappe est figurée sur la carte comme une seule unité. On peut cependant y distinguer au moins deux niveaux discontinus :

- *un niveau supérieur vers 40 m d'altitude*, surtout développé sur la rive droite entre Auzay et le Gué-de-Velluire. Un niveau identique s'observe dans le cadre de la feuille Luçon dans la vallée du Lay (Mareuil-sur-le-Lay) ainsi que sur le territoire de la feuille Niort dans la vallée de la Sèvre niortaise (Saint-Ligaire) ;
- *un niveau inférieur entre 25 et 35 m*, surtout net sur la rive gauche, sur la plaine de Fontenay-le-Comte en aval de Chaix ainsi que sur les îles (île de Vix, l'île-d'Elle, île du Gué-de-Velluire). Un niveau équivalent s'observe dans le cadre de la feuille

l'Aiguillon-sur-Mer dans la vallée du Lay (Saint-Denis-du-Payré) et dans celui de la feuille Niort dans la vallée de la Sèvre niortaise (Sansais, La Garette, île de Magné).

Les cailloux et graviers empâtés dans une matrice argilo-sableuse brun-rouge présentent une stratification entrecroisée irrégulière mais très nette caractéristique des terrasses fluviatiles.

Les blocs et cailloux proviennent manifestement du Bocage vendéen. Il s'agit essentiellement de quartz roulés et lustrés blancs ou orangés associés à quelques éléments de phtanites et de calcaires silicifiés. On y trouve aussi, à l'état disséminé, quelques blocs de gneiss profondément altérés et de micaschistes complètement pourris qui se pulvérisent dès qu'on y touche (fantômes). Les schistes verts sont pratiquement absents des galets. Les galets de quartz blancs sont en fait les vestiges de gneiss dont les feldspaths et les micas ont disparu par altération mais dont la trace subsiste souvent sous forme de stries parallèles. Au Gué-de-Velluire, les galets de quartz représentent 95 pour cent de la masse des éléments de diamètre compris entre 25 et 500 mm (15 pour cent de quartz laiteux et 80 pour cent de quartz patinés) ; gneiss et micaschistes représentent 2 pour cent et les autres roches (phtanites, calcaires silicifiés, ...) 3 pour cent.

Les sables associés présentent des caractères variables. A 500 m à l'Est du Gué-de-Velluire, M. Ters n'y observe que des grains ronds mats mais, aux Caillères du Gué-de-Velluire, B. Fournier compte plus de 50 pour cent de grains émoussés luisants (pour un diamètre de 0,7 à 1 mm) et 20 à 25 pour cent de grains sub-anguleux luisants ce qui correspond au caractère fluviatile de la formation ; cependant la présence d'émoussés peu mats (jusqu'à 17 pour cent) témoignent d'une certaine éolisation.

Ces formations grossières sont toujours peu épaisses (3 m au maximum). A la Croix-de-César du Poiré-sur-Velluire, elles reposent sur une argile de décalcification du calcaire jurassique. Par contre, au lieu-dit les Caillères du Gué-de-Velluire, elles reposent sur une couche d'argile grise qui appartient au Callovien supérieur.

La formation est profondément altérée. Le sol qui englobe fréquemment des lambeaux d'une couverture limoneuse siliceuse présente les caractères d'un sol lessivé dégradé. En fait, on y observe la superposition d'au moins deux pédogénèses successives séparées par une phase d'érosion : les horizons inférieurs d'un paléosol profondément désaturé et panaché (ocre et blanchâtre) sont fossilisés par un sol lessivé limoneux plus récent ; l'observation micro-morphologique montre que les revêtements argileux, cariés et décolorés des pédos du paléosol sont recouverts d'enduits bruns qui traduisent une nouvelle phase d'illuviation (B. Fournier).

La nappe graveleuse des Hauts Niveaux apparaît mal datée en l'absence de fossiles et d'industries humaines préhistoriques. J. Welsch considérait ces *terrains de transport des plateaux* comme une formation continentale pliocène. En accord avec G. Waterlot et M. Ters nous pensons qu'il s'agit d'alluvions fluviatiles de hautes terrasses pléistocènes : celles-ci concordent bien avec les dépôts graveleux élevés qui bordent de nombreuses vallées en dehors du territoire de la feuille.

L'étude comparative de toutes ces formations fluviatiles, et notamment de leur couverture paléo-pédologique, nous conduit à voir dans ces Hauts Niveaux des terrasses pléistocènes antérieures à la période Riss, le niveau inférieur pouvant se rattacher au Mindel.

Fw. Alluvions anciennes fluviatiles de Moyenne Terrasse.

Vallée de la Sèvre niortaise. Dans la vallée de la Sèvre niortaise, les îles calcaires sont coiffées, entre 7 et 12 m d'altitude, par une nappe graveleuse à stratification entrecroisée caractéristique des alluvions fluviatiles (îles de Taugon, La Ronde, Margot, Nion, Damvix).

Cette nappe est constituée pour l'essentiel (70 à 80 pour cent) de galets de calcaires jurassiques à fort indice d'aplatissement, fréquemment éclatés par gélifraction et ultérieurement recimentés. Il s'y ajoute des silix (10 à 20 pour cent) et des éléments provenant de roches cristallines (quartz, schistes, rhyolites, rares granites). Granites,

schistes et rhyolites sont nettement altérés et se cassent ou s'effritent facilement à la main. Les grains de sables quartzeux qui accompagnent ce matériel sont pour l'essentiel non usés (70 à 80 pour cent) et ronds mats (10 à 30 pour cent) ; les émoussés luisants apparaissent peu nombreux.

A l'île de Nion la couche alluvionnaire atteint 3 m d'épaisseur. Elle est fortement indurée au sommet sur 0,20 m, avec une teneur en calcaire très élevée (82 pour cent). Cette dalle compacte présente à la partie supérieure une zone stratifiée analogue aux croûtes calcaires rubanées.

Sur la dalle repose un paléosol brun-rouge épais de 0,50 à 0,60 m qui ne renferme pas de cailloux calcaires mais seulement des graviers de quartz ou de silex et qui témoigne d'une phase de décalcification intense. Sa texture est limono-argileuse et sa structure nettement prismatique.

Sur le paléosol repose un limon loessique calcaire jaune rougeâtre de 0,50 m d'épaisseur, puis un mince cailloutis et à nouveau 0,50 m de limon loessique calcaire beige rosé. Ces limons renferment de nombreuses concrétions calcaires en forme de poupées.

La zone supérieure décalcifiée à l'égal d'un lehm porte un sol brun lessivé.

La coupe de l'île de Nion est très complète et présente une valeur générale.

Cette formation représente le plus bas niveau alluvial de la Sèvre niortaise visible au-dessus de la plaine de remblaiement flamand (feuille Marans). Il s'agit cependant, en dépit de la faible altitude qui décroît d'ailleurs vers l'Ouest, d'une *moyenne terrasse*.

En effet, on ne peut assimiler ces formations à la véritable basse terrasse (Fx) de Coulon (feuille Niort) qui se trouve à la même altitude mais qui présente des caractères lithologiques différents (graviers cristallins plus abondants et surtout beaucoup plus frais) et qui ne porte pas de paléosol brun-rouge mais seulement un limon loessique avec un sol brun lessivé. Cette basse terrasse s'abaisse et disparaît à l'Ouest de Coulon où elle s'enfonce sous le bri. Elle correspond vraisemblablement à la nappe graveleuse discontinue que les sondages rencontrent parfois plus à l'Ouest sous le bri, au contact du calcaire.

Vallée de la Vendée. Une moyenne terrasse est très nettement individualisée dans la vallée de la Vendée depuis Chaix jusqu'à la Grange du Gué-de-Velluire. Elle longe en contrebas l'île du Gué-de-Velluire à l'Est de laquelle la Vendée coulait à l'époque de sa formation. Le sommet de la terrasse approche 10 m à Chaix, mais celle-ci s'abaisse doucement vers le Sud et s'enfonce sous l'argile à Scrobiculaires au Sud du Gué-de-Velluire avec une altitude inférieure à 3 mètres.

Il s'agit d'une formation graveleuse et sableuse. On y observe des galets de quartz roulés (60 pour cent de la masse des galets dont 50 pour cent de quartz laiteux), de taille plus faible que dans les *hauts niveaux* et une proportion de galets de roches cristallines et métamorphiques beaucoup plus importante. Les galets de gneiss et de micaschistes sont altérés mais beaucoup moins fortement que dans les *hauts niveaux* ; cependant, en dépit de leur apparente fraîcheur les galets de micaschistes se brisent aisément à la main. A Chaix, on observe 25 pour cent de galets arrondis et émoussés de schistes verts et altérés ; quelques petits graviers calcaires sont exceptionnels. Les sables associés aux galets comportent une majorité de grains de quartz émoussés luisants mais les indices d'éolisation ne manquent pas (13 pour cent de grains émoussés ou irréguliers peu mats).

A Chaix, la moyenne terrasse graveleuse est recouverte par deux limons altérés séparés par une phase d'érosion.

Cette formation représente la plus basse terrasse de la Vendée visible sur le territoire de la feuille Marans au-dessus de la plaine de remblaiement flamand, mais, en dépit de sa faible altitude, elle correspond bien à une *moyenne terrasse*. En effet, il existe un véritable niveau de basse terrasse visible à Chaix dans le lit majeur de la Vendée. Ce niveau comporte de nombreux galets émoussés de schistes et de micaschistes très frais.

Il est recouvert par une couche de limons siliceux de 0,40 m d'épaisseur, l'ensemble étant enfoui sous 1,70 m de remblaiement flandrien argileux. Le sommet de cette basse terrasse se situe donc à Chaix à 2 m au-dessous de la plaine alluviale.

Vallée de l'Autise. La vallée de l'Autise (au Nord de la Porte-de-l'Île) et de la Vieille Autise (au Sud et à l'Est de l'île de Maillezais) comporte entre 7 et 10 m un niveau d'alluvions anciennes graveleuses mal triées très semblable à la moyenne terrasse de la Vendée. La composition lithologique est analogue avec une très grande majorité de roches provenant du Bocage voisin.

La basse terrasse de la Sèvre niortaise à Coulon contient des industries lithiques moustériennes et des restes d'*Elephas primigenius* qui ne laissent aucun doute sur son âge ; elle doit dater du début du Würm. Elle est par ailleurs recouverte d'un limon loessique portant un sol brun lessivé.

Les moyennes terrasses (Sèvre niortaise, Vendée) portent deux limons superposés séparés par une phase d'altération, puis d'érosion. Les roches cristallines y sont plus intensément décomposées. Il semble possible d'attribuer à cette terrasse un âge Riss. La profonde altération de la terrasse daterait de l'Inter-Glaciaire Riss-Würm.

Mx. Éémien. Marnes marines de Maillezais. Dans l'angle nord-est du domaine de la feuille et plus particulièrement sur l'île de Maillezais—Maillé, s'étendent, entre 8 et 15 m, des dépôts marneux de couleur beige rosé qui renferment de 30 à 70 pour cent de calcaire. Ces dépôts renferment une abondante faune franchement marine dont les espèces vivent encore actuellement sur la côte voisine (Lamellibranches : *Cerastoderma* cf. *edule*, *Ostrea* sp. du groupe *O. lamellosa*, *Ostrea edulis*, *Cardium tuberculatum*. Gastéropodes : *Cerithium* (*Theridium*) *vulgatum*, *Hinnia reticulata*, *Hinnia* (*Tribonella*) *incrassata*, *Nassa* sp. Foraminifères : *Ammonia beccarii* var. *tepida*, *Nonion depressulum*, *Elphidium* sp.). Toute cette faune anciennement étudiée par Gelin et récemment revue par M. Ters et Fara est actuelle et comporte des espèces pouvant s'accommoder d'un milieu saumâtre. La marne est par ailleurs pauvre en pollen d'arbres, mais assez riche en pollen d'herbacées (Graminées, Rosacées, *Plantago*) ; les Chenopodiacées y sont rares. Une fraction importante du sable siliceux est éolisée.

Cette formation était attribuée au Pliocène supérieur par J. Welsch, mais sans aucune certitude. En fait, l'absence de toute espèce pliocène et le caractère actuel de sa faune prouve son âge quaternaire et M. Ters considère qu'il s'agit d'une formation marine transgressive d'âge éémien. R. Nijs et J. Ducloux confirment cette attribution en notant que la marne ne repose pas toujours directement sur le substratum jurassique, mais très souvent sur une terrasse qui se raccorde topographiquement aux alluvions anciennes de la moyenne terrasse. Il est possible cependant qu'elle soit un peu plus ancienne et contemporaine d'un interstade rissien.

En position érodée, les marnes de Maillezais portent un sol brun calcaire. En position horizontale, elles sont recouvertes par un sol lessivé décalcifié brun-rouge assez épais qui en constitue le faciès d'altération et qui les a fait complètement disparaître quand elles sont peu épaisses. L'extension portée sur la feuille correspond à l'extension maximum du faciès d'altération.

LP. Limons des plateaux et des terrasses fluviales. Des limons d'origine éolienne recouvrent les terrains jurassiques et les alluvions anciennes d'un voile discontinu et généralement mince bien que leur épaisseur puisse localement dépasser 1,50 mètre. On les observe à des altitudes diverses sur les plateaux, ainsi que sur les terrasses, mais l'érosion de la fin du Würm les a souvent fait disparaître.

La notation compréhensive LP correspond en réalité à deux cycles de dépôts bien individualisés dans les vallées de la Vendée et de la Sèvre niortaise. Les matériaux qui les constituent sont pour une grande partie d'origine locale.

Dans la vallée de la Vendée, à Chaix, la moyenne terrasse (niveau de 7 m) des alluvions anciennes, graveleuses, comporte une couverture limoneuse complexe. On note d'abord à la base l'existence d'un limon siliceux sablo-argileux (argiles 19 %,

limons 20 %, sables 61 %). Les caractères éoliens sont peu nets (20 % seulement des grains de sables sont éolisés) alors que les graviers de quartz et de micaschistes fortement altérés sont abondants. Le fond matriciel est de teinte jaune rougeâtre à brun soutenu, mais l'ensemble est panaché de langues de dégradations blanchies et de petites concrétions rouille éparses qui sont autant d'indices d'hydromorphie secondaire. Les langues sont plus limoneuses et fortement désaturées. Ce limon a subi une phase ancienne de pédogénèse intense qui a donné naissance à un sol fortement lessivé. Cette phase de lessivage se manifeste notamment, du point de vue micro-morphologique, par l'accumulation de ferriargillanes jaune rougeâtre partiellement dégradés. Ce paléosol a été tronqué par l'érosion et il n'en subsiste plus que l'horizon d'accumulation au-dessous d'un niveau horizontal de cailloutis.

Au-dessus de ce cailloutis repose un limon épais de 1,30 m dont la texture est sablo-limoneuse (argiles 15 %, limons 43 %, sables 42 %) et de caractère plus nettement éolien (plus de 40 % de grains de sables éolisés). Le fond matriciel est de teinte beige rosé avec quelques langues de dégradation brun très pâle vers le bas. Ce limon porte un sol lessivé faiblement dégradé : la phase de lessivage plus récente, responsable de sa formation, se manifeste par la présence de ferriargillanes épais de teinte rouge jaunâtre au niveau de l'horizon d'accumulation.

Dans la vallée de la Sèvre niortaise, on observe également un double complexe limoneux. Cependant, les affleurements calcaires voisins ont fourni un matériel local calcaire et les limons sont ici nettement loessiques. Ils présentent une porosité caractéristique et une teneur élevée en calcaire (15 à 30 %).

La coupe la plus démonstrative s'observe dans la sablière de l'île de Nion. Sur le matériel alluvial graveleux de la moyenne terrasse repose une formation limono-argileuse à argileuse (argiles 45 %, limons 32 %, sables 23 %) sans cailloux, épaisse de 50 à 60 cm, de teinte brun rougeâtre. La structure prismatique montre qu'il s'agit manifestement d'un ancien sol. L'étude de la granulométrie de la fraction siliceuse fait apparaître qu'il s'est développé à partir d'un limon d'origine au moins partiellement éolienne, comme en témoigne la proportion élevée (plus de 60 %) de grains ronds mats à la dimension de 0,5 à 0,8 mm. La phase de pédogénèse responsable de la formation de ce sol a certainement été prolongée et a affecté le plus souvent la totalité de la couche limoneuse : elle a entraîné la décarbonatation du matériel originel (dont on retrouve la trace dans une croûte calcaire qui imprègne la partie supérieure des alluvions graveleuses), une rubéfaction évidente ainsi qu'un lessivage prononcé comme le prouvent les revêtements argileux d'illuviations observés sur les agrégats. Le paléosol a été tronqué ultérieurement : seul subsiste l'horizon inférieur d'accumulation ; les horizons supérieurs sont remplacés par un cailloutis de 5 à 10 cm qui traduit une phase d'érosion relativement importante.

Une conception synthétique d'un ensemble d'observations régionales conduit à attribuer à la fin du Riss le dépôt du limon inférieur peu épais visible seulement sur les moyennes terrasses et les niveaux plus élevés. Le long Inter-Glaciaire Riss-Würm correspondrait à la formation des paléosols profonds (sol brun-rouge de l'île de Nion, sol panaché dégradé de Chaix). Le début du Würm aurait été marqué par une phase d'érosion. Le dépôt des limons supérieurs daterait de la seconde partie du Würm et du Dryas, périodes de conditions climatiques froides et sèches favorables aux transports éoliens. Les sols bruns lessivés superficiels sont post-glaciaires.

Holocène

Les dépôts holocènes correspondent aux matériaux de comblement de la dépression du Marais poitevin. La transgression flandrienne, conséquence directe de la fonte des glaces accumulées au Würm, la transforme en un golfe du Poitou presque entièrement comblat de nos jours.

A l'Ouest, ces dépôts sont essentiellement marins. Dans les indentations du Marais, et notamment à l'Est dans la vallée de la Sèvre niortaise, les formations continentales prennent de l'importance.

Formations marines

MFya. Alluvions marines flandriennes. Argile à Scrobiculaires verte ou bleue (bri ancien). On désigne localement sous le nom de *bri* une assise argileuse extrêmement lourde et pratiquement dépourvue de sables grossiers et de graviers.

Le niveau inférieur généralement considéré comme *bri marin ancien* a été assimilé par J. Welsch à l'argile à Scrobiculaires des dépôts côtiers analogues d'Angleterre. Son origine marine est prouvée par la présence de coquilles très bien conservées de *Scrobicularia plana*, *Cardium edule* et *Ostrea edulis*. Cette faune vit actuellement dans les vases de l'anse de l'Aiguillon.

A l'état humide, cette argile est verdâtre ou bleuâtre. A l'état sec la teinte est généralement gris-olive (Code Munsell 5 Y 5/2).

L'argile est toujours calcaire (15 à 20 pour cent) ; le calcaire est surtout concentré dans la fraction granulométrique des limons fins (2 à 20 μ). La teneur en particules, de taille inférieure à 2 μ , varie de 50 à 65 pour cent. Ces phyllites sont essentiellement constituées d'illite, avec un peu de chlorite et de kaolinite et parfois des traces de montmorillonite. Le complexe absorbant est relativement chargé en magnésium échangeable.

Ce dépôt est remarquablement homogène sauf à sa base où il est nettement plus sableux.

Son épaisseur augmente d'Est en Ouest : 3 à 4 m à l'Ouest de Coulon (feuille Niort), 10 à 15 m aux environs de Damvix, plus de 25 m vers Marans et Champagné-les-Marais (feuille l'Aiguillon-sur-Mer).

Les sondages ont montré que le bri ancien repose en plusieurs points sur des graviers qui atteignent parfois plusieurs mètres d'épaisseur au-dessus du substratum jurassique. Ceux-ci semblent se répartir en deux niveaux distincts (J. Ducloux et R. Nijs) : un niveau supérieur aisément identifié à la *basse terrasse* de Coulon de la Sèvre niortaise, à laquelle il se raccorde et un niveau inférieur qui serait, soit un sous-niveau de la *basse terrasse*, soit un gravier de base local.

Au Nord-Ouest de Lidon (Saint-Hilaire-la-Palud), un sondage a mis en évidence un horizon de tourbe débutant à -9 m (NGF). Celui-ci est épais de 2 m et repose directement sur le substratum jurassique. Il est recouvert de 1 m de bri marin à faciès sableux, lui-même surmonté de 8 m de bri marin ancien typique. L'analyse pollinique montre une dominance des genres *Pinus* et *Corylus*. Les premiers arbres du *Quercetum mixtum* (*Ulmus* et *Quercus*), d'abord peu abondants, augmentent ensuite sensiblement en même temps que les genres *Fraxinus* et *Tilia* apparaissent. L'âge boréal supérieur et début atlantique de cette tourbe paraît bien établi. R. Nijs l'assimile à la *tourbe de base* des Flandres et de Hollande développée avant la transgression atlantique proprement dite qui l'a bientôt submergée. Cette tourbe témoigne de la lenteur de la remontée du niveau marin lors de cette phase de la transgression flandrienne.

MFyb. Alluvions marines flandriennes. Argile à Scrobiculaires brune (bri récent). Vers la mer, dans l'Ouest du domaine de la feuille, le bri ancien passe latéralement au bri récent qui semble le recouvrir dans une étroite zone de passage. Cependant, c'est dans la zone des polders de l'anse de l'Aiguillon que le bri récent est surtout général.

Il s'agit encore d'une argile marine à Scrobiculaires, mais celle-ci contraste avec le bri ancien par sa couleur brune : la teinte du bri récent se situe dans la gamme 10 YR du Code Munsell.

La composition minéralogique et texturale du bri récent ne diffère guère de celle du bri ancien et on n'a pas observé de discontinuité nette entre les deux dépôts. Le bri récent n'est pas autre chose que la vase de l'anse de l'Aiguillon, oxydée, consolidée, structurée et superficiellement dessalée par un début de pédogénèse. On voit d'ailleurs nettement que dans les polders le bri récent brun repose vers 1,40 m de profondeur sur la vase noire et salée.

Le niveau de la plaine de remblaiement est au-dessous de celui des plus hautes mers. Celle-ci doit donc être protégée par les digues des polders du *Marais desséché*. On note

cependant une contre-pente très nette dans la zone des polders, les plus récents étant généralement un peu plus élevés (Verger) que les anciens.

Les différences de teinte entre le bri récent et le bri ancien paraissent liées à une évolution pédologique plus ou moins prolongée. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la baie, le sol est de plus en plus ancien et de plus en plus tassé ; le drainage devient de plus en plus défectueux. Il en résulte le développement d'une hydromorphie d'engorgement plus poussée avec phénomènes de réduction et une modification de la répartition du fer. Il est probable que la discontinuité cartographique entre le bri récent et le bri ancien correspond à une rupture dans le rythme de colmatage du golfe.

La notation MFy adoptée pour l'argile à Scrobiculaires traduit l'idée que ses matériaux sont des vases d'origine fluvio-marine.

My. Alluvions marines flandriennes. Cordons littoraux et plages. Ces formations sont constituées de sables plus ou moins grossiers, de graviers et de galets assez mal classés. Parmi les éléments siliceux, on distingue des graviers et des galets de quartz, ainsi que des débris de roches cristallines (schistes, micaschistes, rhyolites) repris des alluvions anciennes de la Vendée, mais dont le Bocage constitue l'origine première. Ces galets calcaires émoussés et souvent perforés par des lithophages y représentent un matériel local abondant. On y observe aussi beaucoup de fossiles marins analogues aux espèces actuelles du littoral voisin (*Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tapes decussatus*, *Nassa reticulata*, *Pecten varius*, etc.).

Ces formations très locales sont étroitement liées à la présence de la mer flandrienne et aux phénomènes hydrodynamiques dont le golfe du Poitou était alors le siège.

Elles reposent parfois sur le substratum jurassique, parfois sur le bri, mais elles sont fréquemment intercalées dans l'argile à Scrobiculaires. Leur position stratigraphique peut donc être très variable.

Les plages ont une extension limitée et dessinent une bande de quelques mètres de large en bordure des anciennes îles du Marais (l'Île-d'Elle, La Taillée). Leur épaisseur est faible et ne dépasse guère 1 mètre.

Les flèches et cordons littoraux sont moins étroitement liés au rivage, bien qu'ils s'appuient généralement par une de leurs extrémités aux pointes ou aux anciennes îles qu'ils prolongent sous la houle (Richebonne et La Palle-de-Charron, Sérigny, Sainte-Radegonde-des-Noyers, Le Sableau et Champagné-les-Marais, Vix, etc.). Le cordon complexe de l'Île-d'Elle est plus remarquable : il comporte une série de cinq crochets successifs distincts et parallèles qui traduisent les effets de la réfraction des houles de la mer flandrienne. On a recueilli des vertèbres de Cachalot dans l'ancienne ballastière des Saulzais qui en exploitait le matériau.

Formations continentales

Fy. Alluvions fluviales fines flandriennes (bri fluviale). Dans la vallée de la Vendée, en amont de Coubaron (et dans la vallée de la Sèvre niortaise à l'Est de la Sotterie sur la feuille Niort) le bri marin ancien passe latéralement à une argile lourde très semblable à lui-même et qui semble le recouvrir dans une zone de transition étroite. Cette formation nouvelle s'en distingue cependant par l'absence de Mollusques marins et par la présence de fossiles d'eau douce qui permettent de lui attribuer une origine essentiellement fluviale. Ce bri fluviale continental présente par ailleurs un complexe absorbant beaucoup moins chargé en magnésium échangeable que l'argile à Scrobiculaires.

Dans la vallée de la Vendée, ces alluvions fluviales sont un peu plus limoneuses que le bri marin ancien et ne sont pas calcaires, ce qui permet de les distinguer assez facilement quand elles ne sont pas elles-mêmes surmontées de colluvions calcaires.

Tz. Tourbe. Dans les vallées de la Sèvre niortaise et du Mignon, le bri marin ancien est surmonté de tourbes modernes. Elles sont surtout épaisses sur le territoire de la feuille Niort et vont en s'amenuisant de plus en plus vers l'Ouest. Il s'agit de tourbes basses *intra-aquatiques*.

L'étude palynologique des tourbes du Vanneau (feuille Niort) montre qu'elles se sont formées depuis la période sub-atlantique (C. Brion) à partir d'une végétation marécageuse où dominaient Fougères hygrophiles, Phragmites et Carex.

Dans le cadre de la feuille Marans, ces tourbes n'atteignent 1,20 m d'épaisseur que sur l'emplacement d'anciens méandres de la Sèvre niortaise (La Ronde).

FTz. Alluvions tourbeuses. Vers l'Ouest, les tourbes des vallées de la Sèvre niortaise et du Mignon s'amincissent de plus en plus jusqu'à ne plus guère constituer qu'un horizon superficiel humifère de type palustre plus ou moins mêlé d'alluvions minérales fines apportées par les crues. Il s'agit d'un simple *anmoor* pédologique dont on saisit assez facilement la limite d'extension.

Fz. Alluvions et levées des cours d'eau. En continuité avec les alluvions qui tapissent le fond des vallées creusées dans les plateaux calcaires du domaine de la feuille Niort, on peut suivre à travers le Marais, et notamment le long de la Sèvre niortaise, une bande d'alluvions fluviatiles plus ou moins discontinue. De tels matériaux se déposent à chaque crue formant le long des cours d'eau des digues ou levées naturelles de texture relativement grossière par rapport aux matériaux environnants. Le long de la Sèvre niortaise, les argiles légères prédominent (avec intercalations locales de limons lourds) mais dans la vallée du Mignon, la texture des levées est plus légère (argilo-limoneuse) et variable. L'épaisseur de ces digues peut atteindre localement plusieurs mètres ; elles reposent alors directement sur le bri. L'épaisseur est cependant généralement beaucoup plus faible (une vingtaine de centimètres), notamment quand ces dépôts reposent sur le substratum calcaire.

Ces alluvions sont toujours très calcaires (30 à 60 pour cent de calcaire) et renferment de nombreuses coquilles de Mollusques terrestres ou fluviatiles (*Helix*, *Cyclostoma*, *Paludina*, *Planorbis*, *Limnaea*).

Le long de la Sèvre niortaise, ces levées sont quasi générales en amont de Maillé. Elles disparaissent en aval, mais on les observe à nouveau aux environs de Marans.

INDICATIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LE SOUS-SOL PROFOND

Un forage effectué à la ferme de la Hutte, à l'Est de Marans, a atteint le socle (schistes) après avoir traversé 220 m de couverture jurassique.

Un autre sondage, implanté à Fontaines, apporte des données précieuses sur la stratigraphie des formations non représentées en affleurements. Selon l'interprétation de J. Lougnon, il a recoupé en particulier :

- 0,65 m de schistes (socle)
- 2,95 m de marnes et conglomérats (formation de base)
- 13,50 m de calcaires dolomitiques (Hettangien)
- 13,50 m de calcaires gréseux (Domérien)
- 2,70 m de calcaires et marnes (Toarcien—Aalénien)
- 30,50 m environ de calcaires (Bajocien—Bathonien).

Ces épaisseurs n'ont qu'une valeur indicatrice ; en particulier celle du Toarcien—Aalénien apparaît anormalement faible (recoupement d'une faille), compte tenu des données obtenues par ailleurs sur le littoral par J. Gabilly (plus de 15 m vers Saint-Vincent-sur-Jard).

REMARQUES STRUCTURALES ET MORPHOLOGIQUES

La dépression du Marais s'enclasse entre deux plaines sèches de substratum calcaire qui traduisent la structure isoclinale des formations jurassiques de la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine : les strates régulièrement emboîtées y présentent

un pendage faible mais général vers le Sud.

Les couches jurassiques sont affectées en effet d'un léger pendage général de 1° à 2° Sud à Sud-Sud-Ouest. Dans le quart nord-est de la feuille, où le Jurassique moyen affleure de manière continue, on observe deux légères ondulations tectoniques de direction sud-armoricaine (synclinal de Fontaines, anticlinal de Montreuil). Le bri-flandrien masque largement vers le Sud le substratum jurassique dont la structure de détail reste aujourd'hui hypothétique. Cette enveloppe de terrains secondaires apparaît cependant faillée en plusieurs points : au Nord de Saint-Pierre-le-Vieux, à Marans, à Richebonne, à Chaillé-les-Marais. Le synclinal de Fontaines est très vraisemblablement rompu dans sa partie axiale. Ces dislocations appartiennent à la même famille de failles que celles du Seuil du Poitou, d'âge tertiaire. On les considère comme des répliques posthumes suivant les directions hercyniennes.

A la fin de l'ère tertiaire, la région devait se présenter comme une plaine dépourvue de relief située vers 25-30 m d'altitude, comportant simplement une zone légèrement déprimée qui coïncidait à l'affleurement des marnes callovo-oxfordiennes tendres. Ces dernières seront ultérieurement érodées lors des phases d'abaissement du niveau marin correspondant aux périodes glaciaires, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir des déformations tectoniques récentes.

Les deux cordons successifs d'îles jurassiques que l'on observe au-dessus de la surface du Marais poitevin correspondent à des termes calcaires plus résistants du Callovien et de l'Oxfordien supérieurs.

L'évolution géomorphologique de la région, durant le Quaternaire, peut être ainsi schématisée :

Le début du Pléistocène est marqué par le dépôt du complexe des alluvions graveleuses des *hauts niveaux* dans les *vallées*, dont l'épandage fossilise la plaine post-tertiaire. Leur répartition prouve que les rivières existaient déjà (l'Autise se dirigeait alors vers le cours supérieur de la Vendée).

Une phase d'érosion, attaquant ensuite la région, accentue la différence entre la plaine de Luçon et l'Aunis d'une part, et la dépression callovo-oxfordienne d'autre part. Cette dernière est réduite à une altitude de 7 à 15 mètres. Protégés par un manteau graveleux, quelques points échappent au nivellement et élaborent un relief de cuesta par inversion de relief. Ils constitueront les *îles*, seuls témoins de la plaine post-tertiaire initiale.

Des alluvions anciennes se déposent et tapissent les lits majeurs. Elles constitueront les *moyennes terrasses* après la seconde phase d'érosion. Ces alluvions sont encore bien visibles jusqu'à Maillé sur la Vendée et Taugon sur la Sèvre niortaise, mais elles disparaissent plus à l'Ouest sous des formations plus récentes. L'Autise devient une rivière conséquente et rejoint la Vendée plus en aval.

Une transgression marine (Eémien) qui traduit un relèvement du niveau marin durant l'Inter-Glaciaire Riss-Würm envahit la dépression centrale jusqu'à l'altitude de 15 mètres. Elle dépose 1 à 2 mètres de marnes limoneuses dans les dépressions.

Une nouvelle phase d'érosion entame toutes les formations antérieures. Les rivières abaissent très fortement leur ligne de base, particulièrement dans leur partie aval (au-dessous du zéro NGF, jusqu'à près de -100 m sur le plateau continental).

Une nouvelle formation d'alluvions anciennes colmate les vallées. Leur dernier témoin visible existe à Coulon que la faune permet d'attribuer au Würm (*Equus adamaticus*, *Bos primigenius*). Dans les cours inférieurs, les sondages graviers recoupés par les sondages pourraient leur correspondre.

Une dernière phase d'érosion réduit les alluvions anciennes à l'état de terrasse et accentue le relief de côte.

Au total, trois phases principales d'érosion, liées aux climats périglaciaires, ont créé un relief structural commandé par la nature des assises jurassiques. La continuité primitive des plateaux calcaires de l'Aunis et de la plaine de Luçon-Niort s'est trouvée rompue par l'établissement d'une vaste gouttière d'érosion.

L'Holocène donne au Marais poitevin sa forme définitive. La transgression

flandrienne, conséquence directe de la fonte des glaces accumulées au Würm, inonde la dépression callovo-oxfordienne et la transforme en *golfe du Poitou*. Les alluvions anciennes de *basse et moyenne terrasses* sont recouvertes par les argiles à Scrobiculaires (bri).

Une légère hésitation de la transgression vers la fin du Boréal permet le développement très local de la végétation marécageuse engendrant des tourbes.

HYDROLOGIE ET AGRICULTURE

Le problème essentiel dans les terres basses du Marais a toujours été celui du contrôle des eaux pour protéger le sol aussi bien des crues des rivières que de la submersion par les plus hautes mers, l'ensemble de la plaine alluviale se situant au maximum au niveau de celles-ci.

Actuellement, tous les paysages y ont été créés par l'Homme. Les terrains les plus faciles à exploiter ont été endigués au Moyen-Age sous l'impulsion des abbayes bénédictines, mais c'est surtout depuis le XVII^e siècle que les techniques importées des Pays-Bas ont permis de maîtriser la nature.

La construction de digues au cours des siècles conduit à distinguer deux terroirs agricoles bien différents : *le Marais desséché* et *le Marais mouillé*.

• *Le Marais desséché* englobe notamment les terres les plus proches de la mer, depuis les polders récents jusqu'à une ligne joignant approximativement Maillezais à Courçon-d'Aunis.

Il est protégé à la fois contre les plus hautes marées d'équinoxe par les digues de mer et contre les crues des rivières par un système complexe de levées qui bordent les principaux cours d'eau et qui le ceinturent en contrebas de l'ancienne falaise (ceinture des Hollandais). Les grands chenaux d'écoulement qui recueillent les canaux secondaires assument l'évacuation des eaux à basse mer. Ils convergent pour la plupart au pont du Brault près de l'embouchure de la Sèvre. Un système d'écluses et de portes à flot empêche la marée montante d'y pénétrer.

Le Marais desséché est pratiquement à l'abri des inondations sérieuses. Il souffre inégalement mais régulièrement de la sécheresse estivale.

Les pâturages s'y étendent largement (surtout sur le bri ancien), sauf dans les zones intensément cultivées en blé, orge, maïs, féverole, colza, luzerne.

• *Le Marais mouillé*, au contraire, n'est pratiquement pas protégé contre les crues des cours d'eau qui l'inondent chaque année. Il occupe le fond de l'ancien golfe au débouché des cours d'eau descendus du Bocage ou de la Plaine à l'extérieur des ceintures de protection du *Marais desséché*. Il constitue une zone d'épandage pour les crues d'hiver et de printemps. L'évacuation des eaux, déjà rendue difficile par la faible pente du terrain, y est encore freinée par les digues qui protègent le *Marais desséché* et notamment par celles qui bordent étroitement l'exutoire principal du cours inférieur de la Sèvre.

L'hydromorphie du sol se reflète dans le paysage. Les parcelles, de dimensions souvent modestes, sont délimitées de tous côtés par des fossés bordés de peupliers, de frênes et de saules. L'herbe y est reine.

Les îles et les coteaux calcaires portent surtout des céréales, du maïs et quelques vignes.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Dans l'angle nord-est du territoire de la feuille Marans, les calcaires du Dogger et du Callovien basal abritent un réseau fissural qui oriente l'écoulement des eaux

souterraines vers les exurgences du Rivage, de Chalais, Souil, Fontaines, en bordure du Marais. Ce dernier constitue le niveau de base. Le réseau est, au moins partiellement vers l'Est, alimenté par les pertes de l'Autise.

Les calcaires du Dogger formant la plaine de Chaix à Saint-Martin-de-Fraigneau présentent des fissures étroites et en général peu nombreuses. Ils semblent drainés par de *modestes chenaux*. Dans les calcaires bordant le marais (sommet du Dogger—base du Callovien), les diaclases sont plus nombreuses (influence de la tectonique) mais elles sont surtout agrandies par corrosion ; il en résulte une véritable « *nappe* » en réseau *presque en équilibre avec le niveau hydrostatique du marais* (pente de nappe inférieure à 1/1 000).

Dans le Marais poitevin, il existe également, au sein des formations de remblaiement quaternaire, une nappe relativement superficielle dont la profondeur varie quelque peu selon la saison. Ces variations sont particulièrement sensibles dans le *Marais mouillé*.

Le niveau de la nappe est à la fois tributaire des conditions climatiques (précipitations, sécheresse estivale) et des efforts tentés pour le contrôler. Les travaux entrepris ne sont réellement efficaces que dans les *Marais asséchés*, où la nappe est pratiquement maintenue entre 60 et 120 cm de profondeur.

On note une certaine salinité générale des eaux de cette nappe. Cette salinité, très faible dans les formations purement continentales (tourbes et alluvions fines très calcaires à conductivité inférieure à 1 500 micromhos dans le cadre de la feuille Niort), augmente vers l'Ouest dès qu'on atteint le bri marin (conductivité comprise entre 1 500 et 3 500 micromhos).

Près de la mer, et notamment sur le territoire de la feuille l'Aiguillon, la conductivité est de l'ordre de 10 000 à 20 000 micromhos.

SUBSTANCES MINÉRALES

sg. **Sables et graviers.** Les sables et graviers présents sur le territoire couvert par la feuille Marans sont d'origine marine (anciens cordons littoraux) ou d'origine fluviatile (terrasse alluviale ancienne).

- Les anciens cordons littoraux (My) sont essentiellement situés aux alentours de l'Île-d'Elle et de Sainte-Radégonde. Il s'agit de formations grossières, peu argileuses, qui contiennent 30 % de galets et graviers de 25 à 500 mm. D'épaisseur faible (1,50 m à 2,00 m), ces formations reposent généralement sur le « bri ».
- Les terrasses alluviales anciennes appartiennent à deux niveaux :
 - le niveau le plus ancien (Fv) est constitué de sables, de graviers quartzeux et d'argile rouge ayant 1 m à 2,50 m d'épaisseur. Cette formation, visible au Gué-de-Velluire, est délaissée ;
 - le niveau (Fw) plus récent est formé par environ 4 m de sables et graviers calcaires exploités à Taugon, La Ronde, Margot, ...

arg. **Argiles.** Les matériaux argileux ou « bri » du marais poitevin (MFya) sont utilisés par certaines tuileries notamment par la tuilerie de l'Île-d'Elle.

cal, cals. **Calcaires**

Matériaux de construction et d'empierrement Les calcaires du Jurassique constituent les seuls matériaux de construction de la région et ils ont été longtemps exploités dans ce but, en particulier dans les îles isolées au milieu du marais. Cette activité est actuellement très ralentie mais elle se poursuit d'une façon épisodique à Moreilles où les calcaires compacts à Spongiaires du Bathonien sont extraits pour l'empierrement des routes. Les calcaires noduleux du Callovien supérieur ne sont plus exploités.

Pierre à chaux. La fabrication de la chaux à partir des calcaires bathoniens est arrêtée.

Les fours à chaux de Marans calcinent toujours les calcaires argileux de l'Oxfordien supérieur.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

- BARON H. (1885) — Observations sur le terrain jurassique des environs de Fontenay-le-Comte (Vendée). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e série, t. XIII, p. 476-484.
- BRION C. (1973) — Analyse palynologique d'une tourbière subatlantique du Marais poitevin (Le Vanneau, Deux-Sèvres). Thèse doct. 3ème cycle, Poitiers, 1 vol., 94 p., fig., pl., bibl.
- BUTEL P. (1935) — Note préliminaire sur les zones paléontologiques du littoral jurassique de la Vendée. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 230-232.
- BUTEL P. (1937) — Contribution à la stratigraphie de l'Île-d'Elle (Vendée). *C.R. somm. Soc. géol. et min. Bretagne*, n° 2, p. 18-25.
- BUTEL P. (1938) — La carrière de Coubaron, près Velluire. Considérations sur le Callovien de la Vendée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5ème sér., t. VIII, p. 511-516.
- CARIOU E. (1972) — L'Oxfordien au Nord de Poitiers. La limite Oxfordien—Kimméridgien en Poitou—Charentes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 275, p. 2607-2609.
- CARIOU E. (1974) — La série callovienne du Nord-Ouest du bassin d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 279, p. 307-310.
- CHARTRON C. et WELSCH J. (1896) — Sur la succession des faunes du Lias supérieur et du Bajocien dans les environs du Luçon (Vendée). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. CXXIII, p. 132-134.
- CHARTRON C. et COSSMANN M. (1902) — Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune de Simon-la-Vineuse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4ème sér., t. II, p. 163-203, 2 pl.
- CORLIEUX (Mme) (1967) — Observations géologiques faites en Aunis. *Ann. Soc. Sc. nat. de Charente-Maritime*, vol. IV, fasc. 7, p. 9-13.
- COSSMANN M. (1903) — Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres avec description de Brachiopodes et d'Échinides par H. Douvillé et J. Lambert. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4ème sér., t. III, p. 497-544, 3 pl.
- DELFAUD J. (1967) — Les grandes lignes de la stratigraphie et de la paléogéographie du Jurassique nord-aquitain. *Ann. Soc. linn. Bordeaux*, t. 104, sér. B, n° 12, 21 p.
- DELFAUD J. (1968) — Contribution à la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plate-forme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique nord-aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau*, vol. 2, p. 347-380, 8 fig., 2 pl.
- DELFAUD J. (1969) — Essais de Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse, Bordeaux.

- DEVANTOY J.B. (1962) — Bibliographie géologique du Centre-Ouest de la France. *Trav. Inst. Géol. Anthr. préhistor. Fac. Sc. Poitiers*, t. III, p. 1-125.
- DUBAR G. et GABILLY J. (1964) — Le Lias moyen de Saint-Vincent-Sterlange et de Saint-Cyr-en-Talmondais (Vendée). *C.R. Acad. Sc. Paris*, gr. 9, t. 259, p. 2481-2483.
- DUCLoux J. et NIJS R. (1972) — Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du Marais poitevin. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.* t. 81, 3-4, p. 227-249.
- DUPUIS J., DUTREUIL J. et JAMBU P. (1965) — Observations sur quelques sols récents du littoral poitevin. *Sc. du Sol.*, 2, fig., p. 173-188.
- FOURCADE E. (1963) — Observations sur l'Oxfordien du Nord-Ouest de l'Aquitaine. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 199-201.
- FOURNIER A. (1888) — Documents pour servir à l'étude géologique du détroit poitevin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3ème sér., t. XVI, p. 113-182.
- FOURNIER A. (1893) — Études géologiques des lignes de chemin de fer du Poitou, II, ligne de Paris à la Rochelle, entre Breuil-Barret et Velluire (Vendée). La Roche-sur-Yon, Servant, 56 p., fig. et pl.
- FOURNIER B. (1971) — Étude des sols de la basse vallée de la Vendée. Thèse doct. 3ème cycle, Paris (VI), 2 vol., 157 p., 34 fig., 38 tabl., bibl., 1 carte h.-t.
- GABILLY J. (1964) — Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. Anthr. préhist. Fac. Sc. Poitiers*, t. V, p. 65-107, 5 fig.
- GLANGEAUD Ph. (1895) — Le Jurassique à l'Ouest du plateau central ; contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 50, p. 1-255, 10 cartes.
- GRAVIER J. (1949) — Le Marais poitevin. *Bull. Soc. belge Études géogr.*, t. 18, n° 1, p. 37-55.
- GROSSOUVRE A. de (1891) — Sur le Callovien de l'Ouest de la France et sur sa faune. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3ème sér., t. XIX, p. 247-262, 1 pl.
- JAMBU P. et NIJS R. (1966) — Contribution à l'étude des sols de la partie orientale du Marais poitevin. *Norois*, n°52, p. 565-593, fig., bibl.
- LACOSTE J. (1927) — Sur une lacune du Callovien inférieur de la Vendée. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 106-107.
- LONGUEMAR (Le Touzé de) (1874) — Compte-rendu de diverses excursions géologiques dans les départements des Deux-Sèvres et de la Vendée, à la fin de l'année 1874. *Bull. Soc. Stat. des Deux-Sèvres*, t. II, p. 275-306 (an. 1874-75).
- MATHIEU G. (1937) — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Imp. Sautai, Lille, Thèse Sciences, Lille, 2 vol., 68 fig., 3 tabl., 3 cartes, 20 pl.

- MATHIEU G. et WATERLOT G. (1940) — Esquisse géologique sur la feuille de Fontenay-le-Comte. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 203, t. XLII, p. 50-75, 1 pl.
- MATHIEU G. et WATERLOT G. (1943) — Résultats stratigraphiques et hydro-géologiques des forages du Pont de Lavaud, près La Couture, Vendée (feuille de Fontenay-le-Comte au 1/80 000). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 212, t. XLIV, p. 167-178, 1 carte, 1 coupe.
- MATHIEU G. (1948) — Relation entre la Paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5ème sér., t. XVIII, p. 467-491, 1 pl., 1 fig.
- NIJS R. (1968) — Contribution à l'étude des sols du Marais poitevin. Thèse doct. Univ. Poitiers, 1 vol., 208 p., fig., bibl.
- NIJS R. (1973) — Zware mineralen van monsters nit het Kwartair van het Marais Poitevin (Frankrijk). *Natuurwet. Tijdschr.*, 54, p. 99, 108, fig., tabl., bibl.
- ONA-OVONO L. (1971) — Contribution à l'étude des Formations quaternaires et des Paléosols de la Basse Vallée de la Sèvre Niortaise. Thèse doct. 3ème cycle. Poitiers, 1 vol., 106 p., 35 fig., tabl., bibl.
- PENEAU J. (1923) — Étude du Jurassique du Nord du bassin d'Aquitaine et de sa transgression sur les terrains paléozoïques. *Bull. Soc. géol. et min. de Bretagne*, t. IV, fasc. 3, p. 249-271.
- PICQUENARD C. (1926) — Le Callovien entre Fontenay-le-Comte et Poiré-sur-Velluire. *Bull. Soc. géol. Bretagne*, t. VII, p. 192.
- RIVIÈRE Aug. (1872) — Terrain oolithique ou jurassique de la Vendée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. LXXIV, p. 1320-1323.
- TERS M. (1961) — La Vendée littorale. Étude de géomorphologie. Thèse, Paris, 1 vol., 550 p., 51 fig., 12 dépl., 68 phot.
- TERS M. et FARA A. (1968) — Sur quelques gisements de haut niveau marin entre la Loire et la Sèvre niortaise. *Bull. A.F.E.Q.*, 1, p. 19-43, 14 fig., bibl.
- VERGER F. (1968) — Marais et *wadden* du littoral français. Étude de géomorphologie littorale. 1 vol., 544 p., 2 cartes h.-t., Biscaye frères, imprimeurs, Bordeaux.
- WATERLOT G. (1935) — Sur la tectonique du bord nord-est du Marais poitevin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 201, p. 1495.
- WATERLOT G. (1936) — Plis et dislocations du Jurassique sur la bordure nord-est du Marais poitevin. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXI, 27 p.
- WATERLOT G. (1938) — Sur la structure et l'origine du Marais poitevin. *C.R. Acad. Sc.*, t. 206, p. 1130-1132.
- WATERLOT G. (1938) — La tectonique du Marais poitevin. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXIII, p. 16-38, 3 fig.
- WATERLOT G. (1938) — Affaissement et comblement du Marais poitevin. 71ème Congrès Soc. sav. Nice, Sect. Sc., p. 221-225.

- WATERLOT G. (1938) — Jurassique et Quaternaire de la feuille de Fontenay-le-Comte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n°197, p. 31-33.
- WATERLOT G. (1938) — Les cordons littoraux du Marais poitevin. *Annales Soc. géol. Nord*, t. 63, p. 51-55.
- WATERLOT G. (1941) — Sur les directions de plissement affectant la bordure septentrionale du bassin d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 212, p. 278-281.
- WATERLOT G. et POLVÈCHE J. (1953) — Structure géologique de l'Aunis (feuille de La Rochelle au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LI, n°239, p. 99-105, 1 fig.
- WATERLOT G. et POLVÈCHE J. (1953) — L'influence des plissements post-jurassiques en Aunis. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 236, n°7, p. 726-728.
- WELSCH J. (1908) — Le Lias de la Chapelle-Thémer, près Luçon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4ème sér., t. VIII, p. 457.
- WELSCH J. (1908) — Feuille de la Rochelle au 1/320 000. C.R. Collab. pour la campagne de 1907. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°119, t. XVIII.
- WELSCH J. (1910) — Sur la formation du Marais poitevin et la séparation des îles de Ré et d'Oléron. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 150, p. 844-846.
- WELSCH J. (1916) — Constitution du Marais poitevin. *C.R. Acad. Paris*, t. 162, p. 354.
- WELSCH J. (1916) — Le Marais poitevin. *Ann. de Géogr.*, t. XXV, p. 326-346, 3 fig., coupes.
- WELSCH J. (1919) — Le Marais poitevin. Étude de terrains modernes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 137, t. XXIII, 67 p., fig., bibl.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Fontenay-le-Comte* (141)

1ère édition (1892), par A. Boissellier,

2ème édition (1939), par G. Mathieu et G. Waterlot,

3ème édition (1968), par G. Mathieu, F. Verger et M. Ters.

Carte géologique de la France à 1/320 000

Feuille *La Rochelle* (21)

1ère édition (1913), par J. Welsch,

2ème édition (1967), par Y. Kerrien et J. Bourgueil.

Fichier Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. - Service géologique régional Bretagne - Pays de la Loire, Nantes.

Renseignements de G. Bresson, Hydrogéologue B.R.G.M., Vendée.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

- pour le département de la Vendée, au S.G.R. Bretagne—Pays de la Loire, rue Henri Picherit, 44000 Nantes ;
- pour les départements des Deux-Sèvres et de la Charente-Maritime, au S.G.R. Aquitaine, avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac ;
- au B.R.G.M., 17-19, rue de la Croix-Nivert, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par J. DUPUIS avec la collaboration de E. CARIOU, B. COIRIER et J. DUCLOUX.