

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BELIN À 1/50 000**

par

J.P. PLATEL

1992

Éditions du BRGM — BP 6009 — ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

– *pour la carte* : PLATEL J.P. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Belin** (850) – Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. PLATEL (1992), 66 p.

– *pour la notice* : PLATEL J.P. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Belin** (850) – Orléans : BRGM, 66 p. Carte géologique par J.P. PLATEL (1992).

© BRGM, 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1850-X

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	7
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	22
<i>UNITÉ BIOSÉDIMENTAIRE DU BASSIN D'ARCACHON</i>	33
DONNÉES STRUCTURALES	34
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	36
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	45
<i>PÉDOLOGIE ET VÉGÉTATION</i>	45
<i>OCCUPATION DU SOL, CULTURES ET ACTIVITÉS</i>	46
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	46
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	50
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	55
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	55
<i>ITINÉRAIRES D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE</i>	59
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	62
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	65
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	66
AUTEUR	66
ANNEXE 1 : INVENTAIRE DES MOLLUSQUES DU MIOCÈNE MOYEN DE LA RÉGION DE SALLES	
ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES STRATIGRAPHIQUES	
ANNEXE 3 : LOG SYNTHÉTIQUE DU FORAGE MIOS 2 BIS	
ANNEXE 4 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES PROFONDS	

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située dans le Sud-Ouest du département de la Gironde pour la majeure partie de son territoire, alors que le secteur de Sanguinet s'étend sur une faible surface au Nord de celui des Landes, la feuille Belin correspond à l'arrière-pays du lac de Cazaux-Sanguinet qui se trouve juste au Sud-Ouest ; elle est traversée du Sud-Est au Nord-Ouest par la basse vallée de l'Eyre (aussi dénommée Grande-Leyre). La moitié sud-orientale du territoire de la feuille fait partie de la Grande-Lande, région naturelle à cheval sur les départements des Landes, de la Gironde et du Lot-et-Garonne, l'autre moitié appartenant au pays de Buch.

CADRE GÉOLOGIQUE

Cette carte se trouve dans la partie septentrionale du système deltaïque des landes de Gascogne, vaste appareil continental progradant vers l'Ouest, où se superposent une dizaine de formations sableuses ou argileuses, d'âge miocène à quaternaire.

La feuille comprend deux zones naturelles aux superficies égales, grossièrement séparées par la vallée de l'Eyre :

- la plus grande, à l'Ouest de la rivière, fait partie de la vaste plaine landaise recouverte de sables quaternaires éolisés en surface, témoins de la fin du comblement du centre du bassin d'Aquitaine, qui s'est effectué depuis le Miocène par la superposition de formations continentales détritiques, parfois puissantes de plus de 90 m ;
- à l'Est, la morphologie est plus contrastée, avec les entailles de la vallée de l'Eyre et de ses petits affluents, au fond desquelles affleurent les terrains les plus anciens jusqu'aux faluns marins du Miocène moyen ; la majorité de cette plaine est constituée par Formation de Belin, quaternaire.

La monotonie de ces étendues très faiblement pentées vers l'Ouest (0,5 %) contraste avec l'importante structuration profonde qui existe depuis la base du Crétacé jusque dans la partie moyenne du Tertiaire ; c'est ce qui fait le grand intérêt de cette feuille et de ses voisines pour la connaissance de l'évolution géodynamique du bassin de Parentis, en relation avec l'ouverture du golfe de Gascogne et la création de la marge sud-armoricaine.

Entre le Nord-Est et le Sud-Ouest de la carte, le toit du Crétacé s'abaisse plus ou moins régulièrement de 0 à - 1 700 NGF. Plusieurs structures failées ou anticlinales, de direction NW-SE, accidentent ce monoclin profond : les plus importantes sont la faille de l'Eyre qui suit la vallée depuis Facture jusqu'à Belin, et la structure de Lugos.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La série lithostratigraphique des terrains affleurants se résume ainsi de bas en haut :

- **Miocène moyen, Serravallien (Faluns de Salles)** : calcaire gréseux coquillier.
- **Miocène moyen (à supérieur ?) (Formations des Sables fauves et des Sables verts)** : sables argileux orangés et sables verdâtres plus ou moins gréseux.
- **Pléistocène inférieur (Formation de Beliet)** : sables argileux micacés et argiles gris-bleu.
- **Pléistocène inférieur (Formation de Belin)** : graviers blanchâtres.
- **Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur (Formation du Sable des Landes l.s.)** : sables fins blanchâtres (Formation de Castets) et sables hydro-éoliens au sommet (Sable des Landes s.s.).
- **Holocène, période subboréale** : édifices dunaires de type parabolique.
- **Holocène (terrasses alluviales)** : sables et graviers.
- **Alluvions récentes** : argiles, tourbes et sables.

Du point de vue économique, la carte est traversée du Nord au Sud par la RN 10, par l'autoroute A 10 à l'Est et par la voie ferrée Paris-Irun à l'Ouest ; l'habitat est regroupé dans les principales agglomérations le long de la vallée de l'Eyre : Belin-Beliet (2 700 habitants), Salles (2 900 hbts), Mios (2 500 hbts), Le Teich (2 100 hbts), grandes communes faisant partie du parc naturel régional des landes de Gascogne dont l'emprise, centrée sur la vallée de l'Eyre, couvre presque toute la carte.

Dans le coin nord-ouest de la feuille commence l'agglomération de Gujan-Mestras (6 700 hbts), en bordure du bassin d'Arcachon, commune à vocation ostréicole et touristique. Cette dernière activité est également très importante pour Sanguinet (1 300 hbts) en bordure du lac, au Sud-Ouest de la carte. Les communes du Barp et de Lugos sont moins peuplées, avec 1 200 et 400 habitants.

Les principales ressources agricoles sont l'exploitation des forêts — dont certaines domaniales — de pins maritimes et, depuis quelques dizaines d'années, la production intensive de maïs sur de très vastes périmètres irrigués par de grands systèmes hydrauliques sur pivots.

Du point de vue industriel, cette région possède le petit champ pétrolier de Lugos, en production depuis le milieu des années 50, et une très importante usine de pâte à papier de la Cellulose du Pin fait vivre encore la région de Facture, alors que Belin a longtemps été le siège d'usines de constructions mécaniques, aujourd'hui fermées.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le tracé des contours géologiques au Nord-Est de la vallée de l'Eyre, basé sur des études lithostratigraphiques, a été réalisé à partir de l'analyse des carrières, affleurements et zones subaffleurantes, et précisé par les traits morphologiques dévoilés par l'examen des stéréo-photographies aériennes des missions IGN récentes.

Comme dans tout le domaine landais, la cartographie de ce secteur a été traitée comme un écorché géologique faisant apparaître la répartition des premières formations « affleurant » sous la pellicule continue de Sable des Landes éolisé ; cependant, les dunes paraboliques les plus importantes ont été figurées.

Cet écorché a été réalisé à partir de l'interprétation des nombreux forages d'eau et géotechniques suffisamment bien décrits, dont la succession lithologique a été comparée et mise en corrélation avec les coupes de sondages stratigraphiques réalisés pour l'établissement de la carte, quelquefois étagées du point de vue biostratigraphique.

Sur le territoire de la carte, ont ainsi été effectués 57 sondages de reconnaissance à la tarière ou au rotary, dont le plus profond a atteint 53 m, totalisant 2 884 m forés (voir coupes résumées, annexe 2).

Grâce à cette prospection, quatre formations continentales ont pu être représentées à l'affleurement dans ce domaine, alors que l'ancienne carte à 1/80 000 ne représentait que le recouvrement monotone du Sable des Landes surmontant, dans la vallée de l'Eyre, la formation marine des faluns « helvétiques » de Salles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Traversé par une soixantaine de forages profonds de recherche pétrolière (*), le substratum antémiocène de cette région est bien connu, du moins au Sud-Ouest de la vallée de l'Eyre et au droit du secteur de Lugos. Alors que deux forages seulement ont exploré le secteur au Nord de la vallée (Beliet 1 et Argenteyres 2), la répartition des autres sondages est assez homogène entre le bassin d'Arcachon et Sanguinet ; toutefois, 38 forages ont été réalisés autour de la structure de Lugos et de ses extensions occidentales, dont 29 dans la concession d'exploitation.

La majorité des forages ont été arrêtés dans la base du Crétacé inférieur ou dans le sommet du Jurassique. Trois seulement ont touché le socle paléozoïque à une profondeur importante, mais ne dépassant pas 3 800 m (Le Teich 1, Le Teich 2 et Mios 2 bis) ; ces sondages d'exploration ont reconnu une série mésozoïque complète, et la plus ancienne formation sédimentaire traversée est le Trias.

(*) Voir coupes résumées en annexe (annexe 4).

Dans la moitié sud-occidentale de la carte, les formations du Crétacé inférieur anté-Albien sont souvent absentes, car elles ne se développent que dans le bassin de Parentis, très subsident à cette époque.

Paléozoïque

C'est juste au Sud du bassin d'Arcachon que le socle paléozoïque a été touché par 3 forages : à partir de 3 412 m de profondeur au Teich 2 et 3 563 m au Teich 1, puis 3 679 m à Mios 2 bis (*) ; sa profondeur est supposée atteindre 4 000 à 4 500 m au Sud-Ouest de la carte, mais ne pas dépasser 3 300 m dans le secteur du Barp.

Dans les 3 sondages, le Paléozoïque est constitué par une même formation comprenant des alternances de :

- schistes argileux à aspect satiné, de couleur verdâtre à rosée en tête et devenant noirâtres car chargés de matière organique carbonneuse vers le bas des sondages. Au Teich 2, les schistes sont parcourus de fréquentes veines de quartz ;
- dolomies fissurées plus ou moins chargées d'oligiste dans les deux sondages du Teich ;
- grès-quartzites.

Une étude récente des carottes de schistes ampéliteux du sondage du Teich 1 n'a révélé que peu d'éléments de datation (Paris *et al.*, 1988). Cependant, quelques graptolites ont été recueillis à 3 710 m de profondeur ; bien que mal conservés, ils font partie des *Monograptidae*, famille représentée depuis le Llandovery jusqu'à l'Emsien. Les terrains paléozoïques du secteur de Mios-Le Teich sont donc en partie d'âge silurien.

Trias

Les terrains continentaux triasiques sont les dépôts les plus anciens du comblement du bassin. Ils s'organisent en prismes sédimentaires déposés dans des demi-grabens orientés N50-60E, séparés par des grands accidents synsédimentaires (Curnelle, 1983). La puissance totale du Trias varie de 50 à 200 m environ (192 m au Teich 2). Ces faibles épaisseurs s'expliquent par l'existence d'une de ces grandes failles qui traverserait, selon R. Curnelle, toute la feuille, passant entre Mios et Le Teich et délimitant des blocs surélevés au Nord-Ouest et une zone effondrée vers le Sud-Est ; dans cette dernière, il est possible que la puissance du Trias soit notablement plus importante à cause de l'accumulation des dépôts détritiques.

À Mios 2 bis, situé juste au pied du talus de la faille, la série lithologique est dominée par les faciès détritiques grossiers : conglomérats gréseux sur 25 m environ à la base, surmontés par des grès blancs fins à moyens, d'une épaisseur égale. Au Teich, situé de l'autre côté du bloc soulevé, les conglomérats sont réduits à quelques mètres et sont recouverts directement par

(*) Voir log synthétique en annexe (annexe 3).

des argiles bariolées à anhydrite et dolomie (60 m environ), d'environnement de sebkha ; des grès fins et des silts argileux plus ou moins compacts les surmontent sur 90 m environ.

Lias inférieur basal

Une petite assise de calcaire micritique plus ou moins argileux, très dolomitisé (« dolomie de Carcans »), sépare les faciès détritiques triasiques de l'Hettangien évaporitique. Épaisse de 25 m à Mios 2 bis et de 24 m au Teich 1, elle est absente au Teich 2.

Grâce aux associations palynologiques, R. Curnelle (1983) a indiqué que cette formation était diachrone sur l'ensemble du bassin d'Aquitaine, plus vieille au centre que sur les bordures. Sur le territoire de la carte Belin, elle serait d'âge rhétien supérieur dans le secteur sud-est et hettangien basal au Nord-Ouest, notamment au Teich, à Mios et sous le bassin d'Arcachon.

Au bassin évaporitique triasique, engendré par une subsidence tectonique active en système distensif, succède le bassin évaporitique concentrique hettangien, caractérisé par la très puissante « Formation à anhydrite ». Elle est constituée par une monotone alternance d'anhydrite blanche à grise compacte, de fines passées d'argiles gris noirâtre, de bancs de dolomicrite beige à grise, et d'intercalations de sel translucide.

Le secteur de Belin—Sanguinet se trouve sur le bord occidental de ce bassin hettangien où les épaisseurs augmentent de 100 m environ à la limite ouest des cartes jusqu'à plus de 300 m à l'Est (228 m au Teich 1 ; plus de 140 m à Mios 2 bis, par exemple).

Lias inférieur à moyen

Les évaporites sont surmontées par des calcaires dolomicritiques grisâtres à beiges, à passées marneuses, évoluant vers des micrites localement, graveleuses ou bioclastiques dans le haut de la formation ; leur base est rapportée au Sinémurien et le sommet au Pliensbachien.

La formation, épaisse de 77 m à Mios, se réduit rapidement à moins de 50 m au Teich 2 et est même absente au Teich 1, indiquant une zone haute probable dans ce secteur durant le Lias.

Lias supérieur

Cette tendance au non-dépôt et/ou à l'érosion est encore plus nette au Toarcien, dont les terrains n'ont été traversés qu'à Mios et au Teich 2 sous des épaisseurs réduites à 10 et 20 m, alors qu'ils sont absents au Teich 1 ; à Lugos 101, ils ne représentent que 3 m de dépôts seulement.

Ils sont constitués de marnes et d'argiles gris foncé, plus ou moins dolomitiques, à lits micacés et nodules pyriteux. Quelques ammonites et bélem-

nites, trouvées en carottage dans des sondages hors du secteur, témoignent de la plus grande ouverture sur le large à cette époque.

Jurassique moyen

Au-dessus s'est sédimentée une série assez homogène de calcaires micritiques bruns, gris ou beiges, à intercalations de marnes noirâtres, caractérisés par l'abondance des microfilaments. Cette « Formation de Mézos » a une puissance assez constante entre 100 et 135 m. Cependant, des réductions de dépôts s'observent à l'aplomb de la structure du Teich (13 m de calcaire argileux gris foncé au Teich 1, correspondant plutôt au sommet de la formation).

Oxfordien supérieur

Il ne semble pas que la « Formation des calcaires à protoglobigérines » ou « Dalle de Lacq », connue plus au Sud à la base de l'Oxfordien supérieur, se soit déposée dans le secteur de Belin : la totalité de la série oxfordienne est représentée par des marnes noires à brunâtres, légèrement silteuses et pyriteuses, à céphalopodes abondants en domaine de plate-forme externe.

Cette formation a une puissance assez constante (entre 80 m au Teich 1 et 118 m à Mios) ; elle se réduit plus nettement sur l'anticlinal de Lugos où elle ne dépasse pas 65 m de puissance.

Kimméridgien

Avec une sédimentation monotone et très active à cette période, les terrains kimméridgiens sont surtout constitués par de très puissantes assises de marno-calcaires gris clair à beiges, à stylolites argileux noirs. Leur épaisseur varie de 600 à 900 m vers l'Ouest, les plus faibles valeurs ayant été reconnues aux forages du Teich.

La base de l'étage est constituée par la « Formation de Saint-Martin », faite de calcaires micritiques beiges à brun foncé (59 m à Mios ; 98 m au Teich 1). Les corrélations diagraphiques entre les sondages du Teich et de Mios mettent en évidence une lacune de 110 m environ à la base de la série kimméridgienne, impliquant le non-dépôt des calcaires de Saint-Martin sur la structure du Teich 1.

La partie moyenne correspond à l'épaisse « Formation des marno-calcaires de Lamarque », caractérisée par des alternances de micrites pelliculaires et de marnes gris foncé à bioturbations (389 m à Mios ; 220 m au Teich 1 ; 203 m au Teich 2). Des ammonites ont été recueillies en carottage à Mios 2 bis, datant le Kimméridgien inférieur.

Le sommet du Kimméridgien est constitué par la « Formation des calcaires à lituolidés », faite de calcaires compacts gris à beige foncé, plus ou moins dolomitisés, de puissance assez constante (422 m à Mios ; 338 m au Teich 1 ; 385 m au Teich 2 et à Lugos 101).

Dans l'ensemble du Kimméridgien, la faune est surtout représentée par des huîtres (*Nanogyra virgula*), des gastéropodes, des lituolidés, des *Verneuilinoides*. Elle correspond à la biozone à *Everticyclammina virguliana*.

Portlandien (à Berriasien)

Pendant la régression fini-jurassique s'est ensuite déposée la « Formation de la dolomie de Mano », classiquement rapportée au Portlandien mais dont le sommet pourrait, dans ce secteur, être d'âge berriasien ; ce sont presque partout des calcaires dolomitiques et des calcaires micritiques gris clair à lits argileux noirâtres. Dans les environs de Sanguinet débute la plate-forme externe à faciès de biomicrites graveleuses, parfois oolitiques, à petits gastéropodes, crustacés, lamellibranches, ostracodes et *Anchispirocyclina*. La diagenèse a fortement affecté cette série, qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque, brune, beige ou blanche, microcristalline, compacte ou bréchique.

La puissance de la formation évolue de manière générale de 450 m au Sud de la carte à 350 m dans le Nord ; cependant, l'épaisseur de la dolomie de Mano est à Mios 2 bis l'une des plus fortes (496 m) qui aient été traversées dans tout le bassin de Parentis.

Néocomien

Après la régression généralisée fini-jurassique, la mer du Crétacé inférieur reste cantonnée dans le bassin de Parentis où la subsidence est très forte suite au rifting qui se produit dans le golfe de Gascogne, dont les effets de la distension atteignent nettement la région de Parentis à cette époque.

Une langue de terres émergées plus ou moins continue traversait la carte du Sud-Est au Nord-Ouest, depuis les landes de Tiremaou et la forêt de Salles jusqu'à la forêt Nezer et Gujan-Mestras ; elle prolongeait les zones émergées qui couvraient la carte Parentis. Elle séparait deux golfes aux bords invaginés, occupés par des milieux de dépôts continentaux (plaine inondable et chenaux fluviaux) à la base, et marins très littoraux (estran et bas-estran) au sommet.

L'épaisseur totale des terrains néocomiens est comprise entre 0 et 120 m environ, les plus fortes étant traversées à Mios 1 (105 m) et au Teich 2 (86 m).

La base de la formation est constituée par des grès conglomératiques, riches en feldspath, d'épaisseur variable suivant la position au sein des chenaux fluviaux (39 m à Mios 2 bis et 22 m à Malakoff 1). Toute la partie inférieure est formée de grès fins à moyens, localement à ciment dolomitique (26 m à Curchade 1 et à Malakoff 1 ; 58 m à Mios ; 32 m à Bilos 1 ; 8 m seulement à Gujan-Mestras 1).

La partie supérieure est constituée par une alternance de marnes et d'argiles sableuses bariolées gris-vert, plus ou moins dolomitisées, de niveaux de grès fins et de quelques passées de lignite ; des calcaires gréseux et graveleux à foraminifères arénacés existent parfois aussi vers le sommet. L'épaisseur

de ces alternances est assez variable : 38 m à Mios 2 bis et 13 m à Curchade 1, pour 8 m à Bilos 1 ; 12 m à Gujan-Mestras 1 et 22 m à Malakoff, pour 9 m seulement à Pereyre 1.

L'ensemble de la série néocomienne correspond aux faciès purbecko-wealdiens dont l'âge varie légèrement en fonction de la situation des dépôts dans le bassin (fig. 1). Les dépôts de la base, de plus en plus récents d'Ouest en Est avec l'avancée de la mer, sont continentaux (plaine d'inondation) ou lagunaires, correspondant au début de la transgression en bordure des terres émergées ; la série alternante s'est déposée dans le domaine margino-littoral ; et des faciès de bas-estran s'installent ensuite avec l'apparition des sédiments clastiques fins, qui se chargent de plus en plus en carbonates à la fin du Néocomien.

Du point de vue stratigraphique, les foraminifères et les ostracodes, fréquents dans tous ces faciès, permettent d'attribuer l'ensemble des dépôts au Valanginien—Hauterivien, les sédiments berriasiens peu épais s'étant limités plus à l'Ouest du secteur cartographié.

Ce sont les grès purbeckiens de la base du Néocomien qui constituent les réservoirs des gisements de Lavergne au Cap-Ferret et de certains forages de Cazaux situés à l'Ouest de la carte.

Barrémien

Une avancée importante de la transgression se produit au Barrémien et les dépôts recouvrent la presque totalité de la feuille, sauf au droit de deux zones restées émergées depuis le Néocomien : la première reconnue par la série des sondages de Lugos-Ouest et Sillac, la seconde par celui de Nezer.

Partout se sont déposés des calcaires microcristallins, micrograveleux, silteux ou localement argileux, sédimentés sur une plate-forme interne assez stable. Ils sont toujours discordants sur les terrains sous-jacents et une dolomitisation peut les affecter localement (Beliet 1, Le Teich 1, Pereyre 1, par exemple). Dans le sommet de la formation existent quelquefois des niveaux d'argiles grisâtres ou bariolées.

Ces faciès sont bien datés par les foraminifères qu'ils renferment : *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Cuneolina hensoni*, *Palaeodictyoconus cuvillieri*, *Orbitolinopsis* sp., *Neotrocholina* sp. ; ils sont associés à des algues codiacées et dasyclacacées et à des lamellibranches.

La puissance du Barrémien augmente progressivement d'Est en Ouest, avec plus de 200 m de dépôts généralement et jusqu'à 312 m à Bilos 1 ; les épaisseurs diminuent rapidement à l'approche des zones de lacunes mentionnées ci-dessus (180 m à Tiremaou-Ouest 1 ; 72 m à La Salette 1 ; 62 m à Gujan-Mestras 1).

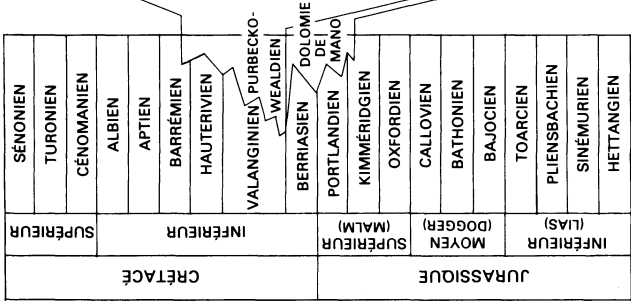
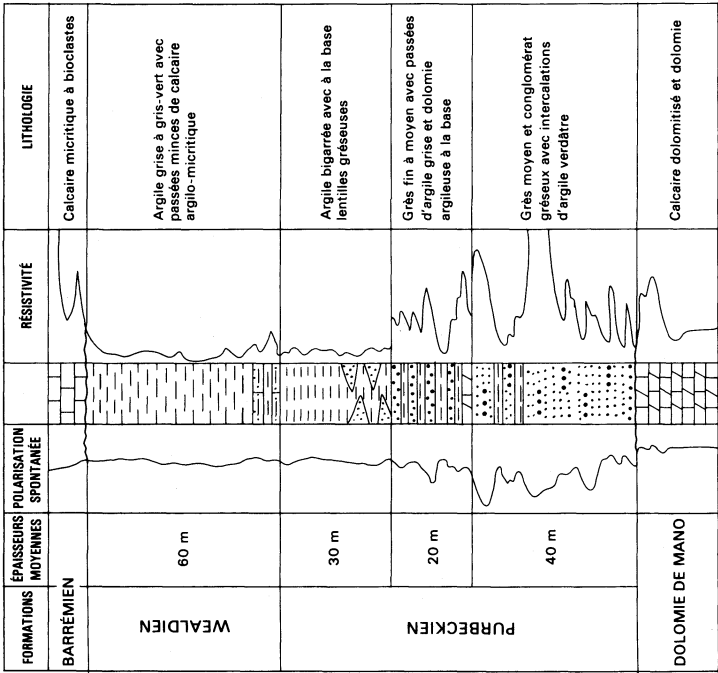


Fig. 1 - Les dépôts purbecko-wealdiens dans le bassin de Parentis (d'après ESSO-Rep).

Aptien inférieur

Après une forte régression caractérisée par des dépôts détritiques continentaux, la mer envahit à peu près les mêmes zones que celles occupées par le Barrémien, en ne recouvrant cependant pas les structures de Lugos-Sillac, du Teich et celle de Nezer-Saint-Pierre ; les terrains aptiens sont discordants sur les précédents.

La puissance totale de l'Aptien inférieur est souvent comprise entre 100 et 200 m, mais les plus grandes épaisseurs ont été reconnues dans le secteur nord-est (307 m à Beliet 1 ; 243 m à Argenteyres 2), un Aptien inférieur réduit existant à l'inverse à l'approche des structures (Tiremaou-Ouest 1). C'est dans ces terrains que de nombreux sondages ont été arrêtés, notamment ceux du champ de Lugos.

La base de l'Aptien est constituée par des dépôts détritiques, le plus souvent des grès dolomitiques et des argiles bariolées à passées de lignite, alternant avec des calcaires gréseux à orbitolines dans l'Ouest du secteur (Pereyre, Bilos, Curchade) ; dans une large bande venant d'Argenteyres jusqu'au Bran, les terrains détritiques à faciès souvent continentaux se sont déposés jusqu'au sommet de l'Aptien inférieur.

Ailleurs, la partie supérieure est constituée par des calcaires micritiques bioclastiques gris à beiges, avec quelques intercalations de marnes grisâtres et de rares niveaux de grès calcaires.

L'ensemble s'est mis en place sur une plate-forme proximale sous une faible profondeur d'eau. La faune était abondante : lamellibranches, gastéropodes, échinides, foraminifères (orbitolines, *Choffatella decipiens*, *Conorotalites bartensteini*, *Astaculus tricarinella*, *Globigerinella duboisi*). Des charophytes existent dans certains faciès continentaux de la base (*Atopochara trivolvris*).

Aptien supérieur

L'extension de la mer de l'Aptien supérieur a recouvert les mêmes zones que précédemment, mais le caractère marin s'est nettement affirmé, conséquence d'une augmentation importante du taux de subsidence qui devient plus fort que celui de la sédimentation. Cependant, les zones de lacunes des époques précédentes se sont rejointes et constituent une longue bande de quelques kilomètres de largeur, sinuant depuis Gujan-Mestras 1 au Nord-Ouest, par Nezer, Saint-Pierre 1, Bernon 1, Bremon tier 1, Sillac 1, jusqu'à Lugos-Ouest 3 au Sud-Est. La puissance de l'Aptien supérieur est très variable en fonction de la proximité des zones de lacunes ; les plus grandes épaisseurs ont été traversées à Caudos 1 (360 m), Fronsac 1 (214 m) et Lugos 2 (202 m), mais c'est souvent moins de 100 m de dépôts que les sondages ont reconnus.

Deux domaines sédimentaires se distinguent dans l'Aptien du bassin de Parentis :

– en bordure des terres émergées, une plate-forme externe peu profonde à faciès de calcaires argilo-micritiques ;

– au centre du bassin, tout le secteur occidental correspond au domaine de bassin, aux faciès beaucoup plus marneux, dont fait partie l'ensemble de la carte Belin. Il s'y est déposé des argiles silteuses, gris noirâtre ou vertes, plus ou moins carbonatées et glauconieuses, où quelques bancs calcaires s'interstratifient dans la zone intermédiaire ; ils sont un peu plus fréquents dans les secteurs de Beliet 1 et Argenteyres 2, plus proches des bordures du bassin.

La microfaune caractéristique est surtout composée de foraminifères planctoniques : *Globigerinelloides algerianus*, *Biglobigerinella sigali*, *Globigerinella duboisi*, accompagnés de formes benthiques telles *Conorotalites aptiensis* et *Astacolus tricarinnella* ; elle permet d'attribuer cette série marneuse au Gargasien.

Albien

Les aires d'extension des dépôts albiens et la paléogéographie générale sont assez semblables à celle de l'Aptien supérieur. Si la limite entre le domaine bassin et la plate-forme est presque la même, les faciès calcaires progressent cependant un peu plus vers le Sud-Ouest. Le centre du bassin subit une nouvelle phase d'effondrement important, qui se traduit par une sédimentation très active dont le taux est le plus fort dans l'histoire du bassin de Parentis (50 m par million d'années dans le Nord-Est du secteur et jusqu'à 125 m par m.a. dans le cœur du bassin, au droit de la côte actuelle).

Toutes les zones à lacunes des dépôts de la base du Crétacé inférieur sont à cette époque recouvertes, et la puissance de l'Albien est variable mais souvent très importante, les dépôts les plus épais étant situés à l'Ouest de la carte (1 081 m à Quatre-Vents 1 ; 773 m à Cotiron 1 ; 538 m à Lugos-Ouest 2 ; 496 m à Bernon 1). Le golfe, plus profond et plus subsident, se prolonge vers l'Est en contournant la structure de Lugos, jusqu'au Nord de Belin (432 m à Beliet 1).

Au Nord-Est de la vallée de l'Eyre, les faciès de plate-forme bordant le Nord du bassin sont constitués de calcaires micritiques beiges, parfois dolomités, à bioclastes et pellets. Ils sont riches en orbitolines, milioles, débris de rudistes et de gastéropodes. Localement, des environnements récifaux se sont installés à l'amont de la plate-forme, en limite du bassin (Argenteyres) ; des récifs y ont été édifiés par des organismes constructeurs : rudistes (radiolitidés, caprinidés, toucasidés), stromatopores, algues (*Archaeolithothamnium*, *Lithophyllum*, *Cladophyllum*). Les faciès de démantèlement, localisés sur la pente frontale des biohermes, sont des calcaires bioclastiques grossiers à intraclastes, pellets, à ciment sparitique, qui ont souvent subi une dolomitisation importante.

Les dépôts de bassin sont très semblables à ceux de l'Aptien supérieur : ce sont des marnes et argiles gris foncé, silteuses à sableuses, plus ou moins glauconieuses, à débris bioclastiques, comprenant de fines intercalations de grès ou de calcaire gréseux gris clair. Ils représentent tout l'Albien à l'Ouest de la vallée.

Dans le secteur nord-ouest de la carte, des conglomérats polygéniques à éléments carbonatés ou marneux de l'Aptien ou du Barrémien existent dans la partie inférieure de l'Albien (80 m à Pereyre 1 ; 23 m à Malakoff 1), ou en niveaux métriques dans la partie moyenne de la formation dans le même secteur. Ils témoignent de l'érosion des zones émergées mentionnées plus haut.

La microfaune de cette série à dominante marneuse est assez variée : *Hedbergella planispira*, *Globigerinelloides breggiensis*, *Hedbergella* gr. *infracretacea*, *Ticinella roberti*, *Rotalipora subticinensis*, *Gavelinella intermedia*, *Anomalina bentonensis*, lagénidés, épistomines, polymorphinidés, orbitolines, etc.

Cénomaniens—Turonien—Coniacien—Santonien

La transgression du Crétacé s'accélère à partir du Cénomaniens et la mer recouvre largement les aires jusqu'alors émergées vers l'Est du bassin d'Aquitaine. Dans le secteur de Belin, il est très difficile de séparer nettement ces étages dont les terrains se sont déposés sur une plate-forme carbonatée externe distale.

Leur puissance s'accroît de façon générale de l'Est vers l'Ouest (170 m à Beliet 1 et 294 m à Bilos 1, jusqu'à 560 m à Fronsac 1 et presque 400 m à Quatre-Vents 1 et Cotiron 1 ; un dépocentre plus important a été reconnu par le sondage Pereyre 1 où 660 m de terrains ont été traversés). Certaines zones n'auraient pas rencontré ces terrains : Bernon 1, Lugos-Ouest 3, mais surtout Argenteyres 2 situé sur la zone du talus bordant à cette époque le Nord-Est du bassin d'Arcachon, le long de la faille de l'Eyre.

L'ensemble des terrains est surtout constitué par des calcaires argilo-micritiques plus ou moins glauconieux, grès à siliceux gris à blonds, où s'intercalent des bancs de calcaires bioclastiques quelquefois finement détritiques.

Le **Cénomaniens** peut quelquefois être distingué par ses faciès plus détritiques (grès plus ou moins dolomitiques à Bilos 1, argiles gris verdâtre à Pereyre et Malakoff, calcaires gréseux et glauconieux à Lugos-Ouest 4). Sa puissance est faible, de l'ordre de 50 à 70 m en général, mais seulement de 26 m à Lugos-Ouest 4.

En domaine de plate-forme, la microfaune se caractérise par des associations à grandes orbitolines et paratrocholines pour le Cénomaniens inférieur, relayées par des préalvéolines, ovalvéolines, *Nezzazata* sp., *Nummoloculina* sp. dans la partie supérieure de l'étage. Vers l'Ouest, les foraminifères planctoniques sont de plus en plus abondants : *Hedbergella*, *Thalmaninella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* gr. *stephani* à la base, et *P. turbinata* au sommet.

Le **Turonien** est mieux caractérisé dans le domaine occidental par *Praeglobotruncana helvetica*.

Le **Sénonien inférieur** est bien repéré par *Nummofallotia cretacea* et *Vidalina hispanica* et, en domaine pélagique, par *Globo truncana lapparenti*, *Rosita fornicata* et *Marginotruncana coronata*.

Campanien—Maastrichtien

Le maximum de la transgression est atteint au Campanien, à la fin duquel la régression s'amorce pour s'affirmer durant le Maastrichtien. Les terrains de la fin du Crétacé sont beaucoup plus puissants que ceux de l'ensemble Cénomano-Turonien—Sénonien inférieur, avec des augmentations rapides vers l'Ouest : 270 m seulement à Beliet 1, en bordure de l'anticlinal de Villagrains, 150 à 400 m autour de la structure de Lugos-Ouest, pour des puissances dépassant parfois 1 500 m dans le secteur de Nezer—Saint-Pierre—Bernon, correspondant au dépo-centre le plus subsident du bassin de Parentis à cette époque.

Les dépôts, assez homogènes sur l'étendue de la carte, sont des calcaires crayo-argileux gris à verdâtres, à silex blonds à gris abondants, entrecoupés de marnes crayeuses. Ces faciès plus ou moins glauconieux sont riches en spicules de spongiaires.

Dans le Nord-Ouest, le sommet correspondant au Maastrichtien, quand il n'est pas érodé, est parfois constitué de calcaires bioclastiques beiges fréquemment dolomités, à silex blonds (61 m à Gujan-Mestras 1) ; des marnes plastiques gris verdâtre existent souvent au sommet du Crétacé (Bilos 1 ; Tiremaou 1 ; Malakoff 1 ; Pereyre 1 ; Lugos-Ouest 4). En plus des spongiaires, la faune est surtout composée de foraminifères planctoniques (globo-truncanidés), de pithonelles et de petits benthiques variés, dont *Bolivinoïdes*, *Cibicides beaumontianus*, *Gavelinopsis voltzianus*, lagénidés, rotalidés, goupillaudines, gavelinelles, etc.

Dans le sommet du Campanien, apparaissent de grands foraminifères, en particulier les *Siderolites* du groupe *vidali*, puis *Orbitoides media*, les *Lepidorbitoides*, les *Fallotia*, qui vont perdurer jusqu'au Maastrichtien aux côtés d'*Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites denticulatus*, *Lepidorbitoides minor*, *Clypeorbis mamillata*.

Paléocène

Après la régression fini-crétacée, les premiers terrains du Cénozoïque sont des marnes bariolées à dominante rougeâtre car riches en produits hérités du continent proche, surmontées par des marnes silteuses gris-vert à beiges, à passées de calcaire micritique argileux, rapportées au Thanétien par les *Globorotalia* et *Globigerina* qui y sont abondantes. Ils n'existent que dans l'extrême Sud-Ouest de la carte (134 m à Sillac 1 ; 123 m à Tiremaou 1 ; 112 m à Fronsac 1 ; 92 m à Quatre-Vents 1, pour seulement 34 m à Bernon 1 ; 50 m à Cap de Bos 1 ; 35 m à Gourgeyre, par exemple).

Tout le reste de la feuille, au Nord-Est de Saint-Pierre 1, Caudos 1 et de la vallée de l'Eyre à partir de Lanot, est émergé durant le Paléocène, ainsi que le sommet de la structure de Lugos (fig. 2).

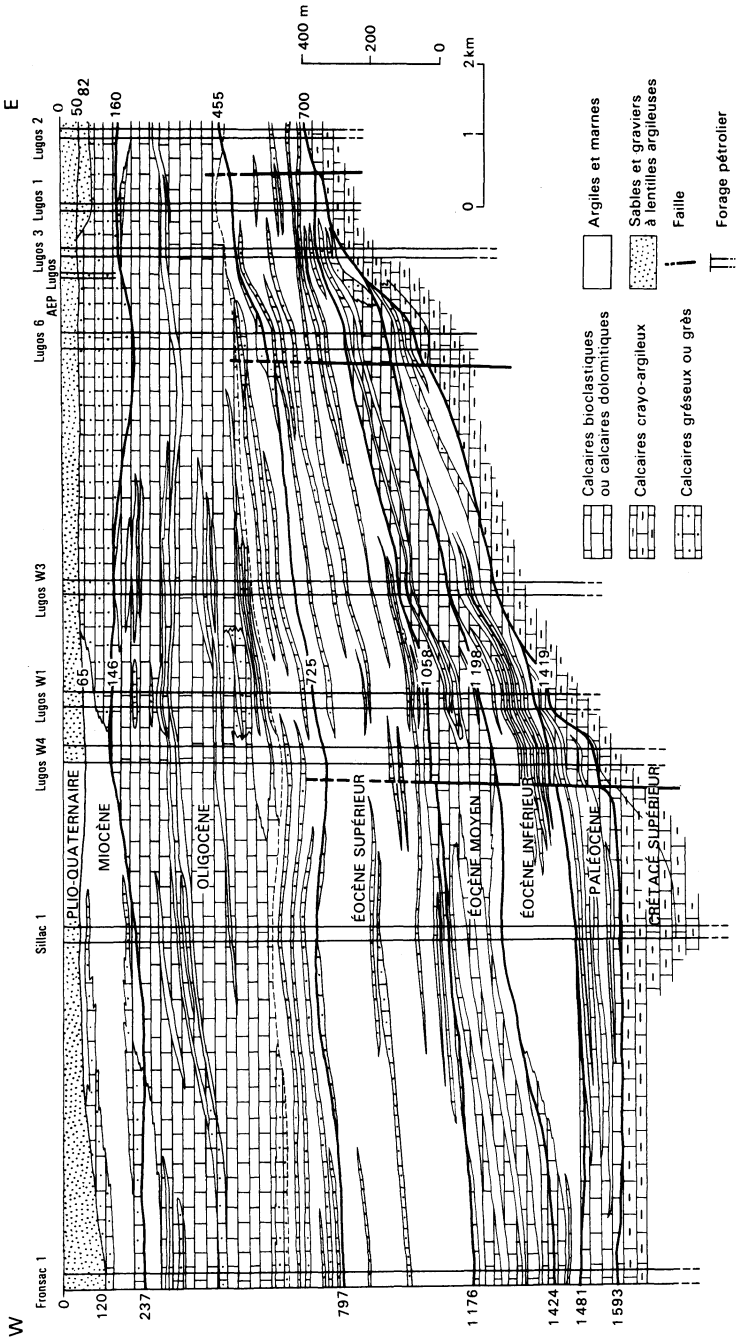


Fig. 2 - Géométrie des formations tertiaires

Éocène inférieur

À part dans la zone de Mios—Salles—Beliet—Argenteyres—Le Barp, qui est restée émergée, la mer éocène a transgressé rapidement toute la région. Toute la partie orientale, à partir d'une limite sud-occidentale passant par la forêt de Lagnereau jusqu'au Sud de Lugos, est le siège d'une sédimentation de plate-forme carbonatée où prédominent les calcaires francs à niveaux gréseux, riches en nummulites et alvéolines. Les assises de marnes silteuses grisâtres plus ou moins glauconieuses sont de plus en plus importantes en allant vers le Sud-Ouest ; ces faciès de bassin sont caractérisés par leur microfaune planctonique : *Globorotalia* gr. *gracilis-subbotinae*, *G. aragonensis*, *G. broedermanni*, *Globigerina senni*, etc.

Dans le domaine des plates-formes orientales, la puissance de l'Éocène inférieur varie de 50 à 150 m environ, sauf au droit de la structure de Lugos où il y a le plus souvent lacune de cette série. Dans le domaine bassin, elle est plus grande à cause de la subsidence plus active (jusqu'à 200 m à Sillac 1) ; elle est cependant limitée à moins de 60 m dans certaines zones (Fronsac 1).

Éocène moyen

Les dépôts de l'Éocène moyen sont très comparables à ceux de l'Éocène inférieur et la paléogéographie n'enregistre qu'une légère extension de la plate-forme située depuis Le Teich—Bilos jusqu'à Belin ; elle prograde aussi vers le Sud-Ouest jusqu'à la limite méridionale de la carte, les faciès de bassin n'existant qu'à partir de la carte Parentis.

Sur la plate-forme se sont déposés des calcaires gréseux et glauconieux à grandes nummulites, discocyclines et grandes alvéolines, dont *A. elongata*. Vers le Sud (Fronsac, Sillac, Tiremaou), en bordure du domaine de bassin, s'interstratifient des marnes silteuses et glauconieuses et des marno-calcaires à microfaune planctonique (*Globorotalia broedermanni*, *G. bullbrooki*, *Globigerinatheka kugleri*, « *Globigerinoides* » *higginsii*). Le sommet voit l'apparition de fins niveaux de calcaires plus gréseux.

Comme pour l'Éocène inférieur, la puissance de ces assises augmente du Nord-Est (20 à 80 m environ) vers le Sud-Ouest (150 à 250 m en général) ; toutefois, une très épaisse série a été traversée par le sondage Tiremaou-Ouest 1 (834 m), situé dans un dépocentre en bordure du domaine bassin.

Des lacunes de ces terrains existent en certains points de la structure de Lugos (Gourgeyre 1 ; Lugos 2, 7 et 9).

Éocène supérieur

La régression générale durant la dernière partie de l'Éocène fait progresser les molasses du domaine continental jusqu'à la vallée de l'Eyre, en repoussant légèrement la plate-forme carbonatée vers l'Ouest, mais des niveaux marneux à faciès de bassin s'interstratifient encore jusque vers Sillac et les sondages de Lugos-Ouest.

Les terrains sont semblables à ceux de l'Éocène moyen, mais la micro-faune se renouvelant, tant sur la plate-forme (*Nummulites striatus*, *N. fabianii*, *Chapmanina gassinensis*, etc.) que dans le bassin (*Globorotalia cerroazulensis*, *G. cocoaensis*, etc.), permet leur distinction dans les sondages.

Au Nord de la zone émergée, identique à celle des périodes précédentes mais qui se prolonge jusqu'aux sondages Malakoff 1 et Saint-Pierre 1, les épaisseurs sont peu importantes (17 m à Nezer 1 ; 24 m à Mios 2 bis ; 101 m au Teich 1). Vers le Sud, elles augmentent rapidement de 30 m à Pereyre 1 et 40 m à Cotiron 1, jusqu'à plus de 300 m à Sillac 1, Lugos-Ouest 1 et Fonsac 1.

Oligocène

Dès le début de l'Oligocène, la mer subit une régression importante et une plate-forme néritique carbonatée s'installe sur presque toute la région au Nord-Est, sauf dans le secteur entre Belin et La Vignolle-de-Salles, toujours émergé depuis la fin du Crétacé. Les faciès qui la constituent sont essentiellement détritiques : grès glauconieux à ciment calcaire, à niveaux interstratifiés de marnes grises et d'argiles sableuses (Curchade 1, Le Teich, Mios, Le Bran). Vers l'Ouest, ils passent à des marnes plastiques grisâtres, silteuses à minces niveaux gréseux, épaisses de près de 150 m à Tiremaou 1, Fonsac 1 et Sillac 1.

Le domaine de plate-forme carbonatée gagne ensuite durant tout le reste de l'Oligocène et recouvre l'ensemble de la région de Belin (fig. 3). Les dépôts, variant des calcaires granulaires et bioclastiques plus ou moins gréseux et glauconieux aux calcaires argileux, témoignent des fluctuations de l'avancée de la mer. Ils forment la majeure partie des terrains oligocènes. Le sommet de l'Oligocène est souvent constitué par des terrains marneux silto-glauconieux.

La faune est très riche et variée, surtout composée par des échinides, lamellibranches et foraminifères benthiques (*Nummulites fichteli-intermedius*, *Halkyardia*, operculines, miliolles, etc.). Dans les faciès marneux abondent les foraminifères planctoniques, dont *Globigerina ampliapertura*, *G. tapuriensis*, *Globorotalia increbescens*.

La puissance totale de l'Oligocène, un des étages les plus épais reconnus dans le secteur, augmente régulièrement de l'Est vers l'Ouest : de 80 m environ au Bran 1 et 126 m à Curchade 1, il représente plus de 300 m de dépôts sur le champ de Lugos et atteint 623 m à Lugos-Ouest 4 et 579 m à Tiremaou 1, au cœur d'une zone très subsidente durant le Tertiaire final.

Miocène

La régression s'affirmant nettement à partir de la base du Miocène, les dépôts marneux profonds disparaissent de tout le secteur. Le Miocène marin (Aquitaniens à Serravallien) est constitué par des calcaires gréseux, des grès et sables glauconieux et des argiles sableuses vertes. Des dépôts très

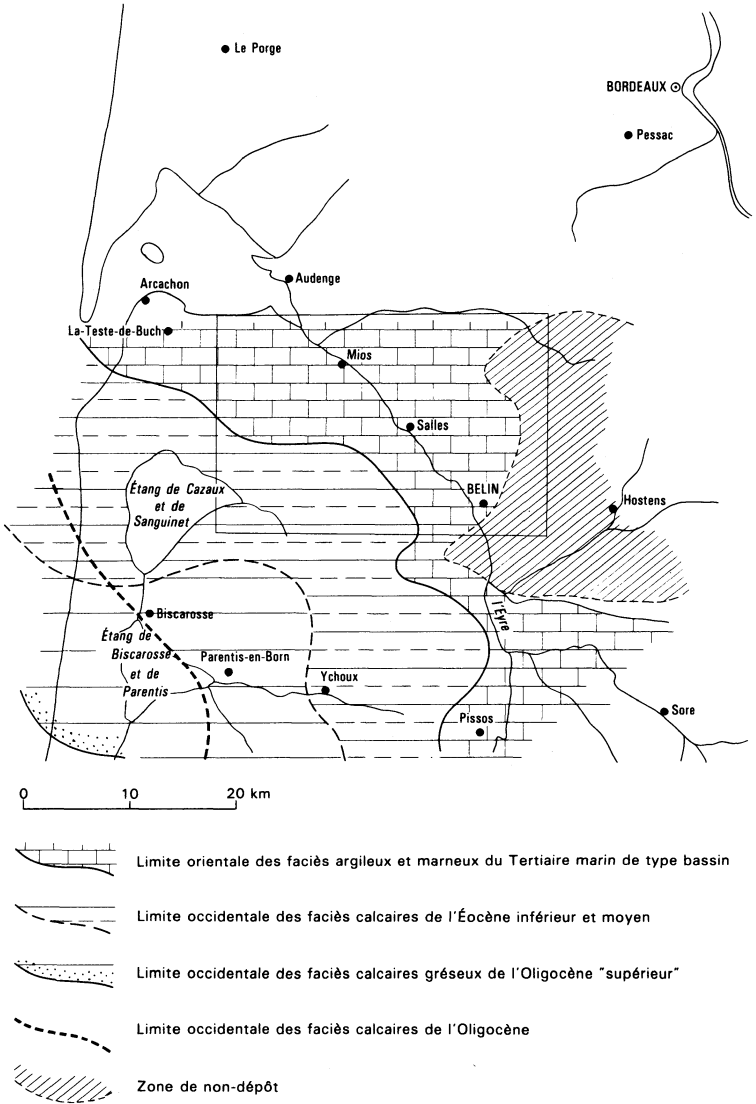


Fig. 3 - Extension des formations carbonatées et des faciès argileux du Paléogène

coquilliers, d'environnement médiolittoral (faluns), se sont installés autour de Salles et de Mios.

La puissance des dépôts miocènes suit les mêmes variations que celles de l'Oligocène, avec des augmentations importantes vers l'Ouest (37 m à Beliet 1 et 20 m à Curchade 1, pour 175 m à Gujan-Mestras 1, 148 m à Cotiron 1 et 165 m à Sillac 1.

TERRAINS AFFLEURANTS

La succession lithostratigraphique des formations miocènes et plio-quaternaires, établie en partie sur les feuilles à 1/50 000 Lit-et-Mixe (Dubreuilh *et al.*, 1991) et Sabres (Dubreuilh, 1991), a servi de base à la cartographie des ensembles détritiques rencontrés sur cette feuille ; les 5 séquences virtuelles majeures identifiées sont représentées dans le tableau ci-dessous en corrélation avec les terrains affleurants.

Série virtuelle des terrains continentaux des landes de Gascogne	Notations	Série des terrains affleurants sur la carte Belin
Séquence 5. Formations de Castets et du Sable des Landes s.s. – sables grossiers blanchâtres fluviatiles, – sables éolisés au sommet, – argiles gris sombre à débris organiques et lignite (type Castets), – argiles et sables grisâtres.	NF	Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur. Formation du Sable des Landes l.s. : sables fins blanchâtres (NF ₁) et sables hydro-éoliens au sommet (NF ₂)
	IV _b	Pléistocène inférieur. Formation de Belin : graviers blanchâtres
Séquence 4. Formation d'Onesse – sables blanchâtres et graviers, – silts et argiles gris sombre micacés, – lignites (type Mimizan), – argiles silteuses gris bleuté	IV _a	Pléistocène inférieur. Formation de Beliet : sables argileux micacés et argiles gris-bleu
Séquence 3. Formation d'Arengosse, partie supérieure (Mézos) – sables et graviers blanchâtres à matrice kaolinique, – argiles silteuses kaoliniques blanchâtres à taches rouille, – lignites (type Mézos), – argiles grises et rouille à rares graviers	p	
Séquence 2. Formation d'Arengosse, partie inférieure (Solférino) – sables et graviers roux, – sables organiques brun foncé, – lignites (type Solférino), – argiles gris bleuté à marbrures rouille		
Séquence 1. Formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées – Sables plus ou moins fins, ocre à rouge brique, parfois blanchâtres, – lignites (type Arjuzanx), – argiles bariolées	m4-5	Miocène moyen (à supérieur?) (Formations des Sables fauves et des Sables verts) : sables argileux orangés et sables verdâtres plus ou moins gréseux
	m4	Serravallien (Faluns de Salles) : calcaire gréseux coquillier

Sur le territoire de la carte Belin, les principales différences par rapport à la série décrite sont l'absence des Glaises bigarrées et l'intercalation d'une autre formation entre celle de Castets et celle d'Onesse ; elle est caractérisée par un épandage de graviers et de sables grossiers à matrice argileuse blanchâtre : c'est la *Formation de Belin*. Par ailleurs, la Formation d'Onesse passe à la série de sables fins à très fins peu argileux de la *Formation de Beliet*.

Tertiaire

m4. **Miocène moyen : Serravallien. Faluns de Salles. Calcaires gréseux coquilliers très grossiers et faluns plus ou moins sableux** (3 à 9 m environ affleurants). Les terrains les plus anciens affleurent le long de la vallée de l'Eyre et de deux affluents de rive droite, entre Salles et Mios ; ce sont des dépôts détritiques marins, souvent très fossilifères, datant de la moitié supérieure du Miocène moyen, aujourd'hui attribués au Serravallien. À l'époque des premières études du siècle dernier (Delbos, 1848 ; Benoist, 1887 ; Fallot, 1893, entre autres), ces dépôts étaient rapportés à l'« Helvétien » ou au Tortonien, et les controverses stratigraphiques entraînées en partie par les très rapides variations de faciès, tant verticales qu'horizontales, avaient même amené P. Fallot à proposer les gisements de Salles comme stratotype d'un nouvel étage (Sallomacien), abandonné depuis.

Trois zones d'affleurement distinctes laissent apparaître les dépôts marins du Serravallien :

- à Salles même, en bordure de l'Eyre et dans le bourg le long du cours inférieur du petit ruisseau de Minoy, et en talus supérieur de la terrasse au Sud de la RD 3 ;
- le long du ruisseau de Dubern, entre le moulin de Dubern et Argilas ;
- dans le ruisseau de Surgenne, à l'Est de Mios, entre Cazé et La Basse-Cour (moulin de la Lande), et au moulin du Luc-de-Giron.

Les meilleurs sites actuellement observables sont près du pont de Salles, en rive droite de l'Eyre, au moulin de Dubern, à Fourat et au moulin de Débat.

Dans ces affleurements, s'observent différents faciès caractéristiques des dépôts serravalliens :

- au site du pont de Salles, qui prolonge celui de la carrière du château (aujourd'hui complètement disparue), existent sur 5 m environ des grès brun-jaune grossiers, peu carbonatés, à gravillons de quartz très abondants. Les stratifications obliques bien nettes indiquent des courants vers le secteur ouest. De nombreuses coquilles de gros mollusques lamellibranches, plus ou moins brisées ou en moulages externes, se détachent des surfaces de bancs. La karstification a été intense dans ce site et a formé de grands entonnoirs remplis de sable ;
- de l'autre côté de l'Eyre, à 1 km au Sud du pont, près du moulin de Minoy, le talus qui supporte la route de Lanot est formé par un sable carbonaté plus ou moins fin, riche en coquilles déposées au sein d'alternances de faluns décimétriques ;
- plus au Nord, derrière le moulin de Dubern, une tranchée permet d'observer plusieurs mètres de sables très argileux, verts à la base, passant à des

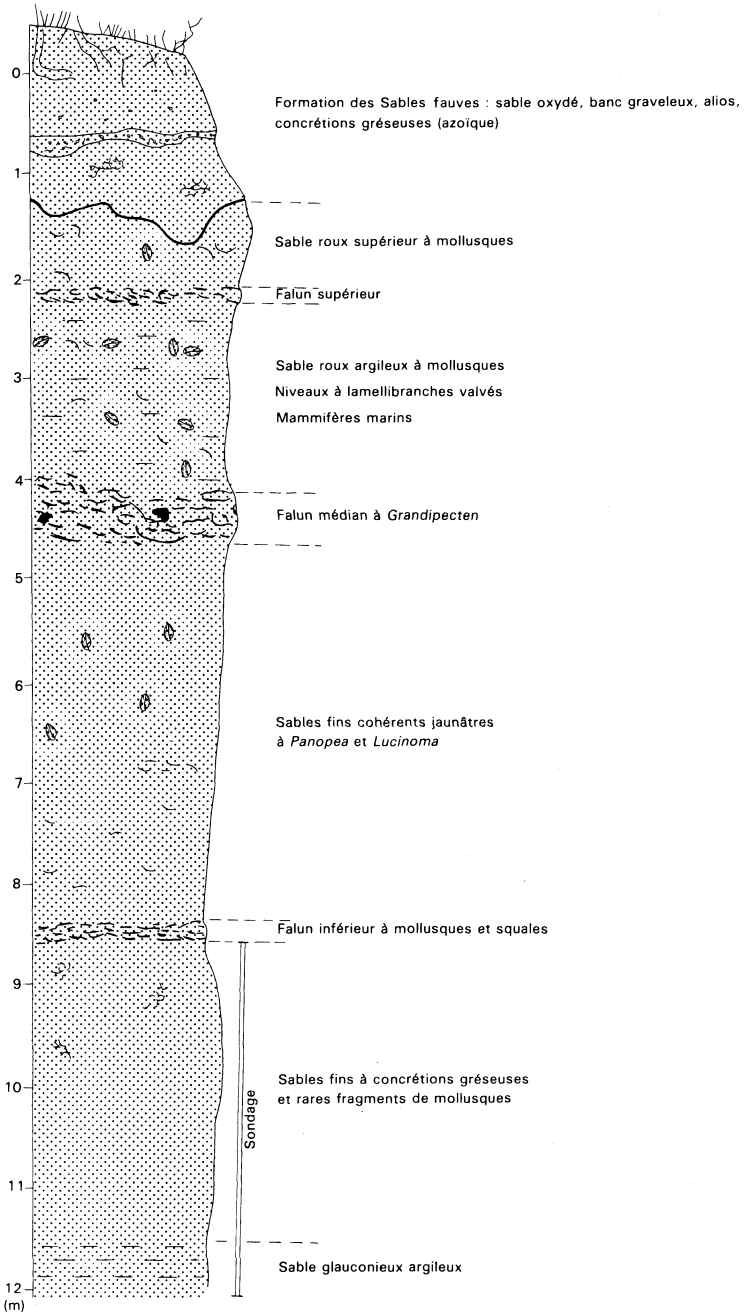


Fig. 4 - Les faluns serravalliens
du moulin de Débat (x = 345,550 ; y = 257,525), d'après M. Folliot

niveaux orangés à fauves au sommet du talus. Des passées plus indurées de grès grisâtre y alternent, ainsi que des lits de mollusques ;

— juste au Sud de Fourat, au niveau du pont sur le ruisseau de Dubern, les tranchées de la RD 3 recoupent un niveau de faluns brun-jaune : ce sable argileux très coquillier, à mollusques bien conservés, appartient à la partie supérieure de la coupe visible plus en amont à Débat. Cet intéressant affleurement de faluns du moulin de Débat se trouve en rive gauche du ruisseau de Dubern ; il montre successivement de bas en haut (fig. 4) :

- un mince falun riche en vertébrés (squales et téléostéens) (0 à 0,30 m),
- une puissante couche de sable fin jaunâtre à *Panopea menardi* (3,5 à 4 m),
- un falun à gros lamellibranches (0,20 à 0,30 m) dont *Grandipecten*,
- des sables argileux roux riches en malacofaune (2 à 2,5 m) avec des bancs de faluns discontinus ;

— au Nord-Ouest, on retrouve au moulin de la Lande, près de Cazé, sur le ruisseau de la Surgenne (fig. 5), des sables et des faluns difficilement corrélables avec ceux de Salles ; ils contiennent une très riche faune de lamellibranches et surtout de poissons (Duvergier, 1921). Sur ce même ruisseau, au moulin de Luc-de-Giron, des grès bleu-vert sont riches en lamellibranches (niveau à pectinidés) et en débris d'échinides.

La faune est riche en espèces endémiques (invertébrés et vertébrés) dans cette série de couches, déposées en milieu marin très peu profond, souvent margino-littoral à infralittoral proximal, avec domaines d'herbier fréquents. Des paléoenvironnements complexes et variables peuvent être perçus au travers des différents faciès de la région de Salles et Mios.

La microfaune est surtout composée par des foraminifères benthiques : *Florilus communis*, *Cibicides lobatulus*, *Lagena striata*, *Pararotalia* gr. *lithothamnica*, *Globulina gibba*, *Buliminidae*, nombreux *Discorbidae*, *Nonionidae*, etc. ; et, dans les faciès les plus argilo-silteux, comme à Minoy, par quelques formes planctoniques : *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. immaturus*, *G. subsacculiferus*, *Globigerina angustumbilicata*, *G. bulloides*, *Globorotalia obesa*, *G. continuosa* ; les ostracodes sont assez fréquents, ainsi que les bryozoaires (*Cupularia peyroti*, *Trochopora conica*), ce dernier étant localement très abondant (faciès « falunien »).

D'après M. Folliot (à paraître), la macrofaune, bien diversifiée, comprend :

— des lamellibranches (environ 150 espèces) avec des genres endémiques au sein de certaines familles comme les *Glycymeridae*, *Ostreidae*, *Pectinidae*, *Carditidae*, *Cardiidae*, *Mactridae*, *Veneridae* et *Corbulidae* ;

— des gastropodes, très inégalement répartis, dont l'abondance et la diversité croissent vers le sommet de la série (environ 200 espèces, sans compter les microgastropodes). Les plus communs appartiennent aux *Turritellidae*, *Calypttracidae*, *Naticidae*, *Nassaridae*, *Turridae* et *Ringiculidae*. Un inventaire détaillé est fourni à l'annexe 1.

— de rares scaphopodes et vestiges de céphalopodes ;

— des échinides, regroupés dans certains faciès (*Parascutella* cf. *faujasi*, *Echinolampas hemisphaericus*, plusieurs espèces de petits réguliers et irréguliers, osselets d'astéries) ;

- des crustacés, assez abondants (balanes, scalpellidés localement très denses, fragments de décapodes);
- de très rares coelentérés (*Astrangia manthelanusensis*, *Sphenotrochus intermedius*, *Cladangia semispherica*) présents dans 4 faciès seulement.

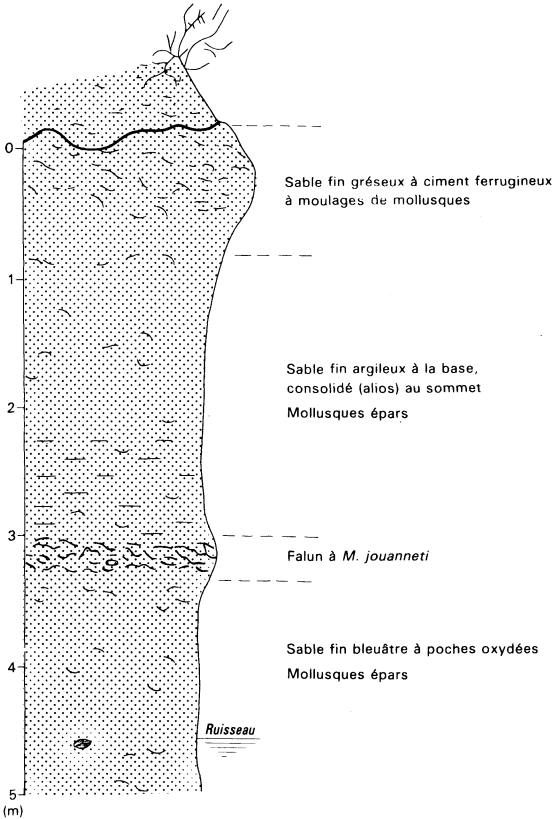


Fig. 5 - Les faluns serravalliens de Cazé
en rive gauche de la Surgenne ($x = 343,225$; $y = 260,750$),
d'après M. Folliot

La macrofaune de vertébrés est remarquable par sa variété, bien que relativement réduite en quantité de vestiges. Elle est constituée par des restes dentaires localement communs, de squales et de téléostéens surtout :

- squales : une trentaine d'espèces avec les familles suivantes : *Hexanchidae*, *Odontaspidae* (abondants), *Isuridae*, *Alopiidae*, *Orectologidae*, *Rhincodontidae*, *Scyliorhinidae*, *Carcharhinidae* (très abondants), *Pristiophoridae*,

Squatinae, *Myliobatidae* (très abondants), *Rajidae*, *Dasyatidae*, *Mobulidae*;

– téléostéens : restes dentaires de *Sparidae*, *Labridae*, *Diodontidae*, etc. Des otolites sont assez fréquents avec des concentrations exceptionnelles dans des niveaux de la vallée de la Surgenne. (Duverger, 1921).

Des mammifères marins sont représentés par des ossements (vertèbres majoritairement, cotes, bulles tympaniques,...) et par de très rares dents :

– odontocètes : *Scaldicetus* ? sp., *Acrodelphis* ? sp., *Orca* ? sp.,

– mysticètes : *Balaenoptera* sp.,

– siréniens : *Metaxytherium* sp.

On signalera également des restes de chéloniens (*Trionyx* sp., *Testudiniidae* ind.), de crocodiliens et d'oiseaux (ces derniers très rares).

Du point de vue biostratigraphique, l'étude du nannoplancton (Müller et Pujol, 1979) situe les dépôts de Salles dans un Serravallien plutôt supérieur : zone à *Discoaster kugleri* (= NN7 ; Martini, 1970).

m4-5. Miocène moyen (à supérieur ?) : Serravallien–(Tortonien ?). Formations des Sables fauves et des Sables verts (séquence 1). Sables fins argileux verdâtres et sables fauves (10 à 20 m en moyenne). À partir du Serravallien final, la régression est très importante et des dépôts continentaux ont recouvert une partie du secteur ; ce sont à la base les Sables fauves qui, pour partie, passent latéralement vers l'Ouest aux Sables verts du Miocène moyen marin. Les Sables fauves sont des sables argileux bruns à rouge brique, le plus souvent très fins et micacés, admettant des niveaux d'argiles silteuses de même couleur et des passées de petits graviers. Leur épaisseur moyenne est de 10 à 15 m, mais elle peut atteindre plus de 22 m au Barp (850-4-16 et 4-20).

Leur aire d'affleurement est surtout cantonnée à la rive orientale de l'Eyre, entre Salles et Mios, et plusieurs tranchées de la RD 3 permettent de les observer (Ouest d'Arnauton, par exemple) : ainsi au niveau du ruisseau de la Surgenne (Réganeau, Luc-de-Giron) et d'une ancienne sablière de la lande de Béguey, au Sud de Salles, où ils ont été exploités sur une hauteur de 7 m.

Alors qu'ils se tiennent à faible profondeur dans tout le secteur au Nord-Est de l'Eyre, leur toit s'enfonce jusque vers 60 m dans la zone de Lugos-Ouest et 85 m à Fronsac 1, où le sommet est plus argileux ; une grande partie de la formation passe dans tout le secteur sud-occidental à des assises de sables argilo-silteux verts.

Leur âge est déduit de la superposition aux faluns serravalliens de Salles et de leur passage latéral, pour la base de la formation, aux faluns de Tartas et du Frèche dans le Sud des Landes (cartes Tartas : Platel *et al.*, 1990, et Cazaubon : Platel, 1990). Comme dans la région à l'Ouest de l'Eyre, l'absence des Glaises bigarrées pourrait s'expliquer par leur passage latéral au sommet des Sables verts qui, une fois altérés dans des contextes paléomorphologiques favorables (zones hautes au-dessus de la paléonappe aquifère),

donnent naissance aux Sables fauves. L'âge de ces derniers pourrait être en partie à rapporter à la base du Miocène supérieur alors que leur partie principale est d'âge serravallien.

p. **Pliocène (non affleurant). Formation des Graviers inférieurs (Formation d'Arengosse ?) (séquences 2 et 3). Sables et graviers dans une matrice argileuse blanchâtre et ocre. Lentilles d'argiles gris-bleu et de lignites localement** (épaisseur: 0 à 25 m). Bien que non représentée à l'affleurement, cette formation est décrite ici dans la suite logique des dépôts pour permettre une meilleure compréhension du comblement du système landais.

En subsurface, la Formation d'Arengosse est généralement constituée par deux séquences lithologiques : séquence de Solférino (séquence 2) à la base et séquence de Mézos (séquence 3) au sommet. La répartition spatiale des dépôts apparaît progradante d'Est en Ouest, les plus anciens se situant dans la partie orientale. Cependant, dans le cadre de cette feuille, il est très difficile de les séparer dans les forages, d'où leur attribution à la Formation des Graviers inférieurs.

La Formation d'Arengosse n'existe qu'au Sud de l'Eyre où les sondages ont traversé des puissances variables : 3 m à Salles (Peyreherine : 6-25), 8 m à Mios (2-80), 9 m au Teich (1-82), 19 m à Lugos (6-26), 22 m à Gujan-Mestras (1-84) et jusqu'à 35 m à Lagnereau 1.

La séquence inférieure de **Solférino**, définie sur la feuille Sabres (Dubreuilh, 1991), est constituée à la base par des sables plus ou moins grossiers et quelques graviers de quartz hyalin, dans une matrice d'argiles kaoliniques blanchâtres plus ou moins altérées avec des teintes ocre. Des argiles bleues à gris bleuté à débris organiques et/ou des accumulations de lignites de quelques mètres de puissance, peuvent s'être déposées localement au sommet.

La séquence supérieure de **Mézos** est formée à la base par un dépôt de sables et de graviers de quartz blanc, identiques à ceux de la séquence précédente, qui forme la majorité de la séquence. Sa partie supérieure est constituée soit par des horizons argileux organiques, soit par des corps de lignite d'importance régionale, dont la puissance atteint plus de 10 m sur la carte Sabres.

Les grains de sable, le plus souvent de type émoussé-luisant, témoignent d'un transport aquatique plus ou moins prolongé, mais le matériau sableux montre localement une certaine éolisation.

Les minéraux lourds sont bien représentés avec sphène, grenat, staurotide, zircon, épidote et sillimanite dans la fraction inférieure à 50 µm, alors que la staurotide, le disthène, l'andalousite et la tourmaline apparaissent en plus forte proportion dans la fraction comprise entre 50 µm et 350 µm. Ce cortège met en évidence la prépondérance des apports issus du démantèlement des massifs hercyniens du Massif central, auxquels se mêlent des dépôts d'origine méridionale venant des Pyrénées et/ou de la Montagne noire (Dubreuilh, 1987).

Des analyses polliniques ont été réalisées à partir des corps ligniteux et des argiles organiques des séquences de Solférino et de Mézos, sur des prélèvements effectués sur les cartes Sabres et Parentis (Dubreuilh, 1991 ; Platel, 1991). La flore de la séquence de Solférino, caractérisée par des pollens à affinité tertiaire, serait à rapprocher de celle observée dans les lignites d'Arjuzanx (Capdeville et Dubreuilh, 1990) et pourrait s'être développée au début de la période pliocène. Par ailleurs, l'absence de taxons marqueurs de la période néogène et la présence notamment d'*Engelhardtia*, permettent de proposer un âge pliocène terminal pour la série lithostratigraphique correspondant à la séquence de Mézos.

Quaternaire et formations superficielles

IVa. Pléistocène inférieur. Formation de Beliet (séquence 4). Sables fins blancs, argileux et argiles gris-bleu (épaisseur : quelques mètres à 25 m environ). Dans tout le Sud et le centre des Landes, il s'agit le plus souvent de sables fins blancs et de graviers roulés de quartz hyalin plus ou moins abondants, dans une matrice argileuse kaolinique blanchâtre à grise. Ces faciès constituant la base de la formation, sont surmontés par des argiles silteuses souvent très micacées, grises à gris bleuté, contenant localement des débris de bois flottés, voire des accumulations de lignites : c'est la Formation d'Onesse définie sur la carte Lit-et-Mixe (Dubreuilh *et al.*, 1991). Mais, dans le Nord-Est de la carte Parentis, les graviers disparaissent peu à peu et le sommet de la série passe progressivement à des sables fins souvent peu argileux, blanc-vert à grisâtres ; cette évolution de faciès, qui devient très nette car les sables s'affinent encore plus sur la carte Belin, y a été cartographiée sous la dénomination de Formation de Beliet.

Sur cette feuille, la formation affleure à la faveur de l'évidement de la vallée de l'Eyre et sur les flancs de tous ses affluents de rive droite ; elle s'enfonce doucement jusqu'à plus de 50 m de profondeur au Sud-Ouest de la carte où existent les épaisseurs les plus importantes (plus de 24 m au sondage 5-37, plus de 21 m au 5-31). Dans la zone au Nord de l'Eyre, la formation de Beliet a une épaisseur moyenne de 10 m environ, mais peut atteindre 23 m à l'Est de Ballion (8-57).

Les meilleurs points d'observation sont situés autour de Belin-Beliet et dans les flancs du ruisseau de la Hountine : anciennes sablières du moulin de la Grande-Forge, de Garot et de Caoujac (à l'Ouest du Graoux), talus de piste près de Cès ; on les voit aussi en tranchée au moulin du Moine, sur le Bouron.

Les sables blanc-vert pâle à gris sont à peine indurés par une matrice argileuse kaolinique qui ne dépasse pas 20 % ; leur granulométrie moyenne est souvent très fine (médiane : 160 μm) et leur classement très bon ($Qd\phi = 0,25$). Des stratifications obliques très aplaties s'observent en de nombreux points, avec des bases de feuilletts un peu plus grossières (300 à 400 μm).

Dans la carrière de la briqueterie de Garot, des lentilles d'argiles gris-bleu, silteuses et micacées, surmontent les sables sur 2 m d'épaisseur ; il en existe d'autres à Belin même où une ancienne carrière alimentait une autre

briqueterie, ainsi qu'à Joué. Des affleurements de ces argiles ont aussi été repérés au Nord de Salles (Martinet) et à Mios, ainsi que sur les bords du Lacanau, au Sud de l'usine de Facture.

Plus au Sud-Ouest, ces termes argileux ont été retrouvés en sondage dans la forêt domaniale de Lagnereau où ils sont associés avec des couches de lignite vers 35 à 40 m de profondeur ; leur épaisseur, souvent très faible, peut atteindre plus de 2 m (5-25). L'extension du corps ligniteux atteint une dizaine de kilomètres carrés depuis les bois de Sillac au Sud-Est (6-29, 6-32) jusqu'à la maison forestière de Lagnereau. Il en existe d'autres lentilles plus au Nord-Ouest (5-22 et Cotiron 1 où le sondage pétrolier en a traversé 5 m).

De nombreuses analyses du contenu microfloristique ont été réalisées, notamment sur la feuille Lit-et-Mixe (Dubreuilh *et al.*, 1991) tant sur les dépôts ligniteux que sur les argiles organiques situées au sommet de la formation ; les associations reconnues situeraient les formations d'Onesse et de Beliet au sein du Pléistocène inférieur, entre les périodes reuvérienne et tiglienne, probablement très près de la limite du Pliocène—Quaternaire.

IVb. Pléistocène inférieur. Formation de Belin. Graviers et sables grossiers, kaoliniques. (épaisseur : de 0 à 20 m). Juste au Sud-Est de la carte (Peyrin, Boutox, Le Puch sur la carte Parentis) affleure l'extrémité méridionale de la Formation de Belin, qui s'étend et a été définie sur la présente carte. La limite sud-orientale correspond approximativement au bord de l'épandage qui s'est emboîté dans les terrains précédents.

La formation affleure très largement au Nord-Est de la vallée de l'Eyre, depuis le secteur de Belin et L'Ambéliet jusqu'à Facture, avec de grandes zones autour du Barp, La Vignolle, le ruisseau de la Hountine, les landes de Beauchamp et Le Broustère. Au Sud de la vallée, les graviers réapparaissent autour de l'étang du Bran et au Sud de Mios depuis Castandet jusqu'à Balanos. Vers l'Ouest, elle a été reconnue en subsurface jusque dans la forêt Nezer (1-82) et dans celle de Lagnereau (5-38, 6-35 par exemple).

De nombreuses tranchées des autoroutes A 63 et B 63 permettent d'observer cet épandage détritique grossier, ainsi que d'anciennes petites gravières un peu partout ; mais c'est dans les gravières de Ballion, au Nord-Est de Belin, que la formation est la mieux exposée. Son épaisseur est très variable suivant l'importance de la chenalisation : les plus fortes atteignent 18 à 20 m à l'Est de la carrière de Ballion, au Sud de Belin (8-34, 8-36 par exemple), à l'Est du Barp (4-18, 4-23) et dans les environs de Sillac (6-28), mais en général cet épandage de graviers a une épaisseur assez faible comprise entre 5 et 10 m.

Cette série est principalement constituée par des assises de graviers très arrondis blanchâtres et de sables grossiers blancs à grisâtres assez arrondis, emballés dans une matrice d'argile kaolinique plus ou moins abondante.

Les stratifications obliques assez aplaties témoignent de courants nettement plus forts que dans les formations précédentes. Les graviers les plus fréquents sont des quartz et quartzites blanc laiteux ; quelques grains de

quartz roses ou gris y sont mélangés, ainsi que de rares lydiennes et quelques débris émoussés de calcaires décarbonatés et silicifiés. Ces derniers, aux formes aplaties, n'existent que parmi les fortes dimensions. Le centile atteint 1,5 cm environ et 95 % du sédiment est supérieur à 315 µm. Les courbes bimodales typiques indiquent un mélange des stocks (mode principal entre 315 et 630 µm et mode secondaire entre 1,25 et 2 mm). La teneur en argile kaolinique est comprise entre 5 et 20 %, et croît légèrement vers le sommet de la formation jusqu'à 35 % parfois. Cependant, certaines zones au Sud du moulin du Moine renferment moins de matrice argileuse (moins de 5 %). Dans le sommet de la formation s'interstratifient de fines lentilles d'argiles plastiques verdâtres à blanches et de sables argileux gris à noirs.

La Formation de Belin montre à sa base de fréquents indices de chenalisation (vallée de l'Eyre, nodules indurés des sables de Beliet « bréchifiés » et résédimentés au contact inférieur à Girondes, grosses différences altimétriques entre sondages très proches dans le secteur de Cavernes et Lembarras). La formation, qui peut avoir érodé fortement son substrat, repose sur des niveaux très différents : sables de Beliet généralement, mais aussi sur les Sables fauves, dans le secteur de Mios (La Carreyre : 2-101 ; Petit-Caudos : 2-102), d'Argilas (3-167), à l'Ouest du Barp (4-16, 4-17 et 4-20), au Sud de Salles (Bilos : 7-86 ; Lanot : 7-35) et à l'Est de Lugos (7-34).

Des cuirasses de nappes, riches en oxyde de fer (15 à 25 %), plus ou moins apparentées quant à leur formation aux garluches près des exutoires des nappes aquifères et dont la genèse est très différente de celle des alios des podzols (Gelpe *et al.*, 1985 ; Gourdon-Platel et Legigan, 1985), sont très développées dans les graviers entre Phalip et Trétin et au Gnaudic, à l'Est de Salles.

NF₁ ; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur. Formation du Sable des Landes l.s. (séquence 5). Sables fins blanchâtres fluviatiles à la base (NF₁ : Formation de Castets), puis sables jaunes hydroéoliens au sommet (NF₂ : Sable des Landes s.s.)** (épaisseur : 5 à 40 m). Cette accumulation sableuse, dont l'épaisseur totale varie de quelques mètres à l'Est de la Grande-Leyre pour atteindre 30 à 40 m à l'Ouest de la carte, est constituée de sables plus ou moins fins blanchâtres ou jaunâtres, à minéraux lourds.

Ces formations correspondent à deux assises superposées qui passent progressivement de l'une à l'autre :

- à la base, des sables blanchâtres fluviatiles épais ;
- au sommet, des sables jaune clair éolisés, peu épais, correspondant au Sable des Landes *stricto sensu* des auteurs, dont P. Legigan (1979, 1985) parmi les auteurs les plus récents. C'est cette dernière assise qui, en dérivant de la première par reprise éolienne, a recouvert l'ensemble des landes de Gascogne d'un manteau uniforme, que le principe même de la cartographie spécifique à cette région a permis de supprimer. Ces sables ont servi de matériau d'apport pour la formation des édifices dunaires.

● Les **sables blanchâtres de la base** sont des sables moyens blancs à grisâtres (Md = 250 à 300 µm), bien classés (Qdφ = 0,40 à 0,30), peu argileux et

presque uniquement quartzeux, avec quelques grains de feldspaths et peu de minéraux lourds (tourmalines, andalousite, staurotide, zircon et épidote). Les grains émoussés-luisants dominants et les indices granulométriques attestent de la mise en place fluviatile de ces dépôts. Localement on observe des argiles plus ou moins sableuses, organiques, où de petits bancs décimétriques de lignites apparaissent, entrecoupés de sables très fins blancs bien triés, le plus souvent d'origine fluviatile.

● Les **sables jaunâtres éolisés** ne sont généralement épais que de 2 à 3 m, mais peuvent atteindre parfois une dizaine de mètres dans des dépressions près des bords de thalwegs. Ils sont caractérisés par une phase de ruissellement intense car les études morphoscopiques attestent d'un polissage des grains en milieu aquatique et d'une influence périglaciaire, avec indices d'éolisation donnant des grains subarrondis dont 80 % environ sont des grains mats (Legigan et Thibault, 1974 ; Legigan, 1985). Une podzolisation avec un alios de couleur ocre à brun-noir affecte le sommet de cette formation.

Les analyses polliniques des dépôts les plus organiques ont fourni une flore caractérisée par l'abondance des conifères dont *Pinus diploxylon* et *Picea*, associés à une importante strate herbacée ou muscinale.

La découverte de deux pointes à cran solutréennes aux environs de la localité de Sabres a permis à C. Thibault (1970) d'attribuer la partie supérieure du Sable des Landes (NF₂) aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et IV). Quant à sa partie basale (NF₁), dont la mise en place est à dominante fluviatile, il semble qu'elle ait pu débiter au cours du Pléistocène inférieur (?) et se soit poursuivie jusqu'au Pléistocène supérieur.

Dya. **Holocène (Subboréal). Édifices dunaires de type parabolique à l'intérieur du pays.** Des édifices dunaires, de forme grossièrement parabolique, le plus souvent remaniés, s'étirent le long des petites dépressions de part et d'autre des axes de drainage actuels, comme dans le secteur de Mios et le long de l'autoroute A 63 entre Salles et Belin.

En relation avec les dunes de même type, situées à l'Ouest des étangs sur les feuilles Biscarrosse et La Teste, elles constituent les premiers témoins d'une phase d'invasion éolienne datée en Médoc, sur la feuille à 1/50 000 Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer (Dubreuilh et Marionnaud, 1972), de la période comprise entre l'âge du cuivre et celui du bronze (période subboréale), approximativement entre $5\ 100 \pm 90$ ans B.P. et $3\ 000 \pm 90$ ans B.P.

Fya ; Fyb ; Fyc. **Holocène. Terrasses alluviales. Sables et rares graviers** (quelques mètres d'épaisseur). L'ensemble des dépôts, distingués par leur altimétrie dans ces unités cartographiques, se situent de part et d'autre du fond de la vallée de l'Eyre où ils constituent des replats, alimentés également par les matériaux sablo-graveleux des versants de la vallée. Ces dépôts, localement rubéfiés, se sont sédimentés en 3 niveaux étagés : le plus ancien (Fya), vers + 22 NGF, forme un grand replat au Sud-Est de Salles ; le second (Fyb) s'est établi entre + 20 NGF en amont (Mons) et + 15 NGF en aval (Le

Pas-de-Charles) ; le troisième enfin (Fyc) est moins continu et ses témoins forment des replats vers + 15 NGF en amont (Le Caille) et vers + 10 NGF à l'Ouest de Salles.

Les terrasses alluviales se seraient déposées au cours de l'Holocène, antérieurement à l'Atlantique.

Fy-z. **Holocène. Alluvions récentes. Sables, argiles et tourbes** (1 à 12 m d'épaisseur). Avec une épaisseur comprise entre 1 m en amont de l'Eyre et plus de 10 m dans le delta entre Le Teich et Fature (sondages 2-5), ces dépôts détritiques constituent l'ultime comblement des chenaux creusés lors de la dernière phase glaciaire wurmienne. Ils sont le plus souvent représentés par des sables fins organiques, des argiles grisâtres ou des vases sombres, voire des tourbes noires ou brunes de quelques décimètres à 2 m d'épaisseur. Des accumulations tourbeuses plus importantes ont été reconnues, comme au sondage 7-69 (5 m avec passées sableuses), au Sud de Belin, mais c'est surtout dans le delta de l'Eyre que les lentilles de tourbes sont les plus fréquentes (2 niveaux de 1 m à 1,50 m à 5 m de profondeur au pont de la voie ferrée, sur le Leygat : sondages 2-5 ; 2 m de tourbe argileuse en surface, au pont de l'autoroute B 63 : sondage 2-93).

Ces dépôts sont à rapporter à l'Holocène, de la période atlantique à l'actuel.

C. **Holocène. Colluvions sableuses** (1 à 3 m). Les petits thalwegs de la rive gauche de l'Eyre sont généralement remplis par quelques mètres de sables argileux, ou de graviers dans le secteur de Mios, remaniés très localement du substrat.

X. **Formations anthropiques. Déchets de papeterie et de scierie.** De grandes zones remblayées par les résidus de la papeterie de Fature ont été identifiés dans les vallées de l'Eyre et du Lacanau ; ils sont constitués principalement par des carbonates de chaux et des résidus de bois et d'écorce de pins. Au Nord de Salles, une grosse accumulation de sciure de bois a été distinguée près de la RD 3, pour ne pas la confondre avec une dune de sable dont elle a la forme.

UNITÉ BIOSÉDIMENTAIRE DU BASSIN D'ARCACHON

SCH. **Schorre. Argile sableuse gris brunâtre.** À la différence des autres cartes du bassin à Arcachon, la seule unité biosédimentaire existant sur la carte Belin est le *schorre* qui se trouve au débouché du delta de l'Eyre. Il correspond à des prés salés à phanérogames, seulement atteint par les hautes mers des marées de vives-eaux.

Le substrat est une argile plus ou moins finement sableuse à silteuse brunâtre, déposée au cours de la fin de la période flandrienne et actuellement altérée, avec des traces d'oxydation rouille le long des racines.

L'épiflore est organisée en associations à *Spartina maritima* et *Salicornia europea* autour de + 3 m, puis à *Agropyrum* et *Halimonia (Obione) portulacoides*, et enfin à *Juncus maritimus* vers + 4 m.

La faune est constituée par des animaux supralittoraux à affinités marines (isopodes et amphipodes).

DONNÉES STRUCTURALES

Les informations de subsurface sont abondantes sur tout le territoire de la carte Belin, suite aux campagnes de géophysique et aux très nombreux forages de recherche et d'exploitation pétrolière.

Une esquisse structurale a pu être dressée à partir de ces données pour représenter la morphologie du toit du Crétacé (fig. 6). De manière générale, les terrains crétacés plongent vers le Sud-Ouest depuis 0 NGF à Haureil et - 200 NGF à l'Est de Mios, jusqu'à - 1 700 NGF à Tiremaou-Ouest 1 au Sud-Est de la commune de Sanguinet.

Cependant, une structuration importante perturbe fortement le plongement des terrains ; différents types de structures se marquent nettement au toit du Crétacé supérieur :

— c'est tout d'abord la *faille de l'Eyre* (ou *faille nord-arcachonnaise*), grande faille normale à regard SW qui suit la vallée et se prolonge le long de la côte orientale du bassin d'Arcachon, de direction N 50° environ ; son rejet au toit du Crétacé est inférieur à 100 m car elle s'estompe peu à peu vers l'Est et ne semble plus se marquer à partir de Salles, alors que vers le Nord-Ouest le rejet augmente jusqu'à plus de 200 m.

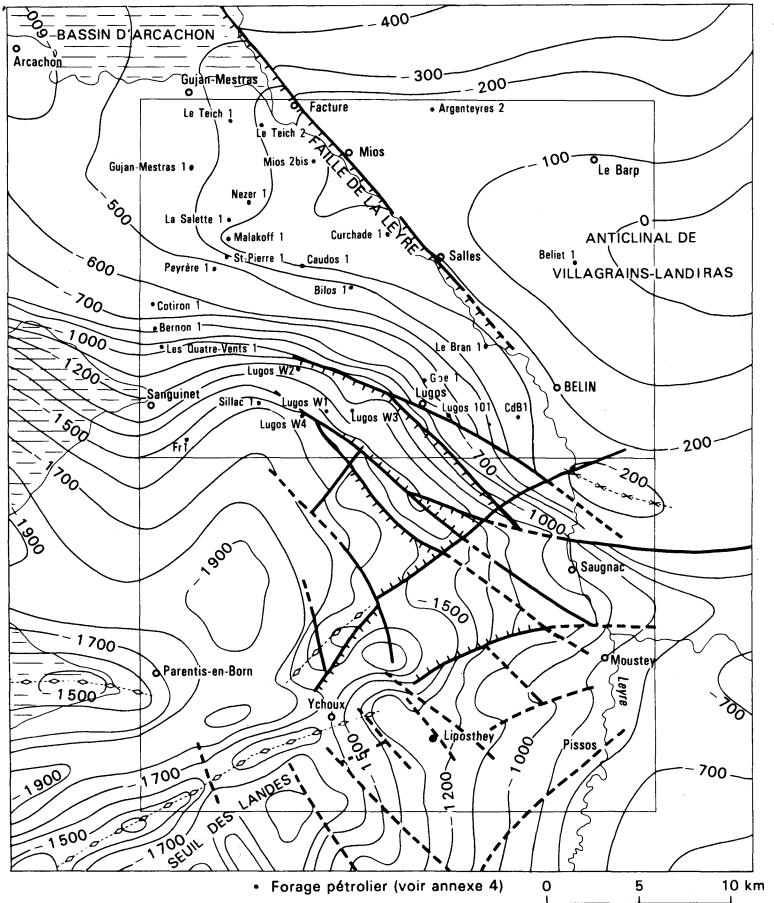
Il faut remarquer que cette faille, évidente dans les terrains mésozoïques et de la base du Cénozoïque, ne peut être tracée avec précision sur la carte elle-même compte tenu des conditions d'affleurement.

Cette faille très ancienne, puisqu'elle limite des domaines paléogéographiques différents (plate-forme - bassin) à certaines époques du Crétacé, est interprétée comme un des accidents bordiers majeurs de la partie orientale du rift de Gascogne, limitant un grand bloc basculé sous le bassin d'Arcachon ;

— par ailleurs, plusieurs failles normales orientées NW-SE affaissent rapidement le flanc sud-ouest de la structure de Lugos et se raccordent au réseau de failles limitant des petits horsts et grabens dans le Nord de la carte Parentis (Le Tronquey, Le Terme).

Il est raisonnable d'estimer que tous ces accidents, qui ont nettement affecté les terrains mésozoïques et crétacés en particulier, se prolongent dans les formations éocènes pour s'estomper ou passer à des flexures dans les terrains oligo-miocènes ;

— enfin, un vaste bombement anticlinal orienté grossièrement E-W existe depuis Saint-Magne jusqu'à l'Ouest de La Vignolle (Beliet 1), correspondant à la retombée périclinale de l'anticlinal de Villagrains-Landiras, où le Crétacé n'a été transgressé que par le Miocène.



- Faïlle principale (barbules du côté affaissé)
- Courbe isohypse du mur du Tertiaire
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Ville repère
- Limites des feuilles Belin et Parentis

Fig. 6 - Esquisse structurale de la région Belin-Parentis
(dressée à partir des campagnes géophysiques)

La mise en place de cette structuration s'est faite progressivement depuis la fin du Jurassique, avec une première grande période distensive correspondant surtout aux phases de rifting au Crétacé inférieur et d'accrétion océanique du golfe de Gascogne au Crétacé supérieur anté-Campanien terminal : c'est la création du bassin de Parentis. Il s'agit la plupart du temps d'une tectonique en blocs basculés limités par de grandes failles listriques, dont la faille nord-arcachonnaise (Platel, 1987).

Le déséquilibre engendré le long de ces accidents et la surcharge sédimentaire des séries synrift ont entraîné, pendant l'Albo-Aptien, la formation des diapirs de sel triasique au niveau du sous-bassin sud-landais.

Le moteur général de cette activité tectonique en transtension est le cisaillement intracontinental senestre au droit des futures Pyrénées, qui a provoqué le déplacement de la plaque ibérique par rapport au bloc européen.

La seconde période est de type fortement compressif lors de l'orogénèse pyrénéenne depuis le Crétacé supérieur terminal jusqu'à la phase paroxysmale de l'Éocène moyen-supérieur. Cette compression a d'abord fait apparaître de vastes bombements (« seuil des Landes » et anticlinal de Villagrains—Landiras), mais a surtout entraîné des rejeux inverses au niveau des grandes failles normales de la phase distensive, créant ainsi la plupart des structures anticlinales de faible extension, comme celle de Lugos.

Localement cependant, une activité néotectonique très récente a pu être constatée dans le secteur de Fature, induite par un jeu normal de la faille nord-arcachonnaise : les relevés altimétriques réalisés récemment le long de la grande voie ferrée entre Fature et Lamothe révèlent, par rapport aux nivellements anciens, des différences altimétriques atteignant localement 4 cm en 100 ans. L'analyse de ces différences de plus en plus faibles vers le Nord indique que le jeu en basculement de blocs se poursuit le long de deux accidents très importants, de part et d'autre du delta de l'Eyre.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

ÉVOLUTION DU BASSIN DE PARENTIS

C'est au Trias inférieur qu'apparaissent les premiers dépôts détritiques de comblement du bassin d'Aquitaine dans l'histoire posthercynienne de la région. Ils occupent d'étroits sillons NE-SW limités par des failles synsédimentaires. Durant le Keuper et au début du Lias s'installe une sédimentation chimique, avec dépôts d'évaporites dans les dépressions confinées qui ont résulté du compartimentage du bâti hercynien au cours de l'étirement crustal précédant l'ouverture du golfe de Gascogne (Curnelle, Dubois et Seguin, 1980 ; Mathieu, 1986) et correspondant à la première grande phase de distension en Aquitaine.

Au cours de la deuxième moitié du Lias inférieur, débute la sédimentation franchement marine : calcaires du Sinémurien et marnes à céphalopodes du Toarcien, qui se déposent pendant une période de calme tectonique.

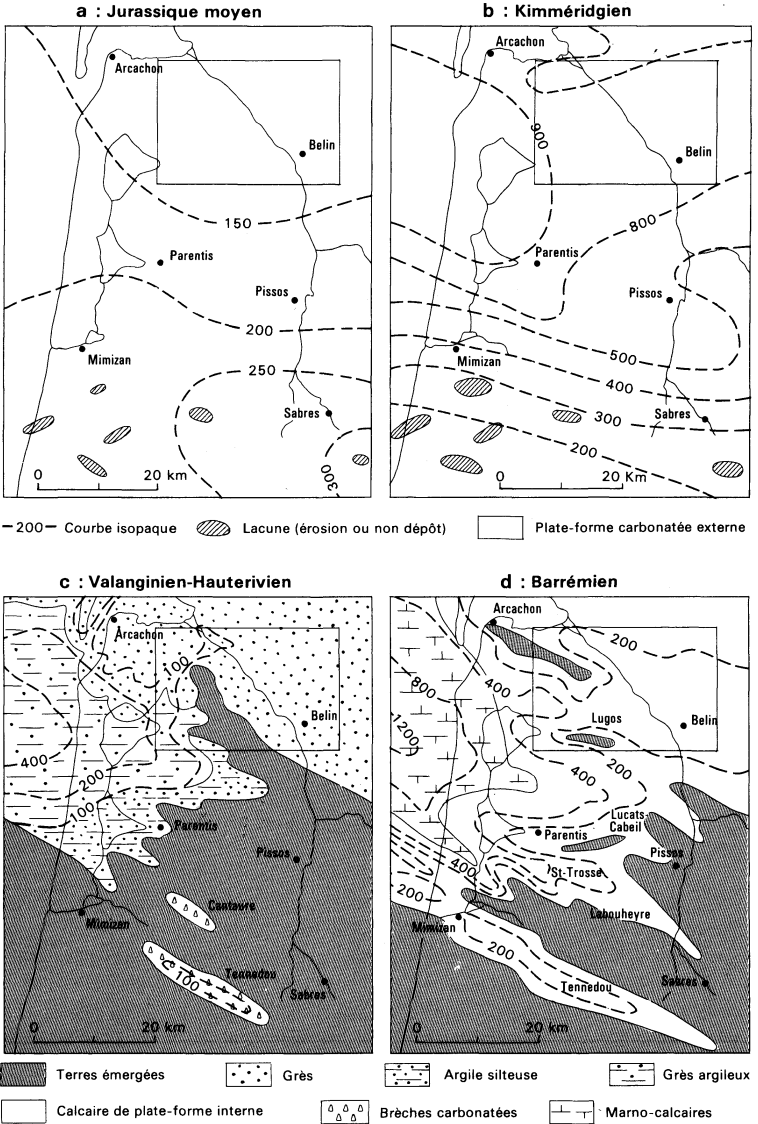


Fig. 7 - Evolution paléogéographique jusqu'au Barrémien

La plate-forme externe est bien établie sur cette partie du bassin durant la suite des temps jurassiques, avec une sédimentation très monotone de calcaires et marno-calcaires (fig. 7a) ; elle atteint sa plus grande ouverture sur le large à l'Oxfordien supérieur (marnes à ammonites) dont les isopaques, centrés autour du bassin de Parentis, témoignent d'une subsidence plus forte liée aux premiers effets de la seconde phase du rifting dans cette région. Cette organisation se poursuit au Kimméridgien qui enregistre les plus fortes puissances de dépôts (fig. 7b).

La fin du Jurassique est marquée par une régression généralisée au cours de laquelle prédomine une sédimentation de type confiné dans des zones plus déprimées et toujours subsidentes (dolomie de Mano).

Durant le début du Crétacé inférieur (Néocomien), il y a d'abord émergence complète puis sédimentation peu importante, surtout détritique, qui enregistre les phases de décapage des manteaux d'altération du continent émergé à l'Est (faciès purbecko-wealdiens) (fig. 7c).

La création des bassins tectoniques au Nord des futures Pyrénées et dans cette région des Landes s'affirme de plus en plus sous l'effet de la distension des rifts. La plupart des auteurs s'accordent pour attribuer leur formation à des systèmes de « pull-apart », liés à des failles en décrochement senestre associées à la zone transformante pyrénéenne (Boillot *et al.*, 1984).

Le dispositif structural qui paraît le plus probable pour expliquer la répartition des dépôts du Crétacé inférieur dans le bassin de Parentis, est une succession de blocs basculés le long de failles listriques très actives, limitant les longs sillons sédimentaires NW-SE qui hachent le secteur. Cette région du bassin d'Aquitaine correspond alors à l'extrémité de la marge passive sud-armoricaine.

Ces sillons sont déjà bien nets dès le Barrémien, époque de sédimentation carbonatée de plate forme peu profonde qui se poursuit à l'Aptien inférieur avec des arrivées détritiques (Séronie-Vivien *et al.*, 1965) (fig. 7d).

C'est à l'Aptien supérieur que se place un bouleversement structural et paléogéographique majeur avec la fin de la phase rifting et le début de l'accréation océanique dans le golfe de Gascogne.

À cette époque et durant l'Albien, la subsidence s'accélérait très fortement, associée à la rapide montée du niveau marin général, entraîne une puissante sédimentation de marnes qui ne peut cependant compenser l'enfoncement du plancher du bassin dont la bathymétrie atteint plus de 2 000 m d'eau en son centre vers la fin de l'Albien (fig. 8a). Les bordures sont entaillées par de profonds canyons, parfois creusés jusque dans les terrains jurassiques et par où transitent les matériaux détritiques ; ceux-ci s'accumulent au bas des talus en appareils lobés (« deep sea fans ») séparés par une sédimentation argilo-silteuse à séquences turbiditiques. Autour du bassin existe une étroite plate-forme calcaire, riche en organismes, dont les rudistes et les stromatopores constituent des édifices récifaux plus ou moins coalescents.

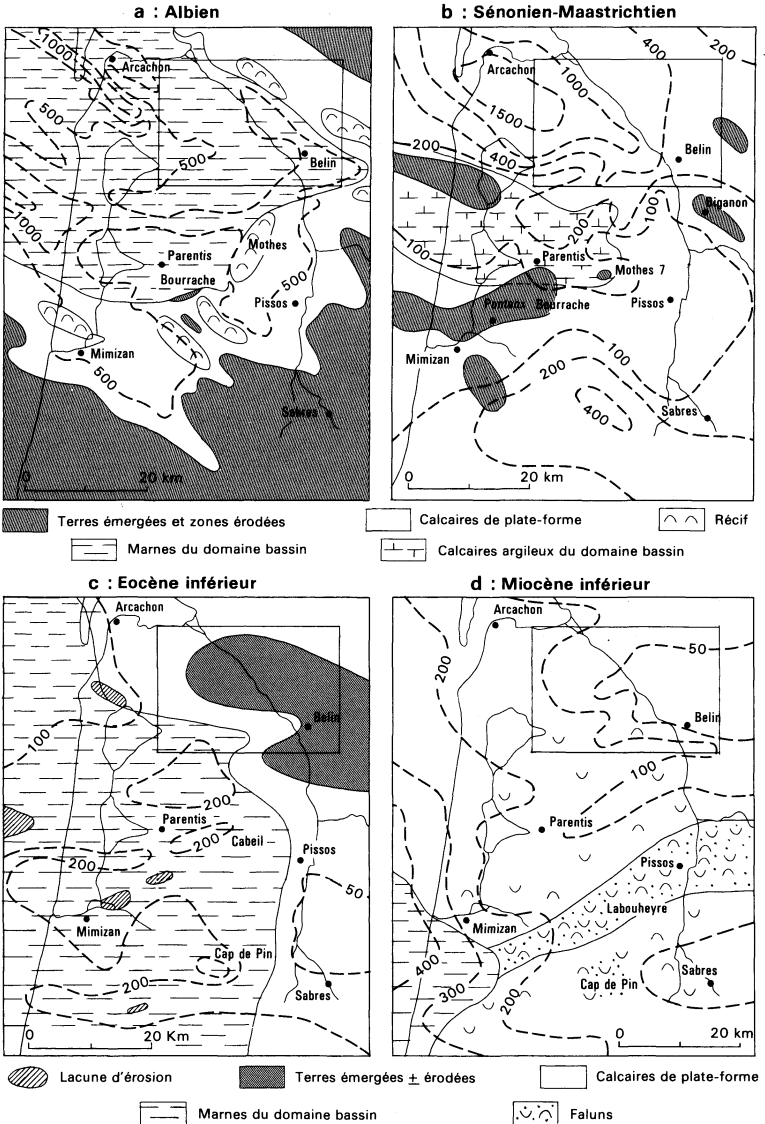


Fig. 8 - Evolution paléogéographique de l'Albien au Miocène

Au Crétacé supérieur, la région devient une marge stable et la mer transgresse très largement les bordures du bassin. À partir du Cénomanién, des environnements néritiques carbonatés s'installent, bientôt relayés par des calcaires crayo-argileux de plate-forme externe au cours du Turonien et du Sénonien (fig. 8b). La fin du Crétacé est marquée par une régression généralisée.

Au début du Tertiaire, le contexte tectonique change pour devenir de type compressif avec les premiers effets de l'orogénèse pyrénéenne. Depuis le Paléocène jusqu'à l'Éocène inférieur, le secteur se trouve à la limite d'une plate-forme carbonatée peu profonde, détritique à la base, en bordure du domaine de mer ouverte à sédimentation marneuse situé dans le bassin subsident à l'Ouest, dont la limite restera presque au même endroit pendant tout le Paléogène (fig. 8c).

À partir de l'Éocène moyen, la plate-forme devient de plus en plus étroite et, à l'Éocène supérieur, la régression est plus nettement marquée et le domaine continental à sédimentation molassique gagne alors rapidement vers l'Ouest ; il recouvre toute la région jusqu'à la vallée de l'Eyre, sauf pendant le Stampien au cours duquel se produit la dernière grande transgression du centre de l'Aquitaine, entraînant le dépôt de calcaires souvent détritiques. Au début du Miocène, ce n'est plus qu'une mer épicontinentale, avec dépôts de faluns, qui occupe le secteur et régresse rapidement (fig. 8d).

HISTOIRE CONTINENTALE DES LANDES DE GASCOGNE

● Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Serravallien), le maximum de transgression est matérialisé par des faciès de sables glauconieux verdâtres (Sables verts) et des marnes à huîtres. L'extension des influences marines est cependant très difficile à cerner en raison des fluctuations du niveau de la mer qui ont entraîné une altération pédogénétique de ces faciès, postérieurement à leur dépôt (Sables fauves). La limite entre les domaines continental et marin ne peut donc être basée que sur l'altération ou la non-altération des séries sableuses.

La zone terrestre soumise à la pédogénèse est repoussée très loin vers l'Est des terres, autour d'un golfe central situé dans la région de Lectoure, marqué par des faciès de vasières à huîtres. Quelques îlots légèrement exondés se dessinent à la faveur des zones structurellement hautes, dans la partie du golfe à faible énergie. La zone marine plus profonde se situe dans une position proche de la ligne de côte actuelle.

● Au **Miocène supérieur** (Tortonien—Messinien ; fig. 9), le calme relatif qui règne voit le développement de faciès de plaine d'inondation dans un contexte relativement plat de marécage côtier, sans que les influences marines soient nettement perceptibles dans la sédimentation. À l'Est, un secteur surélevé par rapport à la plaine d'épandage accueille des dépôts à tendance molassique et lacustre (Crouzel, 1957).

À l'Ouest, des faciès fluviaux (Glaises bigarrées) occupent les zones plus basses tandis que se développent des accumulations ligniteuses dans les dépressions. La progradation des séquences postérieures, à caractère érosif, ne permet pas de définir avec précision l'interface eaux douces — eaux salées, qui devait cependant se situer non loin de la zone figurée en talus.

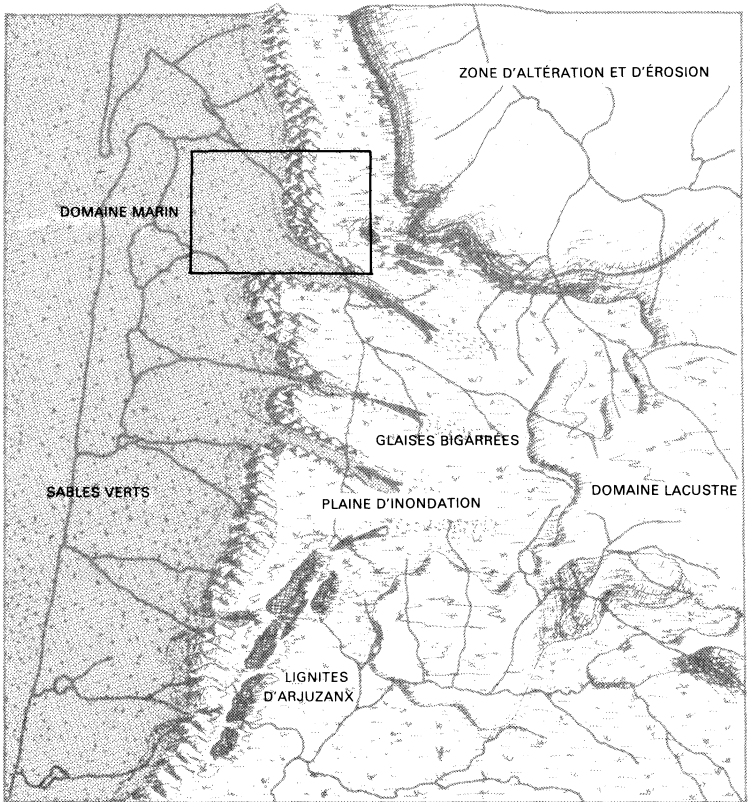


Fig. 9 - Évolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne Miocène terminal

● Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 10), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers. Deux séquences majeures à caractère progradant peuvent être reconnues, localement coiffées par des lignites accumulés dans des marais côtiers allongés, préfigurant la physionomie du littoral à un moment donné. Ainsi, on trouve les dépôts organiques de la région de Solférino, puis ceux de Mézos plus à l'Ouest. Un émissaire majeur, orienté sensiblement SE-NW, débouche aux environs de Parentis. La zone de talus et le domaine marin devaient se situer à cette époque à l'Est de la côte actuelle.

La rectitude des corps ligniteux et leur parallélisme par rapport à la côte actuelle, laissent penser que le domaine marin devait se situer à peu de distance.

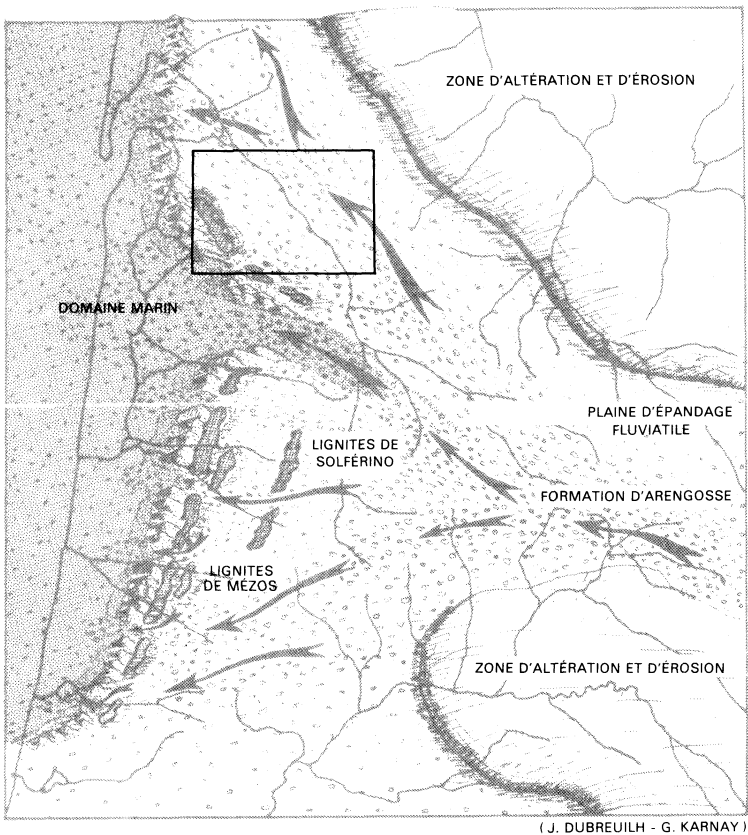
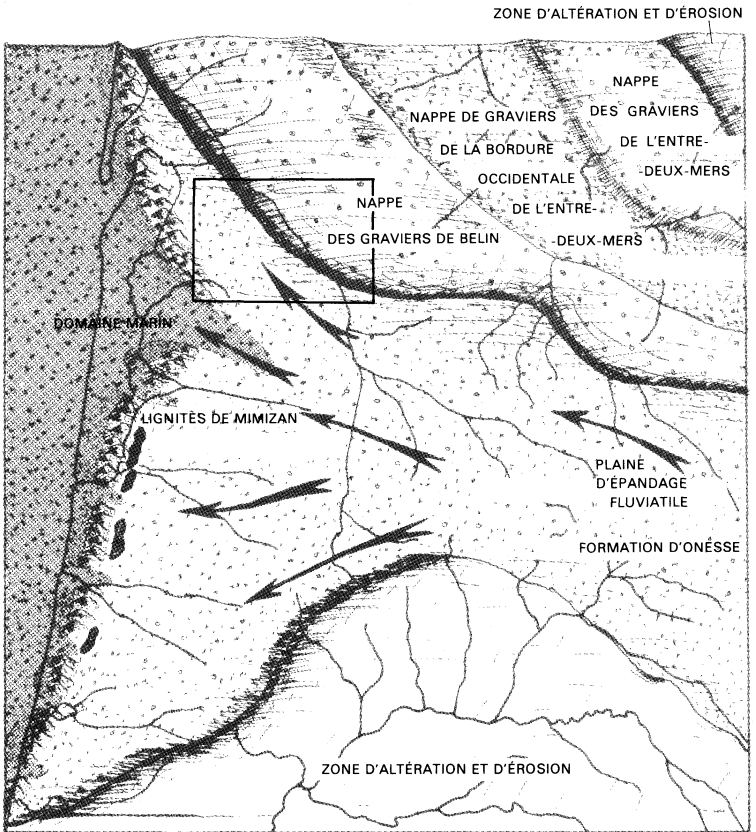


Fig. 10 - Évolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne Pliocène

● Au **Quaternaire ancien** (fig. 11), l'ultime comblement des régions des Landes et du Médoc intervient avec différents épandages, selon un mouvement en éventail balayant l'Ouest et le Nord-Ouest de la région nord-aquitaine.

Alors que les formations d'Onesse et de Beliet achèvent le comblement de la partie landaise, l'émissaire principal est rejeté peu à peu vers le Médoc dont il entame le comblement avec les nappes de graviers de la région de Belin, de l'Entre-deux-Mers, de la partie orientale Bourgeais et du Blayais. Un dernier épisode, conservé à la partie occidentale de l'Entre-deux-Mers, occupe approximativement l'emprise géographique des terrasses étagées du réseau structuré postérieur et achève la mise hors d'eau de cette



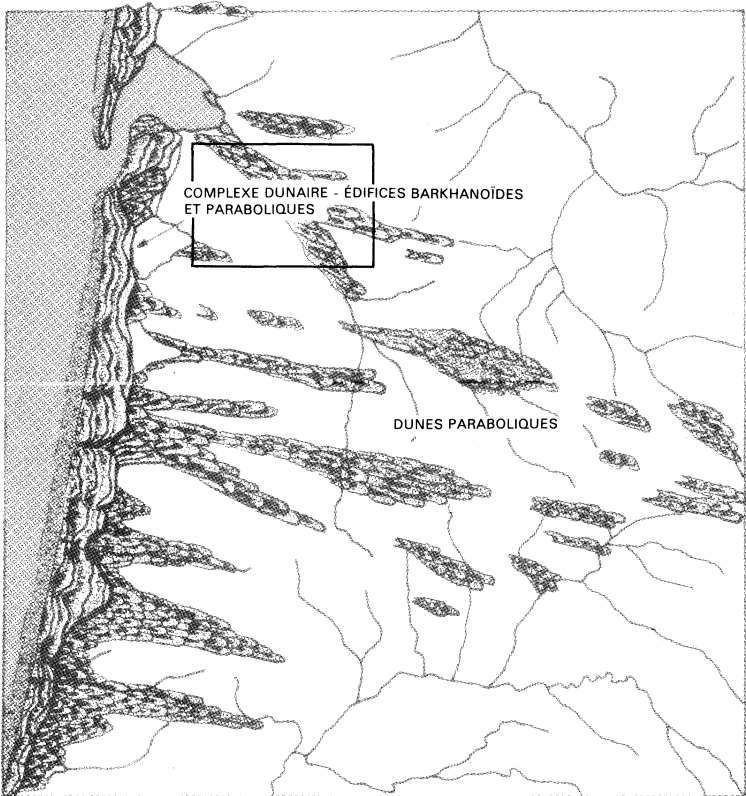
(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

Fig. 11 - Évolution paléogéographique schématique du comblement récent des Landes de Gascogne Quaternaire ancien anté-glaciaire

région. Au cours des phases glaciaires qui suivent, le réseau structuré entame profondément ces deux derniers épandages (Dubreuilh, 1976).

Pendant le même temps, la région landaise est soumise à des phénomènes périglaciaires, puis à un ruissellement et une éolisation intenses, avec le dépôt de la Formation de Castets éolisée par la suite au Würm récent et donnant naissance au Sable des Landes s.s.

● Au cours de la période **Holocène** (fig. 12) s'édifient les différents systèmes dunaires de la façade atlantique, lui donnant la physionomie que nous lui connaissons aujourd'hui.



**Fig. 12 - Évolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Holocène**

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

PÉDOLOGIE ET VÉGÉTATION

Il est possible de distinguer deux grands types de sols suivant la nature plus ou moins sableuse ou argileuse des roches-mères.

Sols podzoliques

L'ensemble du domaine landais est recouvert par un manteau de sables très purs, dont les capacités de drainage ont donné naissance à des sols podzoliques hydromorphes bien développés.

À partir d'une végétation acidifiante proche de celle qui y prospère actuellement (bruyère, ajonc, callune, pin, fougère), productrice d'un humus de type mor, se développe un lessivage intense des horizons intermédiaires A2, qui peut affecter le sol sur 1 m à 1,5 m de profondeur. En dessous, les podzols sont caractérisés par des horizons d'accumulation Bh et/ou Bf, où se concentrent les acides humiques et fulviques qui donnent la couleur noirâtre à rouille à cet horizon dénommé *alios*. Situé à la limite de battance de la nappe phréatique, cet horizon est souvent épais de 50 cm en moyenne, mais peut localement dépasser 1 m. Les couleurs rouille à brun-jaune sont données par des concentrations humo-ferrugineuses plus riches en hydroxydes de fer, sans que ceux-ci ne soient jamais supérieurs à 1 % (Gourdon-Platel, 1975 ; Gelpe, Gourdon-Platel et Legigan, 1985).

Le phénomène de podzolisation intervient en climat assez froid, et ces auteurs estiment que le climat actuel ne permet plus une podzolisation généralisée, les sols sous forêts très anciennes restant très peu évolués ; cependant, certaines aliotisations locales sur horizons B déjà constitués peuvent encore s'accroître. L'âge de ces sols podzoliques est variable, plusieurs datations absolues permettant de les situer depuis le Préboréal (10 000 B.P.) jusqu'au Subatlantique (2 000 B.P.) ; cependant, dans le Sud des Landes, près de Beylongue, des *alios* du Würm IV ont été observés et, dans le bassin de l'Adour, des podzolisations très anciennes sont attestées au cours de l'interstade Würm III-IV, soit 16 000 à 20 000 B.P. (Thibault, 1970).

La végétation du domaine sableux landais est dominée par le pin maritime, dont les vastes forêts remontent aux boisements intensifs qui ont été encouragés durant la seconde moitié du 19^e siècle pour améliorer le drainage du massif sableux initialement occupé par des landes et des marais. On trouve encore des peuplements de grands chênes au droit d'espaces privilégiés datant de la période antérieure au boisement et généralement occupé par une ancienne ferme (*airial*).

La végétation des sous-bois est toujours dominée par les espèces acidifiantes (bruyère cendrée, callune, brande, ajonc d'Europe, ajonc nain, fougère-aigle) sur les zones les mieux drainées, alors que les parties très humides sont envahies par la molinie.

Tout le domaine landais a été mis en valeur par la sylviculture mais, depuis la fin presque totale de l'utilisation de la résine obtenue par gemmage des pins, de nombreux espaces sont de plus en plus consacrés à la culture du maïs.

Sols alluviaux

Dans la plaine alluviale à dépôts récents de l'Eyre, se sont développés des sols peu évolués à traces d'hydromorphie marquée surtout dans les sables argileux. On y rencontre parfois aussi des sols tourbeux, surtout fréquents dans le delta de l'Eyre, entre Facture et Le Teich.

OCCUPATION DU SOL, CULTURES ET ACTIVITÉS

Le territoire couvert par cette feuille se situe en partie dans la Grande-Lande, dont la vocation forestière ne s'est réellement concrétisée qu'au siècle dernier avec l'assainissement des landes humides marécageuses.

Alors que la majeure partie du massif forestier est constituée de pins maritimes, le chêne subsiste néanmoins au niveau des *airials* (secteur d'habitation), ainsi qu'une population de feuillus à proximité des vallées.

L'exploitation de la forêt s'est tournée pendant longtemps vers la récolte de la résine, tandis que la production de bois était accessoire, mais cette tendance s'est nettement inversée et quelques communes de ce secteur, comme Salles et Belin, possèdent des unités de transformation du bois. Cette industrie est de plus en plus tournée vers la production de bois d'œuvre et de produits élaborés (lambris, parquets, etc.). Un autre débouché régional très important est la production de papier d'emballage (type kraft) dans la grande usine de la Cellulose du Pin à Facture.

L'activité céréalière est principalement centrée sur la production du maïs à partir de vastes exploitations depuis une quinzaine d'années. On rencontre ainsi, dans le Sud-Ouest du secteur, d'immenses exploitations de maïs de plusieurs centaines d'hectares, entièrement irriguées par des dizaines de forages captant la nappe plio-quadernaire. Les plus importants domaines d'exploitation sont répartis ainsi :

- Belin : domaine de Cap-de-Bos,
- Lugos : domaines de Eyneau et de Tiremaou,
- Salles : domaine du Petit-Lagnereau,
- Le Teich : domaine du Broust.

Ces domaines prélèvent plus de 100 000 m³/jour dans la nappe superficielle pendant la période d'arrosage.

RESSOURCES EN EAU

Depuis la surface jusqu'au substratum créacé, l'ensemble des terrains existants dans le secteur étudié comprend cinq formations contenant des réservoirs susceptibles de constituer des aquifères ; elles se répartissent en

deux réservoirs superficiels, deux semi-profonds et un profond (*). Les forages d'exploitation ne captent généralement que les aquifères superficiels ou semi-profond supérieur, mais aussi les nappes semi-profonde inférieure et profonde quand elles se trouvent près de la surface vers l'Est de la carte. Au-dessous existent des aquifères très profonds dont le captage ne peut-être envisagé que pour des utilisations énergétiques, avec des contraintes importantes.

Nappes superficielles

Ce sont les nappes aquifères des couches sableuses du Plio-Quaternaire et la nappe miocène contenue dans des grès coquilliers. Le mur de cet ensemble aquifère peut atteindre parfois 220 m de profondeur.

● **Caractéristiques des nappes plio-quaternaires.** Elles sont contenues dans les formations suivantes depuis la surface vers la profondeur (120 m au maximum) :

- sables fluvio-éoliens (Formation du Sable des Landes *l.s*) ;
- ensemble de graviers et de sables grossiers (Formation de Belin) ;
- ensemble de sables fluviatiles très peu argileux (Formation de Beliet) ;
- ensemble de sables et graviers surmontés de sables argileux et d'argiles en couches plus ou moins étendues, qui peuvent mettre ce dernier ensemble en charge (Formation d'Arengosse).

Suivant le plus ou moins grand développement des assises argileuses (érosion ou non-dépôt du sommet des séquences), les nappes superficielles se trouvent ou non en intercommunication directe entre elles et avec les grès du Miocène ou les Sables fauves, ces derniers formant un réservoir de qualité très médiocre aux eaux chargées en fer.

Dans tout le secteur, ces nappes existent avec des caractéristiques hydrauliques variables mais généralement très bonnes. Compte tenu de la teneur en fer généralement élevée des eaux (0,80 à 1 mg/l), ces nappes sont surtout captées pour l'irrigation de façon très intensive (plus de 100 forages) au droit des vastes domaines d'exploitation qui possèdent chacun de nombreux forages à moins de 20 m de profondeur (Astié et Dubreuilh, 1977 ; Le Gars, 1985).

Les débits spécifiques calculés dans ces ouvrages sont souvent élevés : entre 5 et 10 m³/h/m dans les domaines de Lagnereau et de Tiremaou. Dans les graviers de la Formation de Belin, certains anciens forages de faible profondeur ont des productivités de près de 12 m³/h/m. Les débits exhaurés par forage se situent entre 50 et 75 m³/h. La résistivité moyenne de ces aquifères est de 5 500 ohms.cm.

Les niveaux piézométriques de cet ensemble aquifère montrent les sens d'écoulement de la nappe drainée d'une part vers l'Eyre et d'autre part vers le lac de Cazaux-Sanguinet et le bassin d'Arcachon ; le toit de la nappe est généralement située à moins de 2 m de profondeur mais, dans certaines zones, les forages peuvent être artésiens jaillissants, surtout près de l'Eyre.

(*) La notion de profondeur est prise ici au sens stratigraphique, compte tenu de l'important gradient de pente entre l'Est et l'Ouest de la carte (cf. chapitre « Données structurales »).

● **Caractéristiques de la nappe miocène.** Elle est contenue dans des grès plus ou moins consolidés, passant latéralement à des argiles sableuses coquillières. Leur épaisseur peut dépasser localement 150 m, mais n'est généralement que d'une quarantaine de mètres en moyenne. Cette nappe peut localement être en communication avec celle des calcaires oligocènes sous-jacents et les Sables fauves qui les surmontent (Allard, 1981).

L'aquifère est surtout capté pour l'eau potable et la défense contre les incendies dans les communes au Sud du bassin d'Arcachon (Mios, Salles, Gujan-Mestras, Le Teich, Sanguinet) et dans l'Est de la carte (Le Barp, Belin, Lugos).

Son accessibilité et sa bonne qualité chimique ont justifié depuis longtemps son exploitation par des forages moyennement profonds pour l'alimentation en eau des collectivités et des petites industries. Les débits d'exploitation moyens sont assez peu importants (12 à 25 m³/h). Les caractéristiques hydrodynamiques de ce réservoir sont moins bonnes que celles du Plio-Quaternaire, avec des débits spécifiques variant entre 0,5 et 5 m³/h/m et des transmissivités comprises entre 5.10⁻⁴ et 1,5.10⁻³ m²/s. Cependant, dans les zones de Salles et du Barp, des débits spécifiques supérieurs à 5 m³/h/m peuvent être obtenus, alors que vers Lavignolle ils sont très faibles (cf. tableau ci-dessous).

Commune	Indice BRGM	Profondeur (m)	Niveau piézométrique	Débit (m ³ /h)	Débit spécifique (m ³ /h/m)
Mios	850-2-4	105	+22	6	1,30
Salles	850-3-6	96	+26	5	6,25
Lavignolle	850-4-1	55	+45	9	0,50
Le Barp	850-4-8	112	+63	80	2,60
Sanguinet	850-5-12	132	+24	12	2,20
Lugos	850-7-13	158	+35	20	3,80
Belin	850-8-2	91	+33	25	1,30

Les niveaux piézométriques se situent entre 5 et 10 m au-dessous de ceux de la nappe du Plio-Quaternaire, sauf dans la zone orientale de l'étang de Cazaux-Sanguinet, et au Sud du bassin d'Arcachon où la nappe du Miocène est en charge par rapport à la nappe supérieure, avec parfois des ouvrages artésiens jaillissants.

Nappes semi-profondes

Bien qu'elles existent partout dans le domaine étudié, il y a moins de données précises sur ces nappes qui n'ont le plus souvent été reconnues que par les forages pétroliers. C'est grâce aux pertes de circulation rencontrées à la traversée de ces réservoirs que l'on peut les localiser dans la série. Dans le détail, on peut individualiser deux niveaux aquifères contenus dans les calcaires ou les calcaires gréseux de l'Oligocène et de l'Éocène (cf. fig.2).

● **Nappe des calcaires de l'Oligocène « supérieur ».** C'est la plus importante car elle s'étend sur tout le secteur étudié. La profondeur de son toit est comprise entre 80 m au Nord-Est (Le Barp : 4-7) et plus de 230 m au Sud-Ouest (Fronsac 1). Elle a été traversée souvent avec pertes de boue,

notamment dans les forages suivants : Tiremaou 1, Fronsac 1, Sillac 1, Lugos 1, 2 et 3, Lugos-Ouest 3.

La zone réservoir est plutôt située dans la moitié inférieure de la formation calcaire, dont la puissance peut dépasser 500 m ; au-dessous, la formation gréseuse, dont le toit est généralement situé entre 300 et 500 m de profondeur, a fourni également de bons indices de porosité qui témoignent des possibilités aquifères de ce réservoir dans la partie sud de la carte (Lugos-Ouest 1).

Cinq forages ont capté la nappe oligocène sur le territoire de la carte : les forages communaux d'AEP de Gujan-Mestras (1-5), Salles (3-1 et 3-2) et celui de Belin (8-16), ainsi qu'un forage pour les besoins de la papeterie de Facture (2-75), inutilisé depuis 1980. Leur profondeur varie de 150 m environ pour les derniers, qui sont situés au Nord-Est de la faille de l'Eyre, alors que celui de Gujan-Mestras, de l'autre côté, atteint 376 m.

Le débit d'exploitation de cet ouvrage est de 120 m³/h, tandis que ceux de Salles et de Belin ne sont que de 60 m³/h pour un débit spécifique de 4 m³/h/m. La surface piézométrique suit les pentes des nappes supérieures (+ 17 NGF à Salles pour - 8 NGF à Gujan-Mestras).

Le forage communal n° 2 du Teich (1-86) capte à la fois la nappe de l'Oligocène et celle de l'Éocène moyen-supérieur.

● **Nappe des calcaires de l'Éocène moyen-supérieur.** Les différents corps calcaires de l'Éocène moyen contiennent une nappe assez constante au Sud de la feuille, comme le prouvent les pertes notées dans les forages de Lugos-Ouest 4, Sillac 1, Fronsac 1, Tiremaou 1 et Camontès 1. Ces corps carbonatés s'amenuisent vers le Sud-Ouest, provoquant ainsi une fermeture de l'aquifère à partir de la zone centrale de la carte Parentis.

Seuls 2 forages ont tenté de capter cette nappe pour l'eau potable à partir de 108 m : Le Barp (4-7), aujourd'hui inutilisé par absence de débit, et le récent forage du Teich (Caplande : 1-86), entre 166 et 300 m de profondeur. Ce dernier, situé à côté du forage profond du Teich (1-4) capte, dans des calcaires gréseux et bioclastiques très alternants avec des marnes vertes peu épaisses, une eau très peu minéralisée (230 mg/l), avec un débit maximum de 265 m³/h et une productivité dépassant 4,5 m³/h/m.

Nappe profonde

Dans le secteur de Facture-Biganos, la remontée des formations mésozoïques et la faible puissance du Tertiaire permettent d'accéder de façon économique à la nappe aquifère profonde qui, à l'Ouest de la vallée de l'Eyre, s'enfonce rapidement en dessous de -500 NGF jusqu'à -1 500 NGF vers Sanguinet.

À l'embouchure de l'Eyre, la nappe aquifère baigne à la fois les calcaires bioclastiques du Campanien supérieur-Maastrichtien et ceux, plus détritiques, de l'Éocène inférieur, voire ceux de l'Oligocène. Les forages ont donc généralement des crépines à cheval sur plusieurs formations dont les nappes se séparent vers l'Est et vers l'Ouest.

C'est le cas des forages de la papeterie de Facture (2-2, Crétacé et Oligocène) et de la commune du Teich (1-4, Crétacé et Éocène), ce dernier ayant été équipé après perforation du tubage du forage pétrolier Le Teich 1.

Leurs débits sont respectivement de 80 et 28 m³/h. Ces ouvrages, artésiens jaillissants à l'origine, ont maintenant des niveaux légèrement sous le sol. L'eau est très peu minéralisée (220 mg/l) dans ce secteur, mais il est probable que sa salinité augmente vers l'Ouest avec la profondeur.

Nappes très profondes

Ces aquifères, contenant des eaux à salinité variable mais généralement élevée, sont du haut vers le bas : les calcaires, dolomies et grès du Crétacé inférieur et les dolomies du Jurassique terminal.

Le Barrémien et l'Aptien sont constitués localement par des calcaires plus ou moins dolomitiques dont le toit est situé entre 1 000 m et 3 000 m de profondeur, de l'Est vers l'Ouest. Les forages au Sud de Belin ont traversé des fissures dans ces terrains. Au-dessous, la base du Crétacé inférieur est constituée par des grès et conglomérats plus ou moins argileux ou dolomitiques, qui recouvrent la majorité de la carte. Ils surmontent la « dolomie de Mano » du Jurassique terminal, souvent très karstifiée.

Ces deux formations sont baignées par une nappe aquifère commune qui a été captée sur la commune du Teich à l'Est de Balanos, pour une utilisation géothermique (projet initial de chauffage de serres). Pour cela, le forage de reconnaissance pétrolière Mios 2 bis (2-69), près de Pirac, depuis renommé GLTP 1, a été récupéré par perforations de son tubage entre 1 731 et 1 859 m, la limite Purbecko-Wealdien—dolomie de Mano se situant à 1 759 m de profondeur. Depuis, cet ouvrage peut produire 150 m³/h en écoulement naturel artésien à 2,7 bars de pression (niveau piézométrique à + 36 NGF).

L'eau est fortement minéralisée (3,7 g/l), avec une quantité importante d'hydrogène sulfuré. Sa température élevée de 73 °C révèle que le gradient géothermique, dans ce secteur du bassin d'Aquitaine, est de 3,3 °C pour 100 m environ.

Des formations aquifères encore plus profondes peuvent exister dans la base du Jurassique et dans des faciès détritiques du Trias, mais elles ne sont pas connues car les forages pétroliers ont été arrêtés le plus souvent dans le Crétacé inférieur ou le Portlandien.

SUBSTANCES UTILES

Les ressources traditionnelles du sous-sol landais, argiles et sables (Jacquot et Raulin, 1874-1888), ne sont plus aujourd'hui exploitées dans cette région, mais dans le Sud de la carte se trouvent un des gisements de pétrole les plus anciens de l'Aquitaine occidentale et une industrie extractive de matériaux sableux.

Hydrocarbures

Cette région possède des gisements pétroliers exploités depuis 35 ans dans différents réservoirs du Crétacé inférieur, situés dans le Barrémien et l'Aptien inférieur.

Sept concessions d'hydrocarbures attribuées à la société ESSO-REP existent dans le secteur et produisent des quantités variables de pétrole depuis 1954 pour les plus anciennes découvertes (fig. 13 et 14). Seul le champ de Lugos est sur la carte Belin.

Découvert en 1956, le *gisement de Lugos*, bien que modeste en comparaison avec ceux de Parentis et de Cazaux, a cependant contribué dans le début des années 80 pour un tiers de la production régionale.

● **Gisement.** C'est dans le sommet fracturé des dolomies barrémiennes et dans la base des grès subcontinentaux de l'Aptien inférieur que l'huile est contenue ; l'épaisseur totale du gisement est de 150 m environ ; son toit est à 1 500-1 600 m de profondeur sur le champ lui-même et atteint 2 400 m à Lugos-Ouest 4.

L'extension du gisement aptien est de 4,5 km², alors que celle du gisement barrémien n'est que de 2,4 km². Il est formé par un anticlinal faillé longitudinalement au Sud.

● **Production.** À la fin de 1991, la production cumulée depuis la découverte s'élève à 1,69 million de tonnes de pétrole brut, dont les principales caractéristiques moyennes sont les suivantes : huile paraffinique très visqueuse (770 centipoises), de densité 0,929, contenant 0,73 % de soufre.

Malgré la réalisation de nouveaux forages de développement à partir de 1975, la productivité du brut a commencé à diminuer depuis plusieurs années en raison de l'augmentation du taux moyen d'hydratation qui atteignait 90 % en 1988. La production a été la plus forte en 1981, avec 243 518 t, mais a rapidement chuté à moins de 100 000 t 2 ans après (fig. 14).

Sur les 32 forages réalisés depuis 1956, la production d'huile est actuellement assurée par 20 puits en moyenne, assistée par un seul puits d'injection (Lugos 101), avec un débit moyen de 4 t/jour/puits.

Substances minérales

L'exploitation de substances minérales est actuellement faible ; cependant, des gisements potentiels ou des indices de matériaux sont connus, tels que des sables extra-siliceux, des argiles ou des tourbes, voire des pierres de construction.

● **Sables extra-siliceux.** L'ensemble du territoire landais peut fournir des matériaux sableux ou sablo-graveleux assez variés répondant aux normes industrielles, à partir des formations du Sable des Landes et de Beliet. Les teneurs en silice, assez élevées, se situent entre 97 et 99 % dans les fractions comprises entre 0,4/0,8 mm et 2,0/2,5 mm. La phase argileuse (5 à 25 % sui-

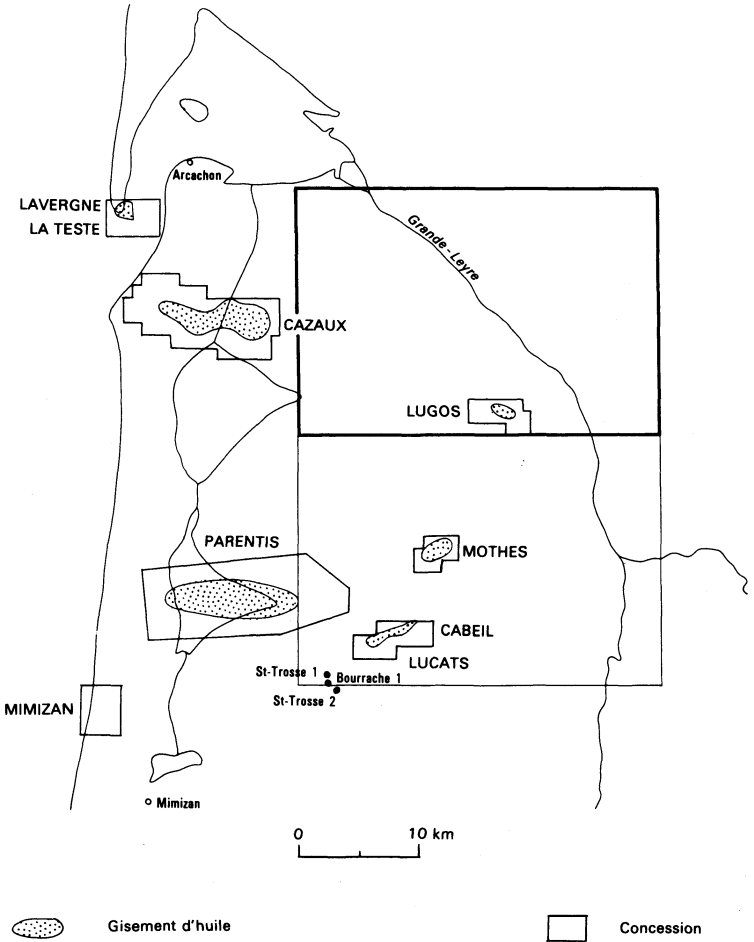


Fig. 13 - Localisation des champs pétroliers du Nord-Ouest de l'Aquitaine

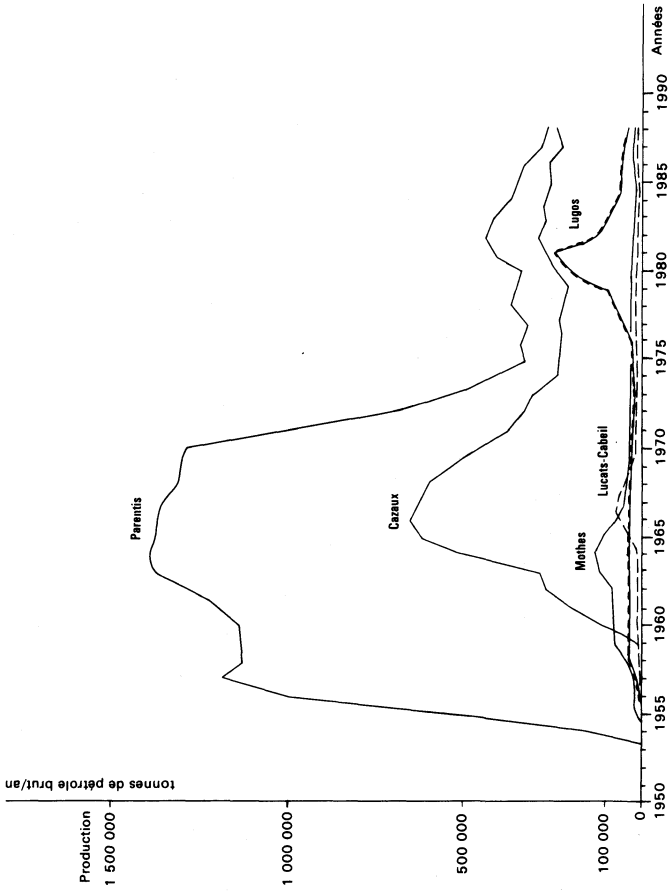


Fig. 14 - Évolution des productions de pétrole des gisements de la région de Parentis

vant les conditions du milieu de dépôt) est constituée de kaolinite fortement dominante.

D'importants gisements de sables semblables à ceux exploités à Marcheprime plus au Nord (feuille Audenge), peuvent être mis en évidence, notamment dans la Formation de Beliet. Ce type de matériau trouve actuellement un emploi en verrerie industrielle, en fonderie ainsi que dans le bâtiment pour la fabrication des bétons spéciaux et des enduits. Autrefois, des verreries et des fonderies artisanales ont existé à Beliet.

● **Sables grossiers et graviers.** Dans tout le Nord-Est de la feuille existent des sables très grossiers et graviers, dont la teneur en silice après lavage dépasse 95 % (Formation de Belin), constitués de grains de quartz et quartzites et de très peu de feldspaths. Ces matériaux, déjà exploités dans la carrière de Ballion (Belin) pour la voirie, sont aussi valorisés, après traitements de lavage et criblage, comme matériau de gravillonnage dans les forages d'eau et dans la filtration industrielle. La matrice kaolinique de ces graviers est naturellement peu importante dans le secteur du moulin du Moine (2 à 8 %), où leur puissance dépasse 15 m.

● **Argiles communes ou à grès.** Des argiles communes, voire localement des argiles propres à la fabrication de grès, riches en alcalins et alcalino-terreux, existent à l'affleurement sur cette feuille, dans la Formation de Beliet, en bordure de la vallée de l'Eyre. Au début du siècle, ces argiles alimentaient plus de dix petites tuileries et briqueteries sur les communes de Beliet (Garot, Graoux) et de Belin (La Houna, La Couyelle). Elles possèdent une fraction siliceuse assez importante qui varie de 65 à 80 % en moyenne.

● **Pierres de construction.** Les grès brun-jaune de Serravallien ont été exploités autrefois comme moellon de construction dans le bourg de Salles, en rive droite de l'Eyre (carrière du château) ; une autre petite carrière en aval du pont montre que le matériau est souvent très grossier et assez peu induré.

● **Tourbes.** Quelques indices de tourbes ont été rencontrés dans le Nord de la vallée de l'Eyre. Il s'agit de tourbes brunes à blondes assez fibreuses, dont les épaisseurs semblent peu importantes (de l'ordre de 1 à 2 m).

● **Minerai de fer : cuirasse ferrugineuse « garluche ».** Au siècle dernier, des petites excavations dans le Sable des Landes autour de Belin, Mios, Salles, Lugos et Saugnac-et-Muret ont livré des quantités non négligeables de cuirasse ferrugineuse appelée *garluche*. Avec une teneur moyenne de 13,5 % de fer métal, cet horizon, épais de 30 cm environ, constituait le minerai de fer qui était transformé dans des forges d'importance inégale, établies le long des cours d'eau.

Dans le secteur de Belin, les principales étaient celles de Beliet (la Grande-Forge, la Petite-Forge, Puntet), toutes sur le ruisseau de la Hountine, et celle de Lugos à l'étang du Bran—Le Martinet. La Grand-Forge est la plus ancienne : créée en 1797, elle a fonctionné sans interruption jusqu'en 1853, constituée d'un haut-fourneau, d'un bocard, de trois feux d'affinerie et d'un feu de martinet. Celle de Lugos est presque contemporaine (1803).

Au milieu du 19^e siècle, se sont ouvertes les autres « usines à fer » de Beliet (1841 pour Puntet).

Peu après, des fonderies et ateliers métallurgiques se sont établis dans Beliet (Garot, 1852) et à Belin (1901). Alors que les hauts-fourneaux s'éteignaient peu à peu, la tradition métallurgique landaise s'est poursuivie jusqu'en 1968, avec les grandes usines Cazenave de Belin, et même 1982 pour la petite fonderie de Beliet.

Dans le secteur, la consommation d'une forge moyenne était d'environ 500 t de minerai par an au début du 19^e siècle, époque où la production des Landes était célèbre pour son « fer doux » obtenu au charbon de bois. Avec la construction des voies ferrées dans le Sud-Ouest, l'extraction du minerai a atteint 25 000 t/an pour l'ensemble des Landes entre 1854 et 1862 (Gourdon-Platel et Legigan, 1985).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

En contraste avec la région de Parentis—Pissos, plus au cœur des Landes, celle de Belin—Mios a été le théâtre de découvertes assez nombreuses et souvent intéressantes, qui témoignent d'une plus grande occupation humaine autour de la vallée de l'Eyre durant la période protohistorique (Roussot-Laroque, 1985).

Il y a cependant très peu de témoins d'occupation très ancienne à cause du caractère inhospitalier qui entourait cette région toujours humide. Plusieurs sites particulièrement favorables ont surtout été occupés à diverses périodes (fig. 15).

Paléolithique supérieur

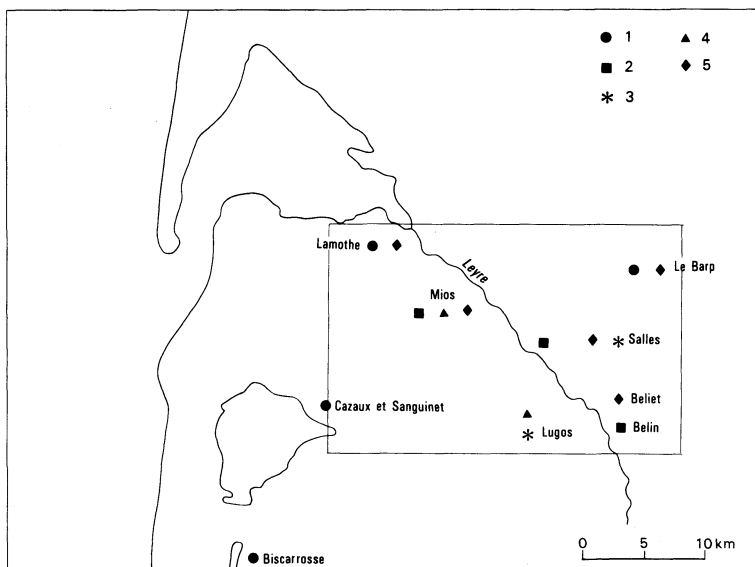
Les plus vieux témoins ont été trouvés au Truc de Bourdiou à Mios : dans un gisement de plein air azilien, plus de 100 outils ont été rassemblés, dont des pointes aziliennes et de nombreux grattoirs courts, mais le gisement est pauvre en burins.

Néolithique et Chalcolithique

À part les deux haches polies trouvées à Sanguinet et la station du Barp, de nombreux sites, répartis à proximité de l'Eyre, ont livré un outillage assez abondant :

- haches de pierre à Belin, 3 haches polies à Mios, dont une en roche verte, haches polies à Salles ;
- flèches à ailerons en silex à Belin, Mios, Salles ;
- poignard en silex à Salles.

De la céramique campaniforme (tessons de poterie à décors de cordelette) a été trouvée au Truc de Bourdiou (Mios).



1 : Néolithique ; 2 : Chalcopyrite ; 3 : Mégalithes ; 4 : Âge du bronze ; 5 : Âge du fer

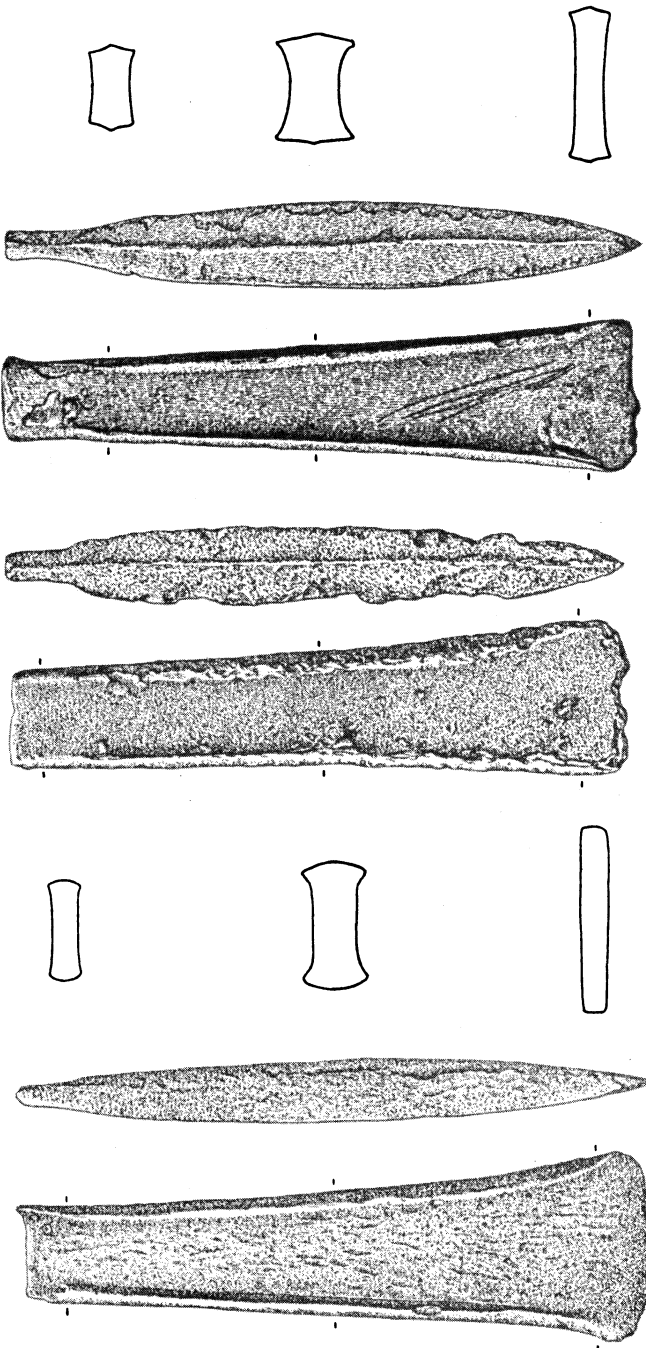
Fig. 15 - Sites protohistoriques de la région de Belin-Mios
(d'après Roussot-Larroque, 1985)

Les mégalithes sont peu nombreux : au Poujeau de Montmey à Salles et, plus douteux, au Puyau de Montespioux, la Pierre de la Main du Diable (Lugos) au bord de l'Eyre, grès ferrugineux portant des gouttières creusées parallèles qui, pour certains archéologues, ne serait qu'un simple bloc naturel alors que d'autres pensent qu'elle faisait partie d'un cromlech.

Âge du bronze

Le **Bronze ancien** (1800-1500 av. J.C.) n'est attestée qu'à Mios, avec les fragments de vases du Truc de Bourdiou et surtout par le groupe des 7 haches à léger rebord découvertes aux Perduilles en 1897, dont une est conservée au musée de la Mer à Arcachon (fig. 16) ; leur forme allongée est celle des haches médocaines, mais les rebords en sont moins saillants.

Durant le **Bronze moyen** (1500-1250 av. J.C.), l'évolution commencée semble se poursuivre sans rupture notable ; c'est l'apogée du Bronze



1 Hache du Bronze ancien des Perduilles (Mios)
2 Haches du Bronze moyen du Moulin du Martinet (Lugos)
3 Haches du Bronze ancien des Perduilles (Mios)

Fig. 16 - Les haches médocaines de l'âge du bronze des sites de Lugos et de Mios
(extraits de Roussot-Larroque, 1985). Réduction : $\times 0,42$

médocain, centré autour de Pauillac, mais dont le rayonnement couvre toute l'Aquitaine. Trois de ces très belles haches médocaines longilignes à rebords ont été découvertes au moulin du Martinet à Lugos : mesurant 20 cm de long pour 3 de large en moyenne, avec une épaisseur ne dépassant pas 1,5 cm, elles appartiennent au type médocain le plus pur ; la spectographie a révélé un bronze à 12 % d'étain, classique pour cette industrie.

Le site du Truc de Bourdiou a aussi livré de nombreux fragments de vases provenant d'un habitat remanié par les constructeurs des tumuli du premier âge du fer.

Mais la découverte la plus surprenante reste incontestablement l'inestimable bracelet d'or de Caudos (commune de Mios) trouvé vers 1863 (conservé au musée des Antiquités nationales) : c'est un bracelet ouvert, rond, lisse, à bouts légèrement élargis, en or massif... pesant 330,6 g ! (fig. 17). Il ressemble assez aux bracelets de Vieux-Bourg-Quintin en Bretagne et à ceux de Vendée et de Loire-Atlantique. En pensant que ces bracelets massifs de répartition atlantique servaient peut-être de lingots, J. Rous-sot-Laroque s'interroge sur de possibles influences irlandaises ou ibériques à cet époque. Cet auteur souligne d'ailleurs que deux des trois bracelets d'or de cet époque découverts en Aquitaine l'ont été dans la Grande-Lande ou à sa limite, démentant ainsi sa réputation de terre inhospitalière à partir de 1500 av. J.C.

Il n'y a pas d'attestation du **Bronze final** (1250-700 av. J.C.) sur la carte elle-même, mais dans un tumulus de Saint-Magne, juste à l'Est de Belin, furent recueillis une garde d'épée en bronze et un bracelet.

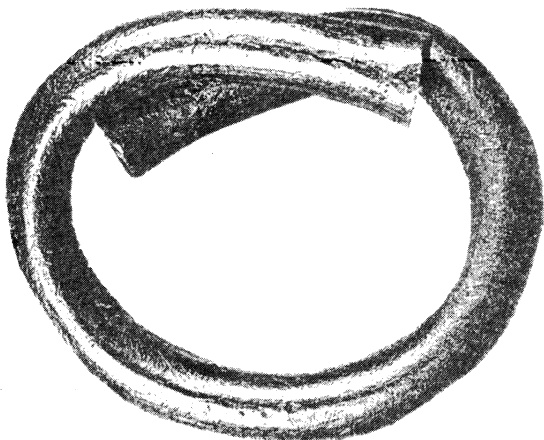


Fig. 17 - Bracelet d'or de Caudos
(Bronze moyen). Grandeur naturelle

Âge du fer

La période du premier âge du fer est une des mieux attestées par la conservation des objets dans les nombreux tumuli qui ont été édifiés tout le long de la vallée de l'Eyre.

À Beliet, deux tumuli ont été signalés près du Graoux, dont le Puyau du Caux. Au siècle dernier, une cinquantaine d'objets ont été découverts dans un vase, dont 33 appliques coniques à bélière, un diadème, une tête d'épingle.

À Biganos (Bos de Caubet, Gaillard, Houn de la Peyre et Lamothe) et à Mios (Berceau, Truc du Bourdiou, Pujaut, Castandet), d'importants ensembles de tumuli à incinération ont permis de découvrir des urnes à offrandes et des objets métalliques en fer et en bronze (épées, couteaux, fibules, bracelets, torques, boucles d'oreille, etc.).

Au Teich, à Salles (Bourg), à Lugos (Le Martinet), les nécropoles sont par contre composées de tombes plates à incinération, séparées des sites à tumulus de tradition plus ancienne.

En conclusion, bien que la région ne se prêtait pas beaucoup aux découvertes archéologiques, la qualité des pièces découvertes permet de penser qu'à partir de l'âge du bronze, ce secteur de la Grande-Lande était peuplé de groupes en relation les uns avec les autres et avec le Médoc, dont les haches se retrouvent jusqu'au Sud des Landes. J. Roussot-Laroque pense que les échanges et la dispersion des produits fabriqués au Nord pouvaient se faire par voie fluviale le long de l'Eyre et parfois près de la côte, mais cette voie est aujourd'hui masquée par les profondes modifications du trait de côte et la mouvance des sables dunaires.

ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE

Si la monotonie de la plaine landaise est bien réelle dans toute la moitié sud-occidentale de la carte, elle n'est qu'apparente dès que l'on aborde la vallée de l'Eyre et que l'on remonte sur le secteur nord-est. L'itinéraire proposé ne parcourra donc que cette partie de la feuille présentant les principaux sites d'intérêt de la géologie locale et les quelques édifices architecturaux de l'époque romane.

En venant de Bordeaux par la RN 10, on suit l'un des principaux chemins de Saint-Jacques-de-Compostelle qui, du 9^e au 18^e siècle, va conduire le passage des nombreux pèlerins, les « roumioux », joignant Saint-Martin-de-Tours à Ostabat. C'est à partir de la seconde moitié du 11^e siècle que Belin figure comme une étape importante dans le réseau des grandes voies médiévales, et les sites architecturaux du secteur sont le résultat de l'importance prise par l'élan religieux de cette époque.

En arrivant à Belin, avant de franchir le ruisseau de la Hountine et en tournant au fond de la vallée vers la Grand-Forge, on peut observer dans une

ancienne sablière les sables blancs à gris très fins de la *Formation de Beliet*, qui ont servi notamment à la fonderie du Moura, devant les vestiges de laquelle on passera ensuite pour atteindre l'ancienne carrière d'argile de Garot (au groupe de maisons modernes en bois, prendre légèrement sur la gauche un petit chemin dans la forêt ; le chemin suivant mène à la tuilerie). L'argile bleu-gris silteuse du sommet de la *Formation de Beliet*, encore visible aujourd'hui en haut de l'excavation, alimentait une tuilerie puis briquetterie depuis avant 1780.

Revenir au centre de Beliet. On retrouvera ces mêmes dépôts dans les anciennes carrières à l'Ouest du Graoux, emplacement d'une vieille tuilerie près de l'ancienne Petite-Forge ; le site est aujourd'hui devenu un centre d'animation et d'étude des milieux naturels du parc naturel régional des Landes de Gascogne, dont la vallée de l'Eyre est l'axe de vie principal.

Retraverser Beliet et poursuivre jusqu'aux gravières du Haut-Ballion, ouvertes dans la *Formation de Belin*. Les hauts fronts d'abattage permettent d'observer de nombreuses stratifications obliques ou entrecroisées et l'hétérogénéité locale du matériau au sein de certains chenaux.

Avant de quitter Beliet, il est conseillé de s'arrêter à Saint-Vital au musée d'Histoire locale (centre Lapos) où sont présentés un sarcophage provenant de Salles, deux mégalithes « gaulois », des tessons de l'âge du fer, des pièces antiques, ainsi que les industries traditionnelles locales (gemmaire, verrerie, poterie, métallurgie, etc.).

Partir vers Belin et, avant la petite vallée, tourner vers la gauche pour gagner le site du château de Belin. Sur une butte, correspondant à une ancienne motte féodale haute de 15 m environ, s'élevait un petit château construit de grès ferrugineux et de briques, défendu par 5 tours rondes. Il fut détruit peu à peu entre la Révolution et 1860. Une stèle moderne rappelle que, selon la tradition, c'est dans ce château que, en 1123, naquit Aliénor d'Aquitaine, future reine de France, puis d'Angleterre par mariage avec Henri de Plantagenêt. On peut noter le soubassement de la stèle en cuirasse ferrugineuse et admirer la vue sur un méandre de l'Eyre.

Poursuivre la RN 10 et, après l'Eyre que l'on franchit près du prieuré du Passage, hospital et itinéraire obligé pour les pèlerins, tourner vers l'église Saint-Pierre de Mons, romane, datant du 11^e siècle, construite en garluche, mais dont le clocher fortifié date du 15^e siècle. Suivre les replats de terrasses de l'Eyre jusqu'à Mesplet et tourner vers Lugos. Juste avant le pont sur l'autoroute, prendre sur la droite et longer puis revenir vers la vallée jusqu'à l'église Saint-Michel du Vieux-Lugo, site de l'ancien village abandonné en 1849 car placé dans un endroit trop marécageux. Cette petite église romane du 11^e siècle, halte des « roumioux », mérite le détour pour son cadre d'une étonnante tranquillité, ses murs rustiques bâtis en garluche, mais aussi par ses fresques peintes vers 1500.

On repartira par le chemin inverse pour atteindre Lugos et, de là, vers l'étang du Bran où la forge a totalement disparu, mais on peut trouver çà et là des laitiers de couleur turquoise ou émeraude. De là, on peut gagner la butte

de Montespieux où se trouve la Pierre de la Main du Diable, mégalithe de grès ferrugineux couché sur le sol, qui présente de curieuses rainures ressemblant à une main géante de 45 cm de long. Cette pierre ferait partie d'un cromlech, mais il n'est pas certain qu'elle soit réellement gravée.

L'itinéraire reprend par Lanot pour arriver à Salles où, en rive droite et en aval du pont sur l'Eyre, affleurent les *grès grossiers fossilifères du Serravalien*, zone du stratotype de l'ancien « Sallomacien ». Les gravillons de quartz sont très abondants, soulignant les stratifications obliques indiquant un courant vers l'Ouest. Les lamellibranches souvent brisés se détachent de la surface des bancs où sont collés les bryozoaires.

La RD 3 qui mène à Mios traverse ensuite le ruisseau de Dubern. Tourner à gauche vers le moulin du même nom : une petite coupe de sables argileux verts à niveau de coquilles y est visible ; elle montre le passage progressif aux Sables fauves. Par Larrieu et Fourat, on peut traverser la forêt pour atteindre le moulin de Débat (indiqué « moulin ruiné » sur la carte) où se place une intéressante coupe dans les faluns coquilliers (cf. fig. 4).

En poursuivant la RD 3 jusqu'à Mios, plusieurs tranchées recourent les *Sables fauves*. On poursuivra l'itinéraire en franchissant la voie rapide B 63 où affleurent les graviers de la *Formation de Belin* et, par l'ancienne route d'Arcachon (RD 650), on traversera le delta de l'Eyre, aujourd'hui encombré d'une luxuriante végétation redevenue « naturelle » comme sur le reste du cours de la rivière, suite à l'abandon des berges entretenues jusqu'au siècle dernier.

L'itinéraire se terminera dans les milieux de dépôts de la *frange littorale du bassin d'Arcachon*, près du port du Teich (feuille Audenge) où s'observent les vases flamandaises des slikkes et les argiles des schorres. Une visite s'impose au parc ornithologique du Teich, couvrant 120 ha dont 80 de plans d'eau saumâtre. On peut y observer près de 300 espèces d'oiseaux d'Europe, dont les deux tiers sont des migrants. Avec plus de 25 000 oiseaux présents de novembre à mars, ce parc, site unique en Aquitaine, est devenu d'importance internationale pour la reproduction de nombreuses espèces d'oiseaux aquatiques.

Rappelons enfin que cet itinéraire se déroule entièrement dans le parc naturel régional des landes de Gascogne et qu'il convient plus qu'ailleurs d'y respecter un code de bonne conduite et le règlement du parc : discrétion, protection de l'environnement, respect des mondes animal et végétal. Une vigilance particulière doit être portée sur tout geste susceptible d'allumer un incendie de forêt, surtout en été.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD A. (1981) – La nappe du Miocène dans les landes de Gascogne. *DUSTG*, Bordeaux III, 63 p.
- ALVINERIE J. (1969) – Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique. Thèse État, Bordeaux, 2 t., 404 p. + annexes.
- ASTIÉ H., DUBREUILH J. (1977) – L'irrigation du maïs dans les landes de Gascogne : prospection et captage du complexe aquifère superficiel. Colloque national « Les eaux souterraines et l'approvisionnement en eau de la France », Nice, p. 75-88.
- BENOIST E. (1878) – L'étage Tortonien dans la Gironde. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, p. LXXC-XC.
- BENOIST E. (1879) – Sur certains fossiles de Largileyre à Salles. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, XXXIII, p. XIV-XV.
- BENOIST E. (1887) – Tableau synchronique des formations tertiaires du Sud-Ouest de la France, du bassin de Paris, du bassin de Mayence et du Vicentin. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t. XLI, p. 191-199.
- BLAYAC J. (1916) – Sur l'origine éolienne des sables des landes de Gascogne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 117-118.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) – Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson édit., 342 p.
- BOSS K. (1982) – Classification of Mollusca. Synopsis and classification of living organisms. New-York : Mc Graw-Hill Cy, vol 2, p. 1092-1096.
- CAHUZAC B. (1980) – Stratigraphie et paléogéographie de l'Oligocène au Miocène moyen en Aquitaine sud-occidentale. Thèse 3^e cycle, Bordeaux I, 584 p., 90 fig., 11 pl.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Morcenx (924). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville (1990), 32 p.
- COSSMANN M., PEYROT A. (1909-1932) – Conchyologie néogénique de l'Aquitaine. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, XLV-LXXXV.
- CROUZEL F. (1957) – Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol., Fr.*, t. LIV, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.t.
- CURNELLE R. (1983) – Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 68-79, 16 fig.

CURNELLE R., DUBOIS P., SEGUIN J.C. (1980) — Le bassin d'Aquitaine, substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques. *In* : « Itinéraires géologiques : Aquitaine, Languedoc, Pyrénées ». *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, mém. 3, p. 47-48.

DELBOS J. (1848) — Notice sur les faluns du Sud-Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), V, p. 417-428.

DUBREUILH J. (1976) — Contribution à l'étude sédimentologique du système fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde. Thèse Univ., Bordeaux I, n° 91, 273 p., 41 fig., 73 tabl., 2 pl. et 1 pl. h.t.

DUBREUILH J. (1987) — Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviaux tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse État, Bordeaux III, 461 p., 79 fig., 9 tabl., 1 pl. photo, 15 annexes. *Doc. BRGM*, n° 198 (1989).

DUBREUILH J. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Sabres (898). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Dubreuilh, J.P. Platel (1991), 52 p.

DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., BOUCHET J.M. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Lit-et-Mixe (923). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Dubreuilh, G. Karnay (1991), 54 p.

DUBREUILH J., MARIONNAUD J.M. (1972) — Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer (730). Orléans : BRGM, 45 p. Carte géologique par J.M. Marionnaud, J. Dubreuilh (1972).

DUVERGIER J. (1921) — Note sur l'affleurement de falun à Lalande, à Mios. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, p. 123-130.

FALLOT E. (1893) — Sur la classification du Néogène inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXI, p. LXXII, CXVI.

FOLLIOT M. (à paraître) Les faluns de Salles et de Mios (Gironde). Étude paléoécologique et propositions paléogéographiques. Thèse doct., Bordeaux I (1993).

GELPE J., GOURDON-PLATEL N., LEGIGAN P. (1985) — Les alios landais. *In* : « La Grande-Lande », actes du colloque de Sabres (1981), CNRS et PNR landes de Gascogne édit., p. 49-68.

GOURDON-PLATEL N. (1975) — Les alios et les garluches dans le Sable des Landes. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. V, n° 9-10.

GOURDON-PLATEL N., LEGIGAN P. (1985) — Garluches de la Grande-Lande. *In* : « La Grande-Lande », actes du colloque de Sabres (1981), CNRS et PNR landes de Gascogne édit., p. 69-80.

JACQUOT E., RAULIN V. (1874) – Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Introduction et première partie. Mont-de-Marsan : Delaroy édit., 270 p., 1 carte géol.

JACQUOT E., RAULIN V. (1888) – Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Deuxième partie. Mont-de-Marsan : Delaroy édit., p. 271-499, 1 pl. h.t.

JAMET D. (1959) – Révision de la faune de Gastropodes de l'Helvétien de Salles (Gironde). D.E.S., Bordeaux, 94 p., 19 pl., tabl.

KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Soustons (949). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Dubreuilh, G. Karnay (1991), 56 p.

LE GARS C. (1985) – Les ressources en eau, le drainage et l'irrigation dans la Grande-Lande. In : « La Grande-Lande », actes du colloque de Sabres (1981), CNRS et PNR landes de Gascogne édit., p. 571-592.

LEGIGAN P. (1979) – L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centraquitain. Thèse État, Bordeaux I, 428 p., 100 fig., 9 pl.

LEGIGAN P. (1985) – Origine et mise en place du Sable des Landes : apport de l'exoscopie. In : « La Grande-Lande », actes du colloque de Sabres (1981), CNRS et PNR landes de Gascogne édit., p. 31-47.

LEGIGAN P., LE RIBAUT L. (1974) – Évolution des quartz dans un podzol humo-ferrugineux développé sur le Sable des Landes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279 (2 sept. 74).

MATHIEU C. (1986) – Histoire géologique du sous-bassin de Parentis. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, p. 33-47, 16 fig.

MÜLLER C., PUJOL C. (1979) – Étude du nannoplancton calcaire et des foraminifères planctoniques dans l'Oligocène et le Miocène en Aquitaine (France). *Géologie méditerranéenne*, VI, n° 2, p. 357-368.

PARIS F., LE POCHAT G., PELHÂTE A. (1988) – Le socle paléozoïque nord-aquitain : caractéristiques principales et implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, vol. 306, n° 9, p. 597-602.

PLATEL J.P. (1987) – Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution géodynamique. Thèse État, Bordeaux III, 573 p. avec atlas. *Doc. BRGM*, n° 164 (1989).

PLATEL J.P. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Cazaubon (926). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Platel (1991), 66 p.

PLATEL J.P. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Parentis-en-Born (874). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Platel, J. Dubreuilh (1991), 58 p.

PLATEL J.P., CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Tartas (950). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Platel (1990), 51 p.

ROUSSOT-LAROQUE J. (1985) — Protohistoire de la Grande-Lande. In : « La Grande-Lande », actes du colloque de Sabres (1981), CNRS et PNR landes de Gascogne édit., p. 97-125.

SÉRONIE VIVIEN R., SENS J., MALMOUSTIER G. (1965) — Contribution à l'étude des formations du Crétacé inférieur dans le bassin de Parentis. *Mém. BRGM*, 34, p. 669-692.

THIBAULT C. (1970) — Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse État, Bordeaux, 2 t., 814 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *La Teste-de-Buch* (191), 1^{re} édition (1882) par O. Linder ; 2^e édition (1966) par M. Vigneaux et R. Séronie-Vivien, avec notice par M. Kieken.

Autres publications et documents consultés

F. Daguin (1948), P.E. Dubalen (1911), O. Ducasse (1972), H. Enjalbert (1960), L.A. Fabre (1905), E. Fallot et L. Reyt (1890), Hébert (1880), Huard (1971-1974), P. Pressouyre (1936), Raulin (1854), Thibault (1940).

— Rapports de fin de sondage des puits pétroliers des sociétés ESSO-REP, SNPA, SNEA (P), SHELL-France, PREPA.

— Géologie du Bassin d'Aquitaine. Atlas BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974).

— Rapport annuel 1988 du Service de conservation des gisements d'hydrocarbures.

— Documentation BRGM recueillie au titre du Code minier.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES

Microfaune : P. ANDREIEFF (BRGM, SGN/CSG, Orléans), C. BOURDILLON-JEUDY de GRISSAC (BRGM, SGN/GEO, Orléans).

Microflore : G. FARJANEL (BRGM, SGN/GEO, Orléans).

Mollusques des faluns de Salles : M. FOLLIOT (BRGM-Auvergne, Aubière).

Granulométrie : laboratoire de sédimentologie (BRGM, SGN/GEO, Orléans).

Argiles : laboratoire d'analyses RX (BRGM, DT/ANA, Orléans).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages exécutés sur le territoire de la feuille. Cette documentation recueillie au titre du Code minier est consultable à l'agence régionale Aquitaine, avenue du Docteur Albert-Schweitzer, 33600 Pessac ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEUR

Cette notice a été rédigée en 1990 par Jean-Pierre PLATEL, ingénieur géologue au BRGM.

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990
Acceptation de la carte et de la notice : 28 novembre 1991
Impression de la carte : 1992
Impression de la notice : novembre 1992

ANNEXE 1 : INVENTAIRE DES MOLLUSQUES DU MIOCÈNE MOYEN DE LA RÉGION DE SALLES (par M. Folliot)

Avertissement : Cette liste d'espèces est non exhaustive, ne comportant pas certains micromollusques en cours de détermination. La classification utilisée est celle de K. Boss (1982), encore universellement adoptée. Les nomenclatures de M. Cossmann et A. Peyrot (1909-1932) sont caduques.

Toutefois, le continuel bouleversement des classifications des mollusques fait que certaines dénominations sont susceptibles de modifications.

Classe : Bivalvia

Nuculidae

Nucula (Nucula) sacyi COSSMANN et PEYROT, 1912

Nucula (Nucula) degrangei PEYROT, 1903

Mytilidae

Mytilus aquitanicus helvetica COSSMANN et PEYROT, 1914

Dreissensiidae

Congeria subimbricata COSSMANN et PEYROT, 1914

Arcidae

Barbatia gallica (MAYER, 1866)

Barbatia subhelblingi (D'ORBIGNY, 1852)

Barbatia barbata (LINNÉ, 1758)

Barbatia clathrata (DEFRANCE, 1816)

Arca (Arca) biangulina (D'ORBIGNY, 1852)

Anadara turoniensis (DUJARDIN, 1837)

Anadara fichteli (DESHAYES, 1780)

Fossularca miocaenica COSSMANN et PEYROT, 1912

Fossularca peyrerensis COSSMANN et PEYROT, 1912

Glycymeridae

Glycymeris (Glycymeris) bimaculata (POLI, 1795)

Glycymeris (Glycymeris) sp.

Pteriidae

Pteria phalaenacea (LAMARCK, 1819)

Pinnidae

Atrina sp.

Ostreidae

Cubiostraea digitalina (DUBOIS DE MONTPERREUX, 1831)

Ostrea sollomacensis COSSMANN et PEYROT, 1914

Ostrea duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1914

Crassostrea gryphoides (SCHLOTHEIM, 1813)

Plicatulidae

Plicatula mytilina PHILIPPI, 1836

Pectinidae

Aequipecten pinorum COSSMANN et PEYROT, 1914

Aequipecten raulini COSSMANN et PEYROT, 1914

Aequipecten vasconiensis COSSMANN et PEYROT, 1914

Aequipecten tauperstriata ubiquistriata COSSMANN et PEYROT, 1914

Aequipecten duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1914

Flabellipecten vasatensis BENOIST in COSSMANN et PEYROT, 1914
Flabellipecten flabelliformis praecedens COSSMANN et PEYROT, 1914
Gigantopecten gallicus (MAYER, 1864)
Macrochlamys latissima (BROCCHI, 1814)
Chlamys tournali syrtica COSSMANN et PEYROT, 1914
Hinnites crispa (BROCCHI, 1814)
Hinnites crispa megalomorpha COSSMANN et PEYROT, 1914
Hinnites defrancei MICHELOTTI, 1847

Anomiidae

Anomia ehippium LINNÉ, 1758

Limidae

Lima sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1914
Limaea strigillata subhelvetica COSSMANN et PEYROT, 1914

Chamidae

Chama gryphoides mioasperella SACCO, 1899

Lucinidae

Linga columbella basteroti (AGASSIZ, 1845)
Microloripes dentatus (DEFRANCE, 1823)
Microloripes niveus (EICHWALD, 1830)
Lucinopsis lajonkairei (PAYRAUDEAU, 1826)
Lucinoma borealis (LINNÉ, 1766)
Miltha subgibbosula taurorotundata SACCO, 1901
Miltha (Loripinus) fragilis lecointrae COSSMANN et PEYROT, 1911
Divaricella divaricata rotundoparva SACCO, 1901

Ungulinidae

Diplodonta (Diplodonta) rotundata (MONTAGU, 1803)
Diplodonta (Diplodonta) trigonula BRONN, 1831

Leptonidae

Pseudolepton insigne (MAYER, 1865)

Erycinidae

Scacchia (Scacchia) degrangei (COSSMANN et PEYROT, 1911)

Montacutidae

Rochefortia duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1911

Kelliidae

Kellia (Planikellia) undulifera benoisti COSSMANN et PEYROT, 1911
Kellia sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1911
Kellia ellipsodallis COSSMANN et PEYROT, 1911

Galeommatidae

Spaniorinus duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1911
Spaniorinus burdigalensis (COSSMANN, 1895)

Sportellidae

Anisodonta duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1909

Carditidae

Megacardita jouanneti (BASTEROT, 1825)
Glans sallomacensis (COSSMAN ET PEYROT, 1912)
Glans (Cardiocardita) ignorata (COSSMANN et PEYROT, 1912)
Glans (Cardiocardita) matheroni (MAYER, 1871)
Cardita crassa LAMARCK, 1819

Pteromeris nuculina (DUJARDIN, 1837)

Pteromeris exigua (DUJARDIN, 1837)

Astartidae

Astarte incrassata sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1912

Digitaria burdigalensis (DESHAYES, 1860)

Cardiinae

Cardium (Bucardium) hians recta (DOLLFUSS, COTTER et GOMEZ, 1906)

Cardium (Bucardium) kunstleri COSSMANN et PEYROT, 1911

Acanthocardia sallomacense COSSMANN et PEYROT, 1911

Acanthocardia aculeata (LINNÉ, 1767)

Acanthocardia paucicostata (SOWERBY, 1839)

Acanthocardia turonense MAYER in HOERNES, 1870

Plagiocardium papillosum (POLI, 1791)

Laevicardium gallicum (MAYER, 1866)

Cerastoderma basteroti (DESHAYES, 1832)

Discors discrepans (BASTEROT, 1825)

Discors discrepans herculea BERKELEY, COTTER et GOMEZ, 1904

Mactridae

Mactra benoisti COSSMANN et PEYROT, 1909

Spisula (Spisula) subtruncata triangula (RENIERI, 1804)

Spisula (Pseudoxyperas) kunstleri (COSSMANN et PEYROT, 1909)

Spisula (Spisula) nucleioformis duvergieri (COSSMANN et PEYROT, 1909)

Spisula sp.

Lutraria graeffei MAYER, 1889

Lutraria paeteli MAYER, 1889

Lutraria sanna BASTEROT, 1825

Mesodesmatidae

Donacilla secundum MAYER in COSSMANN et PEYROT, 1909

Ervilia pusilla (PHILIPPI, 1836)

Solenidae

Solen cf. *burdigalensis* (DESHAYES, 1855)

Cultellidae

Ensis cf. *rollei* (HOERNES, 1859)

Tellinidae

Angulus (Peronaea) planatus (LINNÉ, 1758)

Angulus (Moerella) donacinus (LINNÉ, 1758)

Angulus (Peronidia) nitidus (POLI, 1795)

Oudardia compressa (BROCCHI, 1714)

Arcopagia emiliae COSSMANN et PEYROT, 1909

Arcopagia crassa reducta DOLLFUSS et DAUTZENBERG, 1886

Arcopagia ventricosa (DE SERRES, 1829)

Arcopagia ventricosa triangula DOLLFUSS, COTTER et GOMEZ, 1903

Arcopagia corbis (BRONN, 1831)

Capsa lacunosa (CHEMNITZ, 1782)

Capsa lacunosa major DOLLFUSS et DAUTZENBERG, 1904

Macoma (Psammacoma) elliptica (BROCCHI, 1814)

Gastrana fragilis (LINNÉ, 1758)

Psammobiidae

Gari (Psammobia) faeroeensis (CHEMNITZ, 1782)

Gari (Psammobia) affinis DUJARDIN, 1837

Solecurtidae

Solecurtus candidus (RENIERI, 1804)

Azorinus (Azorinus) chamasolen miocaenicus (COSSMANN et PEYROT, 1909)

Pharus cf. *saucatsensis* (DESMOULINS, 1871)

Semelidae

Abra (Abra) degrangei (COSSMANN, 1895)

Donacidae

Donax (Paradonax) sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1909

Veneridae

Venus (Ventricoloidea) erasa (COSSMANN et PEYROT, 1910)

Gouldia (Gouldia) dosinioides (COSSMANN et PEYROT, 1910)

Callista (Macrocallista) italica (DEFRANCE, 1818)

Callista (Callista) chione (LINNÉ, 1758)

Callista (Costacallista) erycinoides (LAMARCK, 1818)

Pelecypora (Cordiopsis) gigas (LAMARCK, 1818)

Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides (LAMARCK, 1818)

Dosinia lupinus (LINNÉ, 1758)

Dosinia exoleta (LINNÉ, 1750)

Dosinia sp.

Tapes sallomacensis FISCHER, 1879

Tapes benoisti COSSMANN et PEYROT, 1910

Clausinella subexcentrica (D'ORBIGNY, 1852)

Clausinella subplicata (D'ORBIGNY, 1852)

Clausinella haidingeri (HOERNES, 1848)

Clausinella dertopava (SACCO, 1889)

Clausinella basteroti (DESHAYES, 1843)

Clausinella clathrata (DUJARDIN, 1837)

Timoclea ovata minor DOLLFUSS et DAUTZENBERG, 1886

Myidae

Tugonia ornata BASTEROT, 1825

Corbulidae

Corbula (Varicorbula) gibba (OLIVI, 1792)

Corbula (s.s.) *carinata hoernesii* BENOIST, 1893

Corbula (s.s.) *revoluta* (BROCCHI, 1814)

Gastrochaenidae

Gastrochaena dubia (PENNANT, 1777)

Hiatellidae

Hiatella (Hiatella) arctica (LINNÉ, 1757)

Panopaea (Panopaea) menardi DESHAYES, 1828

Panopaea rudolphi (EICHWALD, 1830)

Thraciidae

Thracia (Thracia) duvergieri COSSMANN et PEYROT, 1909

Thracia sp.

Cochlodesma (Bontaea) benoisti COSSMANN et PEYROT, 1909

Pandoridae

Pandora (Pandora) granum BENOIST, 1895

Classe : Gastropoda**Fissurellidae**

Diodora italica sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Tecturidae

Tectura cf. *taurinensis* SACCO, 1897

Patellidae

Patella sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1915

Trochidae

Gibbula sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Galliostoma xavieri (PEREIRA DA COSTA, 1903)

Calliostoma turricula (EICHWALD, 1830)

Calliostoma sp.

Skeneidae (l.s)

Leucorhynchia rotelliformis (GRATELOUP, 1832)

Turbinidae

Bolma menardi (MICHELOTTI, 1847)

Littorinidae

Littorina prevostina BASTEROT, 1825

Rissoidae

Alvania curta BASTEROT, 1825

Rissoina (Zebinella) recticostulata COSSMANN et PEYROT, 1917

Rissoina (Zebinella) decussata (MONTAGU, 1803)

Rissoina (Zebinella) sp.

Vitrinellidae

Circulus planorbillus (DUJARDIN, 1837)

Teinostoma degrangei (COSSMANN et PEYROT, 1917)

RotellorbisIGNAL COSSMANN et PEYROT, 1917

Cerithiidae

Ptychocerithium sallomacense COSSMANN et PEYROT, 1921

Theridium vulgatum miocaenicum VIGNAL, 1910

Potamididae

Terebralia lignitarum (EICHWALD, 1830)

Litiopidae

Alaba costellata (GRATELOUP, 1833)

Architectonicidae

Architectonica simplex (BRONN, 1831)

Architectonica sp.

Turritellidae

Turritella (Archimedellia) exgrateloupi SACCO, 1899

Turritella (Archimedellia) bearnensis sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1922

Haustator (Haustator) benoisti COSSMANN et PEYROT, 1922

Vermicularia milleti (DESHAYES, 1839)

Vermetidae

Petalococonchus intortus (LAMARCK, 1818)

Tenagodes anguinus miocaenicus COSSMANN et PEYROT, 1922

Epitoniidae

Arcisella perminima DE BOURY in IVOLAS et PEYROT, 1900

Acrilla silentiosa DE BOURY in COSSMANN et PEYROT, 1922

Cirsotrema (Cirsotrema) sallomacense DE BOURY in COSSMANN et PEYROT, 1922

Epitonium (Fucoscala) theveni (DE BOURY in PEYROT, 1922)

Epitonium (Spiniscalia) perfragilis (DE BOURY, in COSSMANN et PEYROT, 1922)

Epitonium sp. 1

Epitonium sp. 2

Eulimidae

Eulima (Eulima) taurinensis SACCO, 1892

Eulima (Eulima) similis D'ORBIGNY, 1852

Eulima (Eulima) burdigalina BENOIST, 1873

Eulima (Eulima) vignalii COSSMANN et PEYROT, 1917

Aporrhaidae

Aporrhais (Aporrhais) meridionalis COSSMANN et PEYROT, 1922

Strombidae

Tibia dentata (GRATELOUP, 1833)

Hipponicidae

Hipponix grateloupi BENOIST, 1873

Calypttracidae

Calyptraea sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Calyptraea crassiuscula GRATELOUP, 1827

Crepidula (Crepidula) gibbosa cochlearis BASTEROT, 1825

Crepidula sp.

Xenophoridae

Xenophora infundibulum expansior SACCO, 1896

Xenophora cf. *crispa* HOERNES, 1853

Capulidae

Capulus (Capulus) hungaricus neglectus (MICHELOTTI, 1847)

Capulus (Capulus) sinuosus (BROCCHI, 1814)

Cypraeidae

Schilderia sp.

Ovulidae

Neosimnia spelta (LINNÉ, 1808)

Eratoidea

Erato cypraeola (BASTEROT, 1825)

Trividae

Trivia sp.

Naticidae

Natica sallomacensis TOURNOUER, 1873

Natica tigrina DEFRANCE, 1825

Tectonatica tectula bearnensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Neverita josephinia olla (DE SERRES, 1829)

Polinices proredempta (SACCO, 1891)
Lunatia varians meridionalis (COSSMANN et PEYROT, 1917)
Sinum (Sinum) striatus (DE SERRES, 1829)

Tonnidae

Dolium orbiculatum miocaenicum COSSMANN et PEYROT, 1923

Cassidae

Semicassis (Semicassis) miolaevigata (SACCO, 1890)
Cassis sp.

Ficidae

Ficus (Ficus) sallomacensis (MAYER, 1867)
Ficus sp.

Ranellidae

Sassia apenninica taurocostata (SACCO, 1904)
Sassia ventricosa (GRATELOUP, 1840)
Sassia ventricosa salbriacense, (COSSMANN et PEYROT, 1923)
Cymatium sp.
Bursa (Aspa) depressa (GRATELOUP, 1847)

Muricidae

Muricantha frayssei (PEYROT, 1923)
Murex torularius LAMARCK, 1822
Chicoreus turonensis (DUJARDIN, 1837)
Chicoreus sp.
Hadriana mioincrassata SACCO, 1904
Ocinebrina sublavata (BASTEROT, 1825)
Ocinebrina occitanica (COSSMANN et PEYROT, 1923)
Ocinebrina bicaudata (BORSON, 1821)
Ocinebrina sp.
Ocenebra? pentaedrica COSSMANN et PEYROT, 1923
Ocenebra? benoisti COSSMANN et PEYROT, 1923
Heteropurpura polymorpha pliosubobtusa (SACCO, 1904)
Vitularia lingua-bovis (BASTEROT, 1825)
Orania bearnensis PEYROT, 1927

Thaididae

Thais (Cymia) calcarata (GRATELOUP, 1833)
Rapana moulinsii (BROCHON, 1849)

Buccinidae

Babylonia brugadina (GRATELOUP, 1840)
Euthria cornea curvirostris GRATELOUP, 1848
Phos (Phos) polygonum (BROCCHI, 1814)

Columbellidae

Anachis (Costanachis) terebralis (GRATELOUP, 1834)
Columbella (Alia) turonica MAYER, 1869
Columbella (Alia) turonensis depressior PEYROT, 1927
Atilia columbelloides PEYROT, 1927
Atilia sallomacensis PEYROT, 1927

Nassaridae

Arcularia syrtica PEYROT, 1925
Arcularia gibbosula (LINNÉ, 1766)
Desmoulia conglobata (BROCCHI, 1814)

Nassarius sallomacensis (MAYER, 1860)
Nassarius turbinella (BROCCHI, 1814)
Nassarius clathratus (BORN, 1788)
Nassarius lambertiei (PEYROT, 1925)
Nassarius sacyi (PEYROT, 1925)
Nassarius mutabilis helvetica (PEYROT, 1925)
Nassarius subventricosa (PEYROT, 1925)
Nassarius sp.
Dorsanum aequistriatum DOLLFUSS, 1889

Melongenidae

Melongenella cornuta (AGASSIZ, 1843)

Fusidae

Latirus erynaceus (PEYROT, 1927)
Fusinus (*Fusinus*) *clavatus* (BROCCHI, 1814)
Euthriofusus hoernesii BENOIST, 1885
Streptochetus dispar PEYROT, 1927
Fusinus (*Aptyxis*) *sallomacensis* PEYROT, 1927

Volutidae

Scaphella (*Scaphella*) *lamberti* (SOWERBY, 1816)
Lyria? sp.
Athleta (*Athleta*) *ficulina* (LAMARCK, 1811)

Olividae

Oliva (*Neocylindrus*) *dufresnei* (BASTEROT, 1825)

Vasidae

Tudicula rusticula (BASTEROT, 1825)

Mitridae

Mitra gallica PEYROT, 1927
Mitra cf. *fusulus* COCCONI in PEYROT, 1927
Cancilla sallomacensis (MAYER, 1891)

Costellariidae

Turricula recticostata (BELLARDI, 1887)
Vexillum (*Uromitra*) *goniophora* (BELLARDI, 1851)

Cancellariidae

Admete bonelli BELLARDI, 1851
Brocchinia mitraeformis (BROCCHI, 1814)
Cancellaria (*Bivetiella*) *subcancellata* (D'ORBIGNY, 1852)
Cancellaria (*Merica*) *raulini* (MAYER, 1848)
Cancellaria (*Merica*) *sallomacensis* (PEYROT, 1927)
Solatia barjonae (PEREIRA DA COSTA, 1867)
Narona pusilla ADAMS, 1923
Sveltia inermis gallica (PEYROT, 1927)
Sveltia lyrata (BROCCHI, 1814)
Sveltia varicosa paucicostata PEYROT, 1928
Sveltia salbriacensis PEYROT, 1928
Sveltia tournoueri BENOIST in PEYROT, 1928
Calcarata calcarata basisulcata (PEYROT, 1928)
Trigonostoma (*Trigonostoma*) *extractrix* (BOETTGER, 1906)
Trigonostoma (*Trigonostoma*) *benoisti* PEYROT, 1927

Trigonostoma cf. *mucronatum* PEYROT, 1927

Trigonostoma sp.

Conidae

Conus (*Conospira*) *dujardini sallomacensis* PEYROT, 1931

Conus (*Dendroconus*) *betulinoides girondicus* PEYROT, 1931

Conus (*Dendroconus*) *maculosus sallomacensis* PEYROT, 1931

Conus (*Dendroconus*) *piruloides* DODERLEIN, 1862

Conus (*Chelyconus*) *puschi* MICHELOTTI, 1847

Conus (*Lithoconus*) *mercati vasconiensis* PEYROT, 1931

Conus sp.

Turridae

Parvisipho bellardii BENOIST, 1879

Fusiturris aquensis (GRATELOUP, 1832)

Fusiturris sp.

Perrona (*Perrona*) *jouanneti* (DESMOULINS, 1842)

Perrona (*Perrona*) *calcarata* (GRATELOUP, 1832)

Perrona (*Perrona*) *gothica* (MAYER in BELL, 1877)

Perrona (*Perrona*) *sallomacensis* (PEYROT, 1931)

Clavatula (*Clavatula*) *pseudointermedia* PEYROT, 1931

Surcula dimidiata PEYROT, 1931

Bathytoma (*Bathytoma*) *cataphracta dertogranosa* SACCO, 1904

Asthenotoma ornata (DEFRANCE, 1826)

Drillia cossmanni (PEYROT, 1931)

Cymatosyrinx clavulinus (DESMOULINS, 1842)

Drillia cypris (D'ORBIGNY, 1832)

Crassispira sp.

Genota ramosa austrogallica (PEYROT, 1931)

Mangelia (*Clathurella*) *sallomacensis* PEYROT, 1931

Pleurotomoides strombillus (DUJARDIN, 1837)

Haedroplena cf. *septangularis* (MONTAGU, 1803)

Raphitomidae

Raphitoma boettgeri (DEGRANGE-TOUZIN, 1894)

Raphitoma elongatissima (DEGRANGE-TOUZIN, 1894)

Raphitoma helvetica (PEYROT, 1926)

Raphitoma castexi PEYROT, 1926

Raphitoma plicatelloides PEYROT, 1926

Daphnella touzini PEYROT, 1926

Daphnella pseudoattenuata PEYROT, 1926

Daphnella sp.

Terebridae

Terebra pseudopertusa PEYROT, 1931

Hastula subcinerea (D'ORBIGNY, 1852)

Hastula benoisti (PEYROT, 1931)

Subula plicaria sallomacensis (PEYROT, 1931)

Terebra (*Myurella*) *cuneana* PEREIRA DA COSTA, 1866

Actaeonidae

Actaeon (*Actaeon*) *tornatilis* (LINNÉ, 1766)

Actaeon (*Actaeon*) *semistriatus* (FERUSSAC, 1822)

Actaeon (*Actaeon*) *orthesi* BENOIST, 1889.

Ringiculidae

Ringicula (Ringicula) major GRATELOUP, 1840

Ringicula (Ringicula) tournoueri MORLET, 1878

Pyramidellidae

Syrnola sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Macroostomia saucatsensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Odostomia tauromiocaenica (SACCO, 1892)

Pyrgostylus sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Pyramidella sp.

Turbonilla sallomacensis COSSMANN et PEYROT, 1917

Turbonilla cylindroides DEGRANGE-TOUZIN, 1892

Turbonilla sp.

Anathinidae

Phasianema burdigalensis (D'ORBIGNY, 1852)

Scaphandridae

Cylichna (Cylichna) pseudoconvoluta (D'ORBIGNY, 1852)

Cylichna (Cyclichna) elongata (EICHWALD, 1830)

Roxania (Roxania) burdigalensis (D'ORGIGNY, 1852)

Roxania (Roxania) helvetica PEYROT, 1932

Scaphander (Scaphander) lignarius helvetica PEYROT, 1932

Tornatina mammilata (BRUGUIÈRE, 1836)

Actaeocina lajonkaireana (BASTEROT, 1825)

ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE STRATIGRAPHIQUE (TARIÈRE MÉCANIQUE)

Localité	Le Teich		Gujan-Mestras	Mios			Salles	Mios	Salles	Le Barp										Sanguinet	Le Teich	Sanguinet					
	1-82	1-83		1-84	2-80	2-101				2-102	3-11	3-12	3-167	4-16	4-17	4-18	4-19	4-20	4-21			4-22	4-23	5-19	5-20	5-21	5-22
Indice BRGM	+16	+9	+21	+22	+27	+13	+47	+47	+43	+66	+61	+70	+68	+63	+62	+73	+76	+31	+27	+34	+27	+34	+24	+37	+36	+37	+38
Cote sol NGF	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Sable des Landes S.S.																											
Formation de Castets	5	11	2	1						3	3	4	1	2		2	1	4	2		2	3	3	3	3	6	
Formation de Belin	22	19	13	19	*	*	12		*	6	12	3	8	2	3	11											
Formation de Bellet	32	27	15	27						28	10				19	31	26	10	19	31	20	22	26	23	24	27	24
Formation des Graviers inférieurs			37		4				3	19	29		16		21				19?								
Formation des Sables fauves									8		30																
Formation des Sables verts	41	30		35	7	11	17	18																			
Serravallien marin																											
Profondeur finale	41	36	41	41	8	26	25	35	29	41	41	41	25	35	20	23	35	41	41	35	27	41	32	35	37	38	42

Suivi et interprétation J.P. Platel

ANNEXE 2 :
COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE
STRATIGRAPHIQUE (TARIÈRE MÉCANIQUE) (suite)

Localité	Lugos	Salles	Lugos	Salles		Belin-Beliet			
	6-37	6-38	7-34	7-35	7-86	8-55	8-56	8-57	8-58
Indice BRGM	6-37	6-38	7-34	7-35	7-86	8-55	8-56	8-57	8-58
Cote sol NGF	+43	+41	+34	+28	+24	+49	+56	+61	+56
Sable des Landes s.s.	*	*	*	*	*		*	*	*
Formation de Castets	2	3	6		3				
Formation de Belin			10	5	9	*	3	3	3
Formation de Beliet						11	18	18	12
Formation des Gravieres inférieurs									17
Formation des Sables fauves			20	9	10	15		41	
Formation des Sables verts			39	10	11	22	36		
Serravallien marin									32
Profondeur finale	41	41	41	41	32	41	41	41	41

