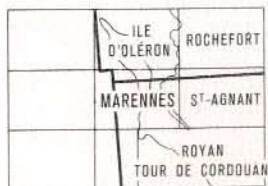




MARENNES

La carte géologique à 1/50 000
MARENNES est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LA ROCHELLE-TOUR DE CHASSIRON (N° 152)
au sud : SAINTES (N° 161)



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

MARENNES

XIII-31

*Côte sauvage
de la Coubre*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE, DU COMMERCE ET DE L'ARTISANAT
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE	2
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	3
<i>SECONDAIRE</i>	3
Jurassique	3
Crétacé	3
<i>QUATERNAIRE</i>	7
Quaternaire indifférencié	7
Pléistocène	8
Holocène	8
<i>SÉDIMENTS MEUBLES DE LA BAIE DE MARENNES-OLÉRON ET DU PERTUIS DE MAUMUSSON</i>	12
TECTONIQUE	12
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	13
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	13
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	15
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	16
<i>DOCUMENTS CONSUL TABLES</i>	16
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	16
AUTEURS	18

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille Marennes est situé sur le littoral atlantique du département de la Charente-Maritime. Compris entre les estuaires de la Gironde au Sud, et de la Charente au Nord, il intéresse la partie méridionale de l'île d'Oléron ainsi qu'une portion du continent correspondant à l'embouchure de la Seudre et à la presqu'île d'Arvert.

L'île d'Oléron est séparée du continent par le pertuis de Maumusson et le « Coureau d'Oléron » dans lesquels débouche la Seudre.

Les assises jurassiques et crétacées figurées sur la carte appartiennent au flanc sud-ouest de l'anticlinal de Gémozac, mais la particularité essentielle de la feuille Marennes réside dans l'important développement des dépôts récents fluvio-marins (marins) et éoliens (dunes) qui modifient sans cesse le tracé des quelque 60 kilomètres de rivage.

Les dépôts récents conditionnent fortement l'économie du littoral saintongeais :

- les formations dunaires sont fixées par les plantations de pins des forêts domaniales de Saint-Trojan, de la Tremblade et de la Coubre ;
- les marais sont voués principalement à l'élevage ;
- les larges estrans ainsi que les bassins ouverts dans les marais le long de la côte et de la Seudre sont utilisés pour l'ostréiculture (huîtres de Marennes) ;
- enfin la présence de longues plages sableuses sur la façade océanique contribue à l'essor du tourisme estival (île d'Oléron, Ronce-les-Bains...).

Les dépôts anciens, jurassiques et crétacés, portent des céréales et de la vigne (appellation Cognac « Bois Ordinaires »).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

A la fin du Jurassique, le retrait généralisé de la mer s'amorce au Portlandien avec les niveaux à faune saumâtre, puis s'accélère avec les formations à évaporites des faciès purbeckiens.

Ensuite, l'absence de dépôts au Crétacé inférieur (lacune stratigraphique) souligne l'importance prise par les phénomènes d'émersion et d'érosion durant cette très longue période. Les sédiments continentaux (Wealdien) n'ont pas été mis en évidence sur cette feuille.

La sédimentation marine reprend au Crétacé supérieur avec la transgression céno-manienne. A cette époque, le fond marin n'est pas éloigné du rivage comme l'indique l'alternance d'argiles, sables quartzeux et glauconieux à Huîtres et de calcaires à Huîtres et Rudistes. Puis la sédimentation devient plus carbonatée et homogène durant le Turonien. Au Sénonien la stabilité du fond marin se traduit par les dépôts de séries crayeuses épaisses et monotones.

Au Tertiaire, l'histoire géologique de la région ne peut pas être retracée par suite de la disparition par érosion des différents terrains d'âge cénozoïque.

La connaissance du Quaternaire se limite uniquement à celle du Quaternaire récent. Les témoins plus anciens sont soit submergés par la remontée du niveau marin pendant la transgression flandrienne, soit enfouis sous le bri des marais. Les formations littorales fluvio-marines et dunaires fournissent des éléments pour connaître l'histoire de la côte saintongeaise durant les 5000 dernières années.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

SECONDAIRE

Jurassique

Les terrains jurassiques apparaissent au Nord, à la faveur d'une boutonnière ouverte par l'érosion dans l'axe anticlinal de Gémozac. Il s'agit des faciès purbeckiens du Portlandien, terme ultime du Jurassique supérieur.

Jurassique supérieur

j_{9c}. Portlandien (faciès purbeckien). Marnes, argiles, calcaires argileux. Sur les calcaires à *Gravesia*, visibles à la pointe de Chassiron (feuille géologique à 1/50 000 Oléron, n° 657), repose une épaisse (plusieurs dizaines de mètres) série de marnes à intercalations de calcaires oolithiques ou argileux. Des lentilles de gypse existent également dans ces niveaux qui constituent les faciès purbeckiens du Portlandien.

Certains caractères sédimentologiques et paléontologiques annoncent les tendances à l'émersion du Crétacé inférieur.

L'absence de dureté de la formation explique la rareté des affleurements et le mauvais état des carrières abandonnées.

De petites fouilles effectuées dans le secteur de la Renisière ont permis d'observer quelques décimètres de calcaire argileux blanc et de calcaire oolithique ocre en plaques reposant sur les marnes.

Cette alternance de bancs marneux beiges, de calcaire argileux et de calcaire à oolithes ovoïdes (*oomicrosparite*) est visible à la pointe des Chardons (commune de Bourcefranc) et près de la citadelle du Château-d'Oléron.

Les déblais des fossés de protection de la ville du Château, qui ont été étalés en avant des fortifications pour former un glacis, sont également constitués par des marnes et des plaquettes de calcaire oolithique à débris fossilifères ocre (*Lamellibranches*,...).

Les affleurements qui découvrent aux fortes marées près du Coureau d'Oléron n'ont pas été reconnus ; ils ont été rangés dans les faciès purbeckiens conformément aux indications de la carte géologique La Rochelle à 1/80 000 (2ème édition).

Crétacé

Comme sur l'ensemble du bassin nord-aquitain, les terrains du Crétacé inférieur ne sont pas représentés dans le cadre de la feuille. Les formations cénomaniennes (Crétacé supérieur) reposent donc en discordance sur celles du Jurassique supérieur.

Crétacé supérieur

Les terrains du Crétacé supérieur appartiennent au flanc sud de l'anticlinal de Gémozac, ils sont affectés d'un pendage sur le Sud-Ouest de quelques grades (entre 2 et 5 grades) pouvant localement atteindre 40 grades.

La plupart des formations crétacées sont masquées par les dépôts quaternaires fluvio-marins (marais côtiers et vallée de la Seudre) et éoliens (dunes littorales). Seuls affleurent le Cénomaniens (à Marennes), un peu de Turonien (cote ouest de l'île d'Oléron) et le Campanien supérieur (presqu'île d'Arvert).

C1-2. Cénomaniens. Les affleurements cénomaniens offrent une grande discontinuité en raison notamment des formations superficielles, et il est difficile de fournir une image stratigraphique précise de l'étage d'après les observations de

surface. Cependant des profils NE-SW effectués dans la pointe Marennes-Bourcefranc et au Sud de Dolus (île d'Oléron) permettent de retrouver les faciès des principaux niveaux connus sur le territoire des feuilles voisines Rochefort, Saint-Agnant et Ile d'Oléron et de les ordonner par référence aux séries bien établies.

c1. Cénomanién inférieur (épaisseur 30 m environ)

• *Formations détritiques grossières de base*

a) A la limite est de la feuille un niveau à faciès détritique grossier et ferrugineux repose sur le Jurassique. Il se développe en formant un îlot au milieu du bri au Sud de la Cabane Salée. La partie visible de la formation est épaisse de 1,50 m et comprend :

- des sables grossiers, graviers et galets, faiblement consolidés par place et riches en oxydes de fer,
- une croûte d'aliôs au-dessus (0,50 m environ) dans laquelle la proportion d'éléments grossiers est plus importante : galets de 2 cm et plus de diamètre.

b) Des termes voisins se rattachant au même ensemble détritique de base bien que beaucoup moins ferrugineux sont encore présents au Nord-Est de Châtain, au sein du bri, dans les îlots de Bois de la Lande et Prise des Landes :

- sables grossiers, graviers et galets quartzeux blancs,
- argiles feuilletées grises,
- sables grossiers ferrugineux.

c) D'autres témoins enfin ont été retrouvés au Sud et au Nord-Ouest de la Gaconnière (le Château-d'Oléron) dans des puits. Ils se situent toujours à la base de la série transgressive.

Cette formation détritique grossière a un grand développement sur le territoire de la feuille voisine de Saint-Agnant, où elle a été représentée sous la dénomination n-c1 (Crétacé inférieur à Cénomanién basal).

• *Sables et argiles feuilletées*

Au-dessus de la base grossière se place un niveau sableux très général admettant des intercalations d'argiles feuilletées. Il fournit un mince liseré d'affleurements en bordure du marais dans la partie nord des communes de Marennes et Bourcefranc. Ailleurs, on le retrouve encore dans les puits autour de la Gaconnière. Il se présente sous trois faciès pétrographiques principaux :

- sables grossiers à moyen parfois ferrugineux et à noyaux consolidés vers la base (Nord de Nodes),
- argiles feuilletées noires (Nord de Nodes, la Gaconnière),
- sables fins à très fins micacés au Nord-Ouest de la Gaconnière.

• *Calcarénites et grès à grandes Orbitolines*

Cette formation s'observe au Nord du Grand Breuil, au Nord de Nodes entre Châtain et Bourcefranc mais surtout sur la côte rocheuse de la pointe du Chapus. Elle réapparaît dans l'île d'Oléron au Nord d'Ors et à la pointe Blanche (affleurements masqués). Elle renferme des calcarénites à ciment sparitique, à détritiques quartzeux plus ou moins abondants, pouvant passer à des grès véritables. L'oxydation est très fréquente surtout dans les bancs de la partie inférieure. La macrofaune y est représentée par des fragments d'*Ichthyosarcolithes triangularis*, *Exogyra columba minor*, *Rastellum (Arcostrea) carinatum*, *Nerinea*, des Coelentérés, des Bryozoaires, la microfaune par des Orbitolines (du groupe *concava-plana*), *Praealveolina simplex* et des petits Foraminifères : Textulariidés, Trochamminidés, Miliolidés, Ophthalmididés et rotaliformes,...

• *Sables et grès glauconieux*

Les faciès glauconieux ne donnent pas d'affleurements caractéristiques dans le cadre de la feuille. Ils ont été reconnus à la Gombauidière au Sud-Ouest de la Gaconnière dans des puits ou excavations (sables), dans la baie de la Grognaise, partie nord de la pointe de l'Ascension (grès), et surtout à l'Est du Grand Breuil (Marennes) où les tranchées d'adduction d'eau les ont recoupés. En ce dernier point les termes suivants ont été distingués de bas en haut :

— argile et fragments de calcaire glauconieux friable à pulvérulent (faciès d'altération),

— sables glauconieux à noyaux consolidés et zones oxydées,

— grès glauconieux bleu verdâtre à ciment siliceux et traces ligniteuses et oxydées.

De nombreux bioclastes dont des fragments de tests d'Huîtres sont silicifiés (calcédoine). Le ciment secondaire est fait de quartz finement cristallisé et de calcédoine.

• *Calcarénites et calcaires bioclastiques* à *Exogyra columba* et *petites Orbitolines*

Des assises essentiellement carbonatées à microfaciès variés caractérisent le cinquième niveau : bio-sparites, biomicrosparites, biopelsparites et biointrasparites à éléments roulés, parfois un peu gréseuses vers la base. *Exogyra columba minor* est très généralement présente et fournit des niveaux lumachelliques remarquables souvent avec des tests orbiculés. Avec elle, on rencontre *Restellum (Arcostrea) carinatum*, des Rudistes : *Ichthyosarcolithes triangularis*, *Sphaerulites*, *Chapiria*, des Coelentérés et des Bryozoaires. La microfaune est composée d'*Orbitolines* petites (groupe *conica*) souvent gréseuses, de *Préalvéolines (P. simplex)*, de Miliolidés, *Textulariidés*, *Trocholines*, etc. Des Algues sont également présentes. Enfin dans les bioclastes très abondants les groupes suivants sont plus particulièrement représentés : Huîtres, Rudistes, Échinodermes (dont *Cidaridés*), Bryozoaires et Coelentérés.

Les piles du viaduc joignant l'île d'Oléron au continent reposent sur ces assises du Cénomanién inférieur.

C2a. *Cénomanién moyen. Calcaires à Rudistes et à Préalvéolines* (épaisseur 10 m environ)

• *Au Sud de Bourcefranc*, entre la nouvelle route du viaduc et la côte, au Sud de Marennes à proximité de la N 728 (les Ormeaux, les Fontenelles), les assises inférieures du Cénomanién moyen apparaissent dans une série de petites carrières abandonnées et dans les tranchées des routes. Elles sont composées de calcaires principalement graveleux et bioclastiques à ciment sparitique ou microsparitique. Macrofaune : *Ichthyosarcolithes triangularis*, *Sphaerulites*, *Pectinidés*, *Exogyra columba*, Coelentérés. Microfaune : *Ovalveolina ovum*, *Praealveolina cretacea*, *Cuneolina*, *Nummoloculina*, Miliolidés, Ophthalmidiidés, *Trocholines*, *Textulariidés*. Les Échinodermes fournissent avec des Lamellibranches la majeure partie des bioclastes.

• *La série de Matha*. Le groupe des carrières de Matha, au Sud de Dolus, fournit la meilleure coupe et la plus complète du Cénomanién moyen des feuilles Marennes et Ile d'Oléron avec une succession remarquable des faunes de Rudistes. On y rencontre de la base au sommet :

— calcaire bioclastique et détritique à *Orbitolina conica* dans la partie inférieure et *Ovalveolina ovum* vers le sommet (2 m visibles) ;

— calcaire encore bioclastique à la base devenant progressivement plus crayeux et plus fin avec niveaux argileux, stratifié en bancs minces (0,10 m), (1 mètre) ;

— couches à *Caprines* (2 mètres). Biosparite à gros éléments de *Caprina adversa* et tests d'Ostréidés. Le niveau, bioclastique à la partie inférieure, plus tendre et crayeux au sommet, est limité par deux diasthèmes importants mais discontinus ;

— calcaire bioclastique (Rudistes) à *Ichthyosarcolithes* et *Préalvéolines*. Les bioclastes sont plus petits que ceux du niveau à *Caprines*. Vers le haut le calcaire devient plus fin (2 mètres) ;

— biostrome, à *Radiolitidés* (1,50 mètre à 2 mètres). Des *Sphérulites* et des *Sauvagesinés* constituent l'essentiel de la macrofaune avec encore des fragments d'*Ichthyosarcolithes* ;

— calcaire bioclastique à *Radiolitidés* (1 mètre).

C2b. *Cénomanién supérieur. Calcaires, grès à Huîtres* (épaisseur 8 m environ)

La partie supérieure du Cénomanién est présente au Sud-Est et à l'Est de la Rémi-geasse (Dolus). Elle ne donne pas d'affleurements caractéristiques mais peut être

observée à la faveur des puits et excavations, en particulier sous le recouvrement dunaire. Les principaux termes en sont de bas en haut :

- un mince horizon de marnes plus ou moins glauconieuses,
- des calcaires détritiques à *Pycnodonta bauriculata* (Nord de la Rémigeasse, Tartifume et la Cabane Noire au Sud de Marennes),
- des calcaires plus faiblement et finement détritiques à fragments d'*Ichthyosarcolithes* (peu abondants) et surtout *Exogyra columba minima* et *minor* (lumachelles) et des Bryozoaires. Ils représentent le niveau supérieur à Rudistes et les couches à Huîtres (*Exogyra columba* et *Rastellum carinatum*) qui le surmontent dans la coupe de Port des Barques (feuille géologique Rochefort à 1/50 000).

c3. **Turonien.** Les rares affleurements de la formation turonienne se trouvent sur la côte ouest de l'île d'Oléron, au Nord de la feuille.

L'épaisseur de cette formation n'est pas connue. Elle peut être estimée, par analogie avec les feuilles voisines Royan et Saint-Agnant, à 80 mètres (35 mètres environ pour le Turonien inférieur, 55 mètres environ pour le Turonien supérieur).

c3a. **Turonien inférieur (Ligérien). Marnes et calcaires.** Dans la baie de la Perroche (commune de Dolus) affleurent des faciès très détritiques et glauconieux (calcaires friables et sables verts faiblement consolidés) qui pourraient se rapporter au Turonien inférieur.

Durant le creusement des puits de l'Écuissière et de la Rémigeasse, il a été possible d'observer une partie du Turonien inférieur comprenant un niveau de marnes à la base, surmonté par une série de calcaires tendres crayeux.

c3b. **Turonien supérieur (Angoumien). Calcaires à Rudistes.** Un peu au large de la baie de la Perroche, des calcaires jaunes et bien cristallisés (ciment sparitique) marquent le passage au Turonien supérieur.

Le Turonien supérieur constitue les pointements rocheux qui découvrent à marée basse au large de la baie de la Perroche et de l'extrémité nord-ouest de la plage de Vert-Bois. C'est un ensemble de calcaires blancs suboolithiques et graveleux à Rudistes dans lesquels une succession stratigraphique précise ne peut être établie en raison de l'état des affleurements.

Au Sud, les rochers du Jard ne se découvrent qu'aux grandes marées. Ils ont été placés dans le Turonien supérieur comme sur la carte géologique à 1/80 000 La Rochelle (2ème édition).

Sénonien. Les calcaires du Coniacien, la craie du Santonien et celle du Campanien inférieur ne sont pas visibles sur le territoire de la feuille. Ces formations sont recouvertes par le bri et les dunes du Quaternaire.

Les sondages exécutés pour la reconnaissance des assises du viaduc sur la Seudre, entre Marennes et Ronce-les-Bains, ont touché les calcaires coniaciens et santoniens (voir la coupe géologique transversale, figure n° 1).

La craie de l'îlot de la Touche dans le marais de la rive gauche de la Seudre n'a pas d'affleurement visible, mais sa position avancée pourrait être un argument pour la classer, non dans le Campanien supérieur comme cela est indiqué sur la carte, mais dans le Campanien moyen (c6b, biozone III).

c6c. **Campanien supérieur. Calcaires argileux à silex.** La presqu'île d'Arvert est constituée par des calcaires crayeux plus ou moins argileux, tendres, blanc jaunâtre à blanc verdâtre (présence de glauconie) à silicifications grises. L'étude de la microfaune (P. Andreieff, B.R.G.M.) a permis d'y retrouver les biozones IV et V établies dans le Sénonien des feuilles géologiques Montendre et Saint-Vivien. Ces biozones IV et V sont regroupées sous le terme de Campanien supérieur.

La biozone IV a été reconnue dans les coupes visibles au Grand Pont (le long du canal, au Sud de la Tremblade), dans la carrière en voie de comblement au Nord-Est de Cravans et dans l'affleurement au Nord du Maine Simon (D 145).

L'association microfaunique est caractérisée par la présence de : *Pseudosiderolites « praevidali »*, *Daviesina minuscula*, *Gavelinopsis monterelensis*, *Eponides ornatis-simus*,...

La biozone V (sommet du Campanien supérieur) est probablement représentée par les affleurements signalés sur le bord sud du périmètre de la carte (Sud-Ouest d'Étaules). L'association microfaunique est identique à celle de la biozone IV, mais il semble que les *Pseudosiderolites vidali* y soient plus évolués.

Dans le Campanien supérieur, la macrofaune est représentée par des débris de Bryozoaires, d'Échinodermes, de Lamellibranches (Huîtres, Pectens,...), de Brachiopodes et de Spongiaires,...

QUATERNAIRE

Quaternaire indifférencié

Re. Éocène remanié. Sables, galets, poudingues (0,50 à 5 m d'épaisseur). Le sommet des buttes du Crétacé supérieur de la région d'Arvert est couvert par une formation meuble argilo-sableuse, à petits galets de quartz blanc, débris émoussés de silex et de Spongiaires. Des gravillons roulés de quartz et de silex jaunes sont parfois liés entre eux par un ciment siliceux ; ils forment alors des blocs de poudingue très dur, visibles dans les environs d'Étaules.

Les divers constituants de cette formation proviennent du démantèlement de couches crétacées (silex, Spongiaires) et de couches probablement d'âge éocène (poudingues).

Ces produits remaniés se trouvent au-dessus de 17 à 20 mètres d'altitude, mais les phénomènes de colluvionnement peuvent les entraîner à des altitudes plus faibles.

Sur le territoire de la feuille, l'épaisseur maximum de cette formation ne semble pas dépasser 5 mètres.

D. Dunes d'âge indéterminé. L'étroit et bas (6 mètres d'altitude) cordon dunaire situé sur le littoral au Nord du Château-d'Oléron n'a pas été intégré dans le système de dépôts dunaires datés existant à l'Ouest.

Bien que placé dans le « Quaternaire indifférencié », ce cordon sableux est de formation très récente (époque historique).

N. Placages de sables éoliens. Les placages de sables quartzeux éoliens ont été représentés sur la carte lorsqu'ils couvrent des surfaces non négligeables sur des épaisseurs supérieures à 0,50 mètre, comme c'est le cas sur l'île d'Oléron à l'Est du Grand-Village et à l'Ouest de la Plage à Saint-Trojan. Dans ce dernier endroit, le placage de sables éoliens recouvre les Argiles à Scrobiculaires du marais.

Un placage identique, non signalé sur la carte, recouvre une portion de l'affleurement jurassique de Daire, au Nord de Bourcefranc.

C. Colluvions. Les colluvions n'ont pas été systématiquement représentées, mais il en existe toujours un lissé au bas des pentes et en particulier au contact des « marais » et des formations géologiques anciennes.

Actuellement les colluvions ont tendance à recouvrir légèrement les marais, comme cela est illustré aux Bonnins (butte de Cénomaniens inférieur de la bordure est de la feuille) où 1 mètre de sables cénomaniens colluvionnés surmontent les argiles bleues à Scrobiculaires.

Les colluvions les mieux développées se trouvent au bas des pentes du Campanien supérieur. Elles donnent des sols gris renfermant des grains de quartz, des débris de calcaire crayeux, de silex jaune et de Spongiaires ainsi que quelques graviers quartzeux. Ces colluvions proviennent de la destruction du Campanien (C6c) et de la formation argilo-siliceuse (Re) de la région Arvert—Étaules.

Pléistocène

Fw, Rfw. **Alluvions siliceuses, alluvions résiduelles.** Les terrains portlandiens et cénomaniens portent fréquemment des placages de sables argileux à graviers quartzeux roulés de quelques millimètres à 5 centimètres d'allongement. La présence de quelques concrétions siliceuses, blanches, ridées (appelées « morilles ») provenant des assises d'âge santonien et campanien, caractérise également ces témoins alluviaux.

Les matériaux de ces terrains quaternaires rappellent ceux de la base du Cénomaniens inférieur et, en surface, la distinction entre ces deux formations peut devenir délicate.

L'épaisseur des alluvions anciennes varie de quelques décimètres à 3 mètres d'épaisseur. D'une façon générale, ce sont de minces placages laissant apparaître, par endroits, la roche sous-jacente ; elles sont alors représentées en alluvions résiduelles Rfw. Un témoin alluvial plus épais (Fw) forme un pointement dans le marais au Nord du Grand-Village-Plage.

L'altitude de ces alluvions est comprise entre 4 et 15 mètres (soit environ 25 à 36 mètres au-dessus du lit préflandrien de la Seudre).

Remarque. Les terrasses plus récentes (Fx, Fy) de la Seudre ne sont plus visibles par suite de la transgression flandrienne. Elles sont recouvertes soit par la mer soit par les dépôts fluviomarins.

Holocène

La transgression flandrienne a profondément modifié le littoral charentais ; en masquant la plupart des formations quaternaires plus anciennes, elle apparaît comme la seule coupure importante. Mais il ne faut pas oublier qu'elle n'intéresse que les cinq derniers millénaires (époques proto-historique et historique) ce qui est infime par rapport à la durée de l'ère quaternaire.

Formations fluviomarines flandriennes

Les formations fluviomarines forment de larges plaines côtières (2 à 3 mètres d'altitude) quadrillées par un réseau serré de canaux et protégées de la mer par des digues. Ces plaines ou « marais » sont bien développées dans le cadre de la feuille avec les marais de la Seudre, de Brouage (au Nord de Marennes) et du Grand-Village-Plage (île d'Oléron).

Elles sont constituées par des assises meubles, argileuses à niveaux intercalés de tourbe et de sable très fin. L'ensemble de ces dépôts a plusieurs désignations : *bri*, Argile à Scrobiculaires ou encore Argile des polders.

L'élévation du niveau de la mer au cours des derniers millénaires (transgression flandrienne) est à l'origine de la formation de ces dépôts. En effet, la submersion des côtes les plus basses a transformé le promontoire d'Oléron en île et a entraîné la création d'un rivage très découpé : les caps correspondent aux anciens points hauts et les golfes, aux vallées et dépressions naturelles. L'action conjuguée des courants marins côtiers et des rivières est responsable du colmatage rapide des golfes par des argiles, limons et sables fins.

Depuis environ 2000 ans, un équilibre relatif entre les mouvements verticaux terrestres et marins semble atteint, mais le comblement des anses et l'érosion des caps se poursuivent, tendant ainsi à l'établissement d'une ligne de rivage rectiligne.

FMy_a, MFy_a. **Alluvions flandriennes. Bri bleu.** Les formations fluviomarines, dont le dépôt semble antérieur au XVIII^e siècle, ont été représentées sous une même teinte avec une appellation différente suivant l'importance du rôle joué par la mer ou les rivières dans le processus de colmatage. Ainsi la dénomination MFy_a du marais de Brouage indique une prédominance du milieu marin sur le milieu fluvial ; la dénomination FMy_a de la vallée de la Seudre souligne le phénomène inverse.

Ces formations sont constituées par du bri gris-bleu à débris coquilliers (Lamellibranches, Gastéropodes) et niveaux lenticulaires de tourbe. C'est un milieu réducteur comme l'indique la présence de fines cristallisations de sulfure de fer (pyrite), de méthane et d'hydrogène sulfuré.

Les études faites par le B.R.G.M. sur le marais couvert par la feuille Rochefort (n° 658) donnent des précisions sur la composition du bri qui contient 14 à 19 % de CO_3Ca . 93 % des particules sont inférieures à 16μ et les argiles (particules inférieures à 2μ) représentent environ 55 % du matériau. Elles sont constituées par de l'illite (4/10), de la kaolinite (3 à 4/10) et de la montmorillonite (2 à 3/10). La chlorite est présente.

Les épaisseurs du bri peuvent varier de 0,50 à 35 mètres. Les sondages de reconnaissance exécutés à l'embouchure de la Seudre pour l'établissement du pont routier en ont recoupé 20 mètres (figure 3). A cet endroit, il existe des intercalations sableuses qui correspondraient à d'anciens édifices dunaires. Les sables grossiers de la base sont à rattacher aux alluvions préflandriennes de la Seudre.

Age des dépôts. L'archéologie et le radiocarbone ont permis de dater certains vestiges (poteries et bois fossiles) trouvés dans le bri (feuille Rochefort, C. Gabet). Ainsi les dépôts compris entre les cotes NGF* — 13 et — 9 ont pu s'effectuer de 3000 à 2500 ans avant Jésus-Christ. C. Gabet a pu montrer que la montée du niveau marin n'était plus sensible depuis le 2ème siècle avant Jésus-Christ.

Myc. Cordons littoraux anciens à prédominance de sables coquilliers. Les cordons littoraux ont joué un rôle important dans le colmatage des golfes charentais. Ces flèches de sables, de galets et de coquilles édifiées par la mer, ont permis de protéger et d'isoler certaines parties du marais. Les « mattes » créées à l'arrière de ces cordons se sont progressivement comblées par les dépôts de haute mer. Ces cordons ont des épaisseurs faibles (2 mètres environ) et beaucoup sont recouverts par le bri. Deux, plus récents que les autres, sont encore visibles : l'un dans le marais de Brouage, l'autre dans le marais de la Seudre.

FM_yb, MF_yb. Vases silteuses brunes (mattes et prises récentes). La distinction entre les vases brunes (MF_yb) et le bri (MF_ya) n'est pas nette, c'est pourquoi les deux formations sont séparées sur la carte soit par un pointillé, soit par la ligne de rivage du marais de Brouage au XVIIIe siècle. La différence de couleur tiendrait à un taux d'oxydo-réduction différent...

La ligne de rivage du marais de Brouage au début du XVIIIe siècle a été obtenue à partir de documents cartographiques anciens. Sans être très précis, ces documents indiquent que, depuis cette date, les atterrissements au Sud du havre de Brouage ont parfois gagné 2 kilomètres sur la mer.

Formations dunaires

Des sables marins, rassemblés par le vent en vastes édifices dunaires, forment une bande côtière large de 4 à 8 kilomètres. Ces sables sont couverts par les forêts domaniales de Saint-Trojan (île d'Oléron), de la Tremblade et de la Coubre.

La mise en place des formations dunaires a débuté vers 5000 B.P.** (comme cela a été montré pour des formations identiques situées au Sud de la Gironde) et se poursuit de nos jours de part et d'autre du pertuis de Maumusson.

La distinction de trois systèmes dunaires d'âge différent permet de visualiser la progression du littoral vers l'Ouest.

(*) Nivellement général de la France.

(**) B.P. : expression anglaise *before present* signifiant littéralement *avant le présent*. Durée donnée en années.

Ces dunes dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, passent latéralement à d'anciens marais comme à Saint-Trojan et à l'Ouest de Roncelles-Bains ou reposent sur des cordons littoraux (plage de Marennes) ou bien encore sur les terrains crétacés (la Tremblade, la Remigeasse,...).

Dy_a. Dunes protohistoriques. Ce système dunaire est caractérisé par des édifices paraboliques, dont la partie concave est tournée au vent et la partie convexe sous le vent.

Ces dunes se présentent sous deux aspects :

- dans un cas il s'agit d'édifices remaniés par des ensembles postérieurs,
- dans l'autre, de dunes aux formes typiques.

Dans le cadre de la feuille géologique Marennes, ces dunes sont limitées à la partie ouest du marais. L'âge de ce système a pu être établi par analogie avec les formations dunaires du Médoc, précédemment datées.

Néanmoins, un argument supplémentaire venait étayer ces datations. Sur le territoire de la feuille Ile d'Oléron, à la base des dunes, au lieu-dit les Trois-Pierres, ont été trouvés des débris de poteries grossières et des restes de silex qui peuvent être attribués au Néolithique *s.l.*

Ce système dunaire a été daté dans le périmètre des feuilles du Médoc (Soulac et le Junca) où il repose sur une tourbe datée 5100 B.P. (J. Dubreuilh, 1971) et est surmonté d'un horizon sablo-tourbeux daté 3000 B.P.

Ce système reposant sur des restes d'industrie néolithique, l'appartenance de ces sables à la période sub-boréale peut être avancée.

Dy_{a-b}, Dy_b. Dunes historiques. Cette formation, très développée sur le territoire de la feuille Marennes, est constituée par des édifices de type barkhanoïde. Le côté convexe situé au vent s'étale en pente douce, alors que le côté sous le vent, concave, se termine en pente abrupte. Ce type de dunes est très bien représenté sur la zone étudiée de la carte Marennes, où elles peuvent atteindre une soixantaine de mètres (59 m au lieu-dit Canton de Négrevaux et 60 m à la tour du Gardour). Elles sont constituées par un sable jaunâtre bien classé. Ces dunes, postérieures à celles du système Dy_a, les remanient le plus souvent, et ont été notées Dy_b (Dy_{a-b} où les édifices présentent des caractères limites des deux formations). Ces dunes n'ont pu être datées sur le territoire des feuilles Ile d'Oléron et Marennes et nous avons dû nous reporter en Médoc pour trouver des éléments de comparaison et de datation.

Cette formation est comprise entre deux horizons tourbeux qui ont été datés par la méthode du carbone 14 (feuille Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer, au lieu-dit Plage de Dépé : x = 326,30 ; y = 352,00). Ce système s'est mis en place entre 3000 ± 90 B.P. et 2300 ± 70 B.P. (J. Dubreuilh, 1971).

A la suite de ce premier ensablement plusieurs générations de dunes se sont édifiées tout au long des temps historiques.

Dy_b-Dz, Dz. Dunes actuelles. La côte ouest de la commune de Saint-Trojan sur l'île d'Oléron est soumise à un ensablement particulièrement net. L'administration chargée de la forêt domaniale a mis en place des fascines ou « palissades », parallèles au littoral. La formation d'un cordon dunaire important au niveau de cette protection artificielle est obtenue par la surélévation périodique des fascines. L'accroissement du cordon entraîne une avancée de la plage permettant ainsi l'installation d'une seconde palissade en avant de la première. Ce processus a débuté vers 1820 avec la création de la palissade dite des Pont-et-Chaussées. Depuis cette époque une succession de palissades marque la progression du littoral vers l'Ouest. Les derniers travaux de stabilisation ont été entrepris à partir de 1961 en avant de la palissade de la Libération (1948). Les cordons sont ensuite fixés par des plantations de pins. Depuis 1820, la côte a ainsi gagné, par endroit, 1,5 kilomètre sur le large. En 1972, l'érosion marine reprenait le dessus à la pointe de Gatseau, au Sud de l'île, où elle menaçait de jeunes plantations^(*).

(*) Les renseignements précédents nous ont été communiqués à la maison forestière de Saint-Trojan.

L'ensablement se poursuit également sur le littoral de la presqu'île d'Arvert (forêt domaniale de la Tremblade) et des cordons dunaires y ont été créés artificiellement. Au Sud du territoire de la feuille, ce phénomène ne semble pas exister et les variations du littoral sont plus difficiles à saisir par manque de précision des documents cartographiques anciens.

Autres formations

Fz. Alluvions récentes. Argile sableuse et tourbe. L'installation des formations dunaires sur le littoral a empêché le drainage des eaux douces vers la mer entraînant ainsi la création de plaines marécageuses et tourbeuses. Le marécage situé à l'Ouest d'Arvert a pu être assaini grâce au percement d'un canal au Sud de la Tremblade, qui draine les eaux vers la Seudre.

Ces alluvions donnent des sols noirs argileux, sableux et tourbeux. Elles sont vraisemblablement peu épaisses. Près des Mathes, elles ont 0,60 m d'épaisseur et recouvrent des sables blancs dunaires (Dya).

MzG, Mzs, Mzs/Dz. Cordons littoraux actuels. Les cordons littoraux actuels sont constitués par des levées de galets le long de la côte est de l'île d'Oléron à hauteur d'Ors (pointe Blanche) ou, le plus souvent, par des levées de sable formant la Grande Plage de l'île d'Oléron et la Côte Sauvage de la presqu'île d'Arvert.

A la pointe de Gatseau (Sud de l'île d'Oléron) un changement du tracé de la côte est intervenu entre 1959 et 1972 : la mer a détruit d'anciens cordons sableux et a construit de nouvelles plages en retrait des premières (Mzs/Dz).

MFza. Vases sableuses brunes (schörre). Sur l'estran^(*) il existe parfois, en amont des cordons littoraux et des digues, un schörre^(**) généralement étroit (marais de Brouage, la Plage de Marennes, pointe du Galon d'Or, Saint-Trojan). Ces schörres, recouverts de plantes halophiles, se forment par décantation des silts et argiles qui sont en suspension dans les eaux de marées à fort coefficient.

MFzb, FMzb. Vases et vases sableuses. Les slikkes^(***) qui se trouvent de part et d'autre du Coureau d'Oléron sont très développées ; elles dépassent parfois 3 kilomètres de large et ont une pente douce. Ces slikkes sont envahies par une vase brune parfois sableuse se mettant partiellement en suspension à chaque marée.

Le colmatage du Coureau d'Oléron apparaît nettement à marée basse où il ne forme plus qu'un étroit chenal de 250 à 500 mètres de largeur. Actuellement, le pertuis de Maumusson semble être le lieu privilégié par lequel s'effectue la vidange des eaux de la Seudre.

L'épaisseur des vases sableuses de la slikke a été contrôlé par les sondages exécutés pour l'établissement du viaduc d'Oléron. Elle varie de 0,50 à 19,50 m pour le sondage n° 2 (— 18,25 m N.G.F.).

X. Remblais. Les remblais ont été représentés en fonction soit de leur importance volumétrique, soit de leur nature particulière. Il s'agit :

- d'ordures déposées dans des carrières désaffectées ou amassées en buttes artificielles ;
- de certaines digues de protection dont l'enrochement a pu être effectué avec des matériaux importés (en particulier les roches cristallines de la pointe d'Oulme au Château et la pointe aux Herbes à Ronce-les-Bains) ;
- de certaines constructions en mer comme la cale du rocher d'Ors ;

(*) Partie de la côte recouverte à marée haute. L'estran est divisé en schörre et slikke.

(**) Terme d'origine hollandaise désignant la partie haute de l'estran fixée par des plantes halophiles.

(***) Terme d'origine hollandaise désignant la partie basse de l'estran.

- de l'ancien glacis des fortifications du Château-d'Oléron dressé à partir des matériaux retirés des fossés ;
- des vestiges d'habitations ruinées comme à la Touche (rive gauche de la Seudre).

SÉDIMENTS MEUBLES DE LA BAIE DE MARENNES—OLÉRON

ET DU PERTUIS DE MAUMUSSON

Dans le cadre de la feuille Marennes, l'étude des fonds marins est incomplète et, seule, la partie orientale, située entre l'île d'Oléron et le continent a pu être représentée.

Les renseignements donnés sur la carte résultent des travaux exécutés par la Direction départementale de l'équipement de la Charente-Maritime et l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine exposés dans la thèse de M. Tesson (1973)^(*). Nous ne pouvons que recommander au lecteur de se référer à cet ouvrage.

Signalons cependant que le comblement de la baie de Marennes—Oléron et du pertuis de Maumusson est surtout sensible dans la partie sud (embouchure de la Seudre, banc de Trompe-Sot) alors que, plus au Nord, il n'y aurait que des remaniements de dépôts en place.

Les sables pénétreraient par le pertuis de Maumusson et seraient susceptibles, par le jeu des courants de marées, d'être transportés jusqu'au Nord du banc de Lamouroux.

Au Sud aussi, la sédimentation fine est active. Les teneurs en carbonates de ces vases et sables sont généralement inférieures à 30 %.

L'origine des sédiments est difficile à établir. On pense cependant qu'une partie des sables proviendrait des dunes littorales du pertuis de Maumusson, fortement attaquées par les houles.

TECTONIQUE

La tectonique de la région saintongeaise est simple : elle est caractérisée par de larges anticlinaux et synclinaux parallèles (synclinal de Saintes, anticlinal de Gémozac), orientés du Nord-Ouest vers le Sud-Est suivant la direction *sud-armoricaine*.

Le territoire de la feuille Marennes est situé sur le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Gémozac, comme l'indique la coupe géologique de la figure 1 ; le marais de Brouage recouvre le sommet de l'anticlinal. Le pendage moyen des couches est de 2 à 5 grades ; il peut être localement plus fort.

Ces larges mouvements de terrain sont parfois compliqués par des failles. L'existence des affleurements n'a pas permis d'en mettre en évidence. La faille qui figurait sur l'île d'Oléron (carte géologique à 1/80 000 La Rochelle, 2ème édition) a même été supprimée : aucun contact anormal entre les formations du Purbeckien et celles du Cénomaniens inférieur n'a été décelé (voir coupe de la figure 2).

Tectonique anté-cénomaniens

Avant le dépôt des terrains cénomaniens, les assises jurassiques ont subi les effets d'une tectonique apparemment calme. Ces assises avaient un pendage sud-ouest lorsque les premiers dépôts cénomaniens s'effectuèrent. L'angle formé entre le pendage des terrains cénomaniens et celui des terrains jurassiques est faible, mais cette discordance angulaire est difficile à évaluer sur le terrain puisque le contact Jurassique/Cénomaniens est bosselé.

(*) M. Tesson (1973) — Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes—Oléron (France). Thèse 3ème cycle, université Bordeaux I.

Tectonique post-crétacée

Elle est responsable de la formation des anticlinaux et synclinaux qui affectent le Jurassique et le Crétacé supérieur. Ces mouvements orogéniques sont contemporains du plissement pyrénéen. Ils ont commencé vraisemblablement dès le Cénomaniens et se sont poursuivis durant le Tertiaire, mais l'absence de dépôts tertiaires sur le territoire de la feuille Marennes ne permet pas de préciser davantage l'âge de cette tectonique.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les eaux souterraines sur le continent

En rive droite de l'estuaire de la Soudre affleurent les assises du Cénomaniens. Elles sont bordées par les marais constitués de formations récentes (bri) mal compactées.

La bande de terre allant de Marennes à Bourcefranc comporte au Sud-Ouest les affleurements calcaires, tandis que les sables et sables argileux affleurent au Nord-Est.

Ce doublet sédimentaire provoque une subdivision de la nappe phréatique.

Un aquifère discontinu à porosité d'interstices se développe au Nord-Ouest et au Sud-Est de Marennes entre le Lindron et le Bois de Pins. La circulation sur joints et diaclases obliques est illustrée par l'étude du captage communal (681-4-3). Une tranche microkarstifiée très superficielle se développe entre la surface et 6 m de profondeur. A ce niveau, un joint marneux de puissance métrique sert de limite microstructurale et d'imperméable. La nappe concernée est sous l'influence directe de la climatologie externe.

Une autre tranche aquifère s'étend sous la première entre 7 et 15 m sous le sol.

Les essais de pompage de longue durée entrepris lors de la réception de l'ouvrage ont montré que cette portion de nappe était en relation avec le chenal du Lindron distant de 75 m à l'Ouest. Ce chenal contenant de l'eau saumâtre constitue une zone d'alimentation artificielle avec laquelle il faut compter pour éviter toute perturbation dans la qualité physico-chimique des eaux souterraines.

Au Nord de la RN 728 la nappe développée dans un aquifère à porosité d'interstices semble n'avoir que de faibles réserves dans la mesure où les faciès sableux ont une faible perméabilité, une extension réduite, au profit de récurrences calcaires et calcaréo-gréseuses répétées (5 sur 26 m) et compactes.

A cela s'ajoute la présence de lentilles d'argiles plastiques, noires, avec intercalations micacées et amas pyriteux.

Le micro-aquifère multi-couche n'a d'intérêt que dans le cadre de l'alimentation de maisons particulières ou de fermes (quelques centaines de litres à l'heure).

Dans la presqu'île de Bourcefranc et du Chapus quelques puits et forages ne dépassant pas 15 m de profondeur ont rencontré des venues relativement plus importantes (1,5 à 2 m³/h) dans les alternances de sables et calcaires du Cénomaniens comme dans les lentilles sableuses quaternaires. Malheureusement certains ouvrages ont dû être abandonnés en raison de l'intrusion d'eau saumâtre au sein du substratum déjà envahi ou à travers les alluvions récentes.

En rive gauche de l'estuaire des reconnaissances plus profondes ont été tentées autrefois à Étaules, la Tremblade et Ronce à travers les couches du Crétacé.

Pour le forage de la Tremblade, qui aurait atteint 126 m de profondeur et dont nous n'avons pu retrouver la coupe descriptive, différents contrôles de la qualité de l'eau ont été faits au fur et à mesure de l'avancée de la sonde en-dessous de 37 m de profondeur.

La concentration des venues d'eau nous fait penser à des circulations microkarstiques au sein d'horizons carbonatés.

Des venues d'eau douce ont été notées à 65 et 85 m sous le sol. Des venues d'eau saumâtre ont été repérées à 56 et 120 m sous le sol.

La présence de ces dernières peut s'expliquer en fonction du plongement régulier vers le Sud-Ouest des couches du Cénomaniens et du Turonien qui sont recouvertes directement ou indirectement dans les zones d'alimentation par les eaux estuariennes.

Des reconnaissances plus récentes et moins profondes ont été tentées dans les calcaires microcaverneux du Santonien jusqu'à 11,50 mètres.

La présence de vacuoles et de chenaux liés à l'histoire de la Seudre proche et des variations du niveau de base a permis à une blanchisserie de la ville d'obtenir 4 m³/h d'eau de bonne qualité pour un rabattement faible (1,5 m).

Plus au Sud-Ouest les tentatives de forages effectuées dans les marno-calcaires du Campanien se sont toutes soldées par des échecs.

Le long du pertuis de Maumusson et de la côte atlantique les alluvions argileuses sont recouvertes par les sables dunaires et une nappe à porosité d'interstices se développe sur plusieurs dizaines de mètres.

Elle a été captée dans la commune de Mathes au lieu-dit la Palmyre (feuille Tour-de-Cordouan à proximité immédiate de la limite sud de la présente coupure).

Il s'agit de forages de 10 m de profondeur qui produisent entre 5 et 7 m³/h.

Les eaux sont ferrugineuses et doivent être préalablement traitées.

Les particuliers font creuser de nombreux puits et forages d'une profondeur voisine de 10 m, mais le rendement de ces ouvrages est en général mauvais en raison de la simplicité du captage (absence de massif de graviers).

Les eaux souterraines dans l'île d'Oléron

Toutes les recherches entreprises au profit des collectivités sont guidées en fonction de la proximité de la mer, afin d'éviter toute intrusion d'eau saumâtre.

C'est donc près de la limite entre Jurassique supérieur et Crétacé supérieur que sont implantés les captages du Château (681-3-8).

Les ouvrages de production d'eau souterraine de la commune de Saint-Trojan (681-3-2 et 9) font exception dans la mesure où le massif dunaire est fort bien développé au Sud-Ouest de l'île et crée au-dessus des calcaires turoniens une zone importante d'accumulation temporaire des eaux d'infiltration.

Le transit vertical est rapide dans la mesure où le sable éolien est pur (sans inclusion argileuse) et repose sur un substratum très karstifié (diaclasses obliques ouvertes, chenaux).

Les forages ont dans cette commune 10 à 12 m de profondeur. Le débit de chacun d'eux évolue selon la saison entre 10 et 15 m³/h.

Les autres captages communaux cités précédemment sont implantés dans les sédiments du Cénomaniens et captent les horizons carbonatés (calcaires et grès fissurés du Cénomaniens moyen) ainsi que les horizons sableux du Cénomaniens inférieur.

Ces derniers constituent un aquifère multicouche complexe dans la mesure où les faciès poreux perméables sont séparés par de nombreux passages argileux riches en pyrite.

La baisse de niveau semble s'être stabilisée ; elle était voisine de 4 m à l'étiage en 1973.

Le potentiel disponible évolue selon les qualités hydrauliques des sables (la transmissivité varie entre 8,7.10⁻⁴ m²/s : Fontembre et 3,6.10⁻³ m²/s : le Labeur (feuille géologique Ile d'Oléron n° 657). La valeur moyenne 1.10⁻³ m²/s semble représentative pour cette nappe du Cénomaniens inférieur.

La production horaire s'échelonne ainsi entre 100 m³/h (le Riveau) et 22 m³/h (le Labeur n° 1).

Les risques d'invasion brutale par l'eau saumâtre sont sérieux en particulier dans les formations carbonatées et fissurées. Un exemple nous en est donné par le forage du puits salé (681-3-5) qui atteint 79,5 m de profondeur et traverse les calcaires du Sénonien et du Turonien.

Sur ce puits, distant de la mer de 4 km, un pompage de longue durée a été tenté. Le contrôle de la qualité chimique de l'eau a montré qu'après 85 heures de pompage, la concentration en chlorures montait très rapidement sans qu'apparaisse un quelconque palier.

Le forage a dû être abandonné en raison de la traversée d'un horizon fissuré relié rapidement à l'océan proche.

Dans le Cénomaniens, l'hétérogénéité lithologique rend la recherche fort délicate.

Les variations latérales de faciès sont très rapides (à l'échelle décimétrique ou moins) et provoquent localement la fermeture totale de l'aquifère par remplacement des sables au profit des argiles. La présence de pyrite diffuse ou en amas au sein de cet aquifère multicouche provoque par lessivage un fort enrichissement de l'eau en fer. La concentration est telle qu'elle nécessite chaque fois une déférisation (teneur variable entre 5 et 8 mg/l).

Dans le Jurassique, la microkarstification est également sujette à variations brutales. A cela s'ajoutent :

— les colmatages du fait du remplissage des fissures et joints par des argiles de décalcification,

— les variations latérales de faciès au sein du Portlandien (faciès purbeckien). C'est le cas en particulier dans la région du Château où apparaissent, à quelques mètres sous le sol, les marnes plastiques noires souvent envahies par de fines passées gypseuses.

Leur présence provoque, du fait du lessivage *per descensum* par les eaux d'infiltration, l'apparition d'un faciès hydrochimique particulier (eaux séléniteuses).

En profondeur, le toit du Jurassique masqué par le Cénomaniens a été reconnu sur quelques mètres seulement au Riveau et au Labour (Ile d'Oléron, feuille géologique n° 657).

Il est composé de calcaires blanchâtres compacts à fissuration très hétérogène sur les deux premiers mètres. Celle-ci disparaît ensuite.

La fermeture par compacité de l'ensemble du Jurassique sur le continent a été vérifiée dans les forages profonds de Rochefort et de Fontenêt.

Il y a tout lieu de croire que cette compacité se poursuit vers l'Ouest (aussi bien de part et d'autre de l'estuaire de la Seudre que dans l'île d'Oléron) comme l'ont montré les études sédimentologiques et structurales.

En définitive des aquifères simples, discontinus ou multicouches, complexes, se développent dans une tranche de terrain pouvant atteindre 100 à 130 m au maximum. Au-delà les chances de réussite par forage paraissent très aléatoires.

SUBSTANCES MINÉRALES

Moellons, pierres de taille, matériaux d'empierrement. Actuellement une seule carrière reste en exploitation. Il s'agit d'une carrière ouverte dans les calcaires du Cénomaniens moyen pour les besoins de la construction et de la voirie.

Autrefois pour la construction locale, les calcaires du Purbeckien et du Cénomaniens moyen étaient utilisés ainsi que les calcaires détritiques du Cénomaniens inférieur et les calcaires crayeux du Campanien supérieur (Cravans). L'extraction se faisait dans des carrières de petite taille qui sont fréquemment en voie de comblement par des ordures ménagères et des déblais de construction.

Sables et graviers. FW et RFW. Les sables et graviers quartzeux des alluvions anciennes ne sont pas utilisés. Ils sont mélangés à de l'argile et leur épaisseur est souvent trop faible.

D, Dya, Dyb, Dz. Les sables dunaires ont une grande extension et des épaisseurs de plusieurs mètres, voire de dizaines de mètres pour certains édifices dunaires. Ils participent à la protection du littoral et ils sont eux-mêmes protégés de l'exploitation par

les forêts domaniales de Saint-Trojan, la Tremblade, la Coubre. Les autres secteurs sont construits (la Tremblade, Ronce-les-Bains, Saint-Trojan, Vert-Bois,...). Il n'y a donc pas d'extraction suivie, mais de nombreux petits grattages permettent de couvrir les besoins de la construction locale.

Myc, MZG. Les cordons littoraux anciens et actuels sont composés de sables coquilliers et de galets calcaires. Ils sont d'extension et d'épaisseur faibles, de plus ils contribuent à protéger la côte des incursions marines. Ils ne sont pas exploités.

c1. Les sables et galets quartzeux du Cénomanien inférieur étaient autrefois extraits de l'îlot de la Cabane Salée et au Nord-Est de Marennes. Ils ont été utilisés dernièrement pour le soubassement des déviations routières de Marennes.

Argiles. c1. Les argiles du Cénomanien inférieur ne sont plus exploitées pour la fabrication de tuiles et briques.

FMya, MFya. Le bri du marais a été utilisé comme matière première par la briqueterie de la Tremblade.

Tourbe. Les niveaux tourbeux contenus dans le bri (MFya) sont signalés pour mémoire. Dans le marais de Rochefort (carte géologique à 1/50 000 n° 658) ils ont une extension et une épaisseur réduites.

Gypse. Les faciès purbeckiens renferment des niveaux de gypse. Sur le territoire de la feuille géologique à 1/50 000 Ile d'Oléron (n° 657), les niveaux reconnus sont minces (quelques décimètres) et lenticulaires.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS 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 les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Aquitaine, avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac et à son annexe : 27, avenue Robert Schuman, 86000 Poitiers, soit au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOISSELIER A. (1891) — Excursion géologique au Port-des-Barques. *Ann. Soc. Hist. nat. de Charente inférieure*, t. XXVIII, p. 39-52.
- CAILLEUX A. (1946) — Les formations superficielles de la feuille de Saintes au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 221, t. 46, p. 131-137.
- DUPLAIX S. (1950) — Origine des sables de deux coupes de plage des environs de la pointe de la Coubre (C.M.) et leurs variations minéralogiques en fonction des conditions météorologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XX, p. 239-244.
- FRIDMAN R. (1953) — Océanographie. Les minéraux argileux des vases côtières de l'Atlantique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 236 (avril-juin 1953).
- FRIDMAN R. (1957) — Généralité des phénomènes périglaciaires wurmiens sur le littoral et les Iles de la Charente-Maritime. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 585-596.

- GABET C. (1968) — La transgression flandrienne en Aunis et Saintonge. Nouvelles observations dans le marais. Actes 93ème Congr. nat. Soc. sav., Tours, sect. Géogr.
- GABET C. (1969) — Le marais de Brouage. *Bull. Soc. Géogr. de Rochefort*, 2ème sér., t. II, n° 6.
- GABET C. (1969) — La phase terminale de la transgression flandrienne sur le littoral charentais. INQUA, 8ème congrès intern. Paris, p. 197.
- GABET C. (1971) — Les variations des lignes du rivage d'Aunis et de Saintonge. *Ann. Soc. des Sciences naturelles*, Charente-maritime, mars 1971, vol. V, fasc. 3
- MANÈS W. (1852-53) — Description physique, géologique et minéralogique de la Charente inférieure. Imprimerie P. Dupont, Paris, in 8°, 270 pages, 1 carte géol. à 1/500 000.
- MARRE J. (1940) — Notes géologiques sur la presqu'île d'Arvert. *Actes Soc. lin. Bordeaux*, t. 91, p. 72-93.
- NIJS R. (1967) — Découverte d'une tourbe profonde sous l'Argile à Scrobiculaires du marais poitevin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 265 (13.11.67), série D, p. 1441.
- PAPY L. (1941) — Les aspects naturels de la côte atlantique de la Loire à la Gironde. Delmas, 302 p., Bordeaux.
- PAWLOWSKI A. (1908) — Le golfe d'Aunis (de la Rochelle à Fouras) à travers les âges, d'après la géologie, la cartographie et l'histoire. *Bull. Géogr. hist. et descrip.*, t. 23, p. 410-438.
- PERVINQUIÈRE L. (1909) — Feuille de Saintes. Comptes rendus des collaborateurs. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 19, n° 122, p. 48-51.
- TESSON M. (1973) — Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes—Oléron (France). Thèse 3ème cycle, Sciences de la Terre, université de Bordeaux I, 139 p., 68 pl.
- ROEHRICH Ch. (1941) — Sur la constitution du bri charentais. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 213, n° 18, p. 623-625.
- VERGER F. (1968) — « Marais et Wadden » du littoral français. Publié avec le concours du ministère de l'Éducation nationale. In 8°, 544 pages, 2 cartes h.-t.
- WATERLOT G. et POLVÊCHE J. (1953) — Structure géologique de l'Aunis (feuille de La Rochelle au 1/80 000). C.R. collab. pour la campagne de 1952. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LI, n° 239, p. 335-341.
- WATERLOT G. et POLVÊCHE J. (1953) — L'influence des plissements post-jurassiques en Aunis. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 236, n° 7, p. 726-728.
- WELSCH J. (1927) — Modifications anciennes et actuelles des côtes du Centre-Ouest et du Sud-Ouest de la France. *Bull. sect. Géogr.*, 1926, Imp. nationale, 45 p.

Autres publications

BARUSSEAU J.P., MARTIN G. (1971), BAUDOIN (1949), BOYÉ M. (1954), BOUSQUET Ph. (1967), DONZE P. (1960), DUBREUILH J. (1971), FRIDMAN R. (1954), LANCERON F. (1976), MUSSET G. (1887), PAWLOWSKI A. (1902, 1905), PECHIER M., RECLUS E. (1967), WELSCH J. (1907).

Cartes consultées

– *Cartes géologiques de la France à 1/80 000*

Feuille *La Rochelle* n° 152 : 1ère édition (1891) par A. BOISSELIER.

2ème édition (1958) par G. WATERLOT et J. POLVÊCHE.

Feuille *Saintes* n° 161 : 1ère édition (1910) par LINDER, PERVINQUIÈRE et BORDAGE.

2ème édition (1952) par P. GILLARD et A. CAILLEUX.

– *Cartes géologiques à 1/500 000* du département de la Charente Inférieure par W. MANÈS (1852).

– *Cartes topographiques* de Cassini.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par B. BOURGUEIL et P. MOREAU avec la collaboration de J. DUBREUILH pour les formations dunaires et J. VOUVÉ pour l'hydrogéologie.

Le texte traitant des sédiments meubles de la partie marine a été rédigé à partir de la thèse de Michel TESSON (1973).

L'étude de la microfaune du Cénomaniens et du Campanien supérieur a été réalisée par P. ANDREIEFF (B.R.G.M.—SGN/GEO, Orléans).