



PARENTIS-EN-BORN

La carte géologique à 1/50 000
 PARENTIS-EN-BORN est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 au nord : LA-TESTE-DE-BUCH (N° 191)
 au sud : SORE-CONTIS-LES-BAINS (N° 203)

La-Teste- de-Buch	Belin	Hostens
Biscarosse	PARENTIS EN-BORN	St-Symphorien
Mimizan	Sabres	Labrit

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

PARENTIS- EN-BORN

par

J.P. PLATEL, J. DUBREUILH



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
 ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
 BRGM
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE
DE LA FEUILLE PARENTIS-EN-BORN
À 1/50 000**

par

J.P. PLATEL, J. DUBREUILH

1991

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. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Parentis-en-Born** (874) – Orléans : BRGM. Notice explicative par PLATEL J.P, DUBREUILH J. (1991), 63 p.

– *pour la notice* : PLATEL J.P., DUBREUILH J., (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Parentis-en-Born** (874) – Orléans : BRGM, 63 p. Carte géologique par PLATEL J.P. (1991).

© BRGM, 1991. 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 : 2-7159-1874-7

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>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	7
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	21
DONNÉES STRUCTURALES	29
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	31
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	40
<i>PÉDOLOGIE ET VÉGÉTATION</i>	40
<i>OCCUPATION DU SOL, CULTURES ET ACTIVITÉS</i>	41
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	42
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	52
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	52
<i>ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE</i>	52
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i>	53
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	57
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	58
AUTEURS	58
ANNEXE 1 :	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES STRATIGRAPHIQUES</i>	59
ANNEXE 2 :	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES D'EAU</i>	61
ANNEXE 3 :	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES FORAGES PÉTROLIERS</i>	63

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située dans le Nord du département des Landes pour la majeure partie de son territoire, alors que son secteur septentrional recouvre une très faible surface au Sud de celui de la Gironde, la feuille Parentis correspond à l'arrière-pays du lac de Biscarosse—Parentis qui s'étend juste à l'Ouest ; elle est traversée du Sud au Nord par la moyenne vallée de la Leyre (aussi dénommée Grande-Leyre). La majorité 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.

CADRE GÉOLOGIQUE

Cette carte est au coeur 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 très inégales : — la plus grande, à l'Ouest de la Leyre, 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 un peu plus contrastée avec l'entaille de la vallée de la Leyre au fond de laquelle affleure le sommet argileux de la formation d'Arengosse, d'âge pliocène supérieur.

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 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.

Ainsi, par exemple, le toit du Crétacé présente des dénivelés de plus de 1 700 m entre le Nord-Est et l'Ouest de la carte. Plusieurs structures anticlinales, s'alignant selon une direction SW-NE, forment la ride d'Ychoux correspondant à la zone nord du seuil des Landes : du Sud au Nord, ce sont, parmi les principaux, les anticlinaux de Pontenx, Saint-Trosse—Bourrache, Lucats—Cabeil, Liposthey, relayés plus au Nord par les structures faillées de Mothes, du Tronquey et de Biganon—Mano. Ce seuil sépare un sous-bassin méridional landais qui s'étend au Sud de la carte Sabres, d'un sous-bassin septentrional dont le coeur est occupé par le bassin de Parentis formé au Crétacé inférieur. Dans ce dernier existe un vaste anticlinal d'orientation W-E dont la fermeture périclinale se trouve sous la ville de Parentis.

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

- **Pliocène (formation d'Arengosse)** : sables kaoliniques, graviers, argiles et lignites.
- **Pléistocène inférieur (formations d'Onesse et 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 (terrasses alluvionnaires)** : sables et graviers.
- **Holocène, période subboréale** : édifices dunaires de type parabolique.
- **Alluvions récentes** : argiles, tourbes et sables.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte est traversée du Nord au Sud par la RN 10 à l'Est et la voie ferrée Paris-Irun à l'Ouest ; l'habitat est regroupé dans les principales agglomérations le long de la route qui mène de la RN 10 au lac : Parentis (3 800 habitants), Ychoux, Liposthey. Le long de la Leyre se sont établis de pittoresques petits villages : Pissos, Moustey, Saugnacq-et-Muret, dont les communes font partie du *parc naturel régional des landes de Gascogne*, dont l'emprise, centrée sur la vallée de la Leyre, couvre plus de la moitié de la carte.

Les principales ressources agricoles sont l'exploitation des forêts 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 trois champs pétroliers en production depuis le milieu des années 50 : le grand gisement de Parentis et les gisements plus modestes de Lucats-Cabeil et de Mothes. Des usines de carbonisation des bois existent également à Parentis.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le tracé des contours géologiques autour de la vallée de la Leyre, 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 stéréophotographies 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 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 étalonnés du point de vue biostratigraphique.

Sur le territoire de la carte Parentis ont ainsi été effectués 34 sondages de reconnaissance à la tarière, dont le plus profond a atteint 50 m environ, totalisant 1 189 m forés (voir coupes résumées, annexe 1).

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 la Leyre, une formation argileuse considérée à l'époque comme les Glaises bigarrées.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Pour mieux comprendre l'évolution géométrique des nombreuses formations mésozoïques, les deux cartes Parentis et Sabres ont été traitées ensemble dans ce chapitre, ainsi que dans la synthèse géodynamique.

Traversé par une cinquantaine de forages profonds de recherche pétrolière, le substratum antémiocène de cette région est bien connu, du moins au niveau des structures anticlinales où la plupart des forages ont été réalisés ; alors que seulement six forages ont exploré le territoire de la feuille Sabres (Tennedou 1, Cap-de-Pin 1bis, Carrat 1, Labouheyre 1, Lüe 1 et Cantaure 1), les formations de subsurface de la feuille Parentis sont mieux connues, mais plus de la moitié des sondages sont regroupés à l'aplomb des gisements pétroliers (10 sur le champ de Mothes, 6 sur celui de Lucats, 4 sur celui de Cabel et 4 sur l'extrémité orientale de celui de Parentis).

La majorité des forages ont été arrêtés dans la base du Crétacé inférieur ou dans le sommet du Jurassique ; aucun n'a touché le socle paléozoïque bien que certains aient atteint une profondeur importante (Mothes-Ouest 1 avec 3 892 m ramenés en verticale ; Saint-Trosse 2 avec 3 753 m ; Lucats 6 avec 3 485 m). La formation la plus ancienne reconnue est le Trias dans le sondage Tennedou 1, situé à l'aplomb d'un diapir, ce qui explique la remontée des évaporites triasiques jusqu'à 2 680 m de profondeur et la lacune de tout le Jurassique. Dans la moitié sud du secteur considéré, les formations du Crétacé inférieur sont souvent absentes car elles ne se développent que dans le bassin de Parentis, très subsident à cette époque.

Les coupes résumées des forages pétroliers sont données en annexe (ann. 3).

Paléozoïque

Bien que n'ayant pas été atteint sur le territoire des deux cartes présentées, le socle paléozoïque est supposé se trouver entre 4 000 et 4 500 m de

profondeur, par comparaison avec les terrains touchés à partir de 3 632 m dans le forage Trensacq 1, situé à l'Est de la feuille Sabres.

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 de grands accidents synsédimentaires (Curnelle, 1983). La puissance totale du Trias s'accroît de 200 m du Nord-Est à 1 100 m au Sud-Ouest du secteur étudié.

Il n'a été atteint qu'à Tenedou 1 à partir de 2 680 m de profondeur. Son épaisseur reconnue y dépasse 230 m. C'est grâce à l'existence d'un des diapirs les plus septentrionaux du Sud du bassin que les terrains évaporitiques remontent plus près de la surface. Une masse de 224 m d'argiles rouges ou noires, plus ou moins dolomitiques, avec des lits d'anhydrite et de gypse et parsemées de petits quartz, a été traversée ; elle correspondrait à la formation évaporitique du Trias moyen, dont le dépôt succède normalement aux formations détritiques de la base du Trias.

Cette série se termine par 9 m de calcaire dolomitique brun-noir à passées d'argile dolomitique sombre. Le Keuper ne semble pas s'être déposé ou a été totalement érodé.

Lias inférieur basal

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 Parentis-Sabres se trouve sur le bord occidental de ce bassin hettangien où les épaisseurs augmentent de 50 m environ à la limite ouest des cartes jusqu'à plus de 300 m à l'Est (plus de 209 m à Carraté 1, plus de 150 m à Saint-Trosse 2 par exemple). La formation à anhydrite n'existe plus, par érosion, dans l'extrême Sud-Ouest de la feuille Sabres (Tenedou, lande de Lesbordes, Bonnan).

Lias inférieur à moyen

Les évaporites du Lias basal sont surmontées par des calcaires dolomicritiques grisâtres à beiges, à passées anhydritiques, évoluant vers des micrites localement oolitiques, graveleuses et bioclastiques dans le haut de la formation ; sa base est rapportée au Sinémurien et le sommet au Pliensbachien. Les épaisseurs sont plus réduites au Sud (101 m à Carraté ; 159 m à Cap-de-Pin 1 bis), qu'au Nord (189 m à Lucats 6 ; 195 m à Saint-Trosse 2).

Lias supérieur

Le Toarcién est constitué de marnes et d'argiles gris foncé, plus ou moins dolomitiques, à lits micacés et nodules pyriteux. Quelques ammonites et bélemnites, trouvées en carottage dans des sondages hors du secteur, témoignent de la plus grande ouverture sur le large à cette époque. L'épaisseur de la formation est assez constante, entre 24 et 50 m environ ; elle tend à s'accroître à plus de 100 m dans le Sud-Ouest d'Escource ; le Toarcién est toutefois absent sur la structure de Carraté.

Jurassique moyen

Au-dessus, s'est sédimentée une série assez homogène de calcaires micritiques bruns, gris ou beiges, caractérisés par l'abondance des microfiliaments. Cette « formation de Mézos » a une puissance qui s'accroît de manière générale, de 130 m environ au Nord du secteur à plus de 250 m au Sud-Est. Cependant, des réductions de dépôts s'observent à l'aplomb de certaines structures (27 m à Cap-de-Pin ; 87 m à Mothes 101).

Oxfordien supérieur

Il débute par la « formation des calcaires à protoglobigérines », ou « Dalle de Lacq », constituée de micrite gris clair à beige à rares microfiliaments ; elle n'est épaisse que de 10 m à Cap-de-Pin, alors qu'elle atteint 31 m à Mothes 101 et 41 m à Lucats 6. La majorité 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 (101 m à Cap-de-Pin ; 110 m à Mothes 101 ; 134 m à Lucats 6) ; elle s'accroît plus nettement au Nord de la ride anticlinale d'Ychoux où elle peut dépasser 150 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 s'accroît du Sud au Nord du secteur depuis environ 300 m à Carraté et 450 m à Cap-de-Pin jusqu'à plus de 530 m à Lucats 6, 720 m à Mothes 101 et 816 m à Saint-Trosse 2 ; des puissances dépassant 900 m sont connues dans l'extrême Nord-Ouest sous l'étang de Cazaux. La plupart des sondages des gisements de Lucats et Cabeil se sont arrêtés dans le Kimméridgien.

La base de l'étage est constituée par la « formation de Saint-Martin », faite de calcaires micritiques beiges à brun foncé (55 m à Lucats ; 63 m à Mothes 101 ; 56 m à Cap-de-Pin).

La partie moyenne correspond à l'épaisse « formation des marno-calcaires de Lamarque », caractérisée par des alternances de micrites pelleteïdales et de marnes gris foncé à bioturbations (418 m à Lucats ; 565 m à Mothes 101 ; 226 m à Cap-de-Pin).

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 (63 m à Lucats ; 93 m à Mothes 101 ; 174 m à Cap-de-Pin ; 272 m à Saint-Trosse 2).

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

Portlandien (à Berriasien)

Sur 250 m au Sud à 450 m environ au Nord, 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 l'Ouest du secteur débute la plate-forme externe à faciès de biomicrites graveleuses, parfois oolitiques, à petits gastéropodes, crustacés, lamellibranches, ostracodes et *Anchispirocyclus*. La diagenèse a fortement affecté cette série qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque, brune, beige ou blanche, microcristalline, compacte ou bréchique. Sur la moitié méridionale de la carte Sabres et par suite de la structuration des anticlinaux de la ride d'Ychoux, la régression plus précoce n'a permis qu'un faible dépôt de cette dernière formation jurassique que les érosions crétacées ont la plupart du temps fait totalement disparaître ; c'est le cas au forage Cap-de-Pin 1 bis où l'on observe une lacune du Portlandien et du Crétacé inférieur.

L'épaisseur de cette série est de 181 m à Mothes 101 et elle a été reconnue sur plus de 215 m à Mothes et plus de 282 m à Le Terme 1 au Nord de la feuille 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.

La majorité du territoire cartographié est émergé durant le Néocomien. Seul un golfe au bord invaginé mord sur le Nord-Ouest du secteur depuis Parentis jusqu'aux environs de La Taraouenne et Biganon, et des sillons orientés NW-SE s'étirent au Nord et au Sud d'Escource ; ces terrains sont aujourd'hui séparés du bassin de Parentis par des érosions ultérieures.

Les terrains néocomiens sont constitués, à la base, de brèches polygéniques à éléments calcaires et dolomitiques dans un ciment argilo-dolomitique rougeâtre, épaisses de 29 m à Cantaure 1 et de 24 m à Tenedou 1 ; dans le sondage Biganon 1, elles sont remplacées par des grès dolomitiques sur 5 m d'épaisseur.

La série néocomienne est constituée ensuite par une alternance de bancs de dolomie brun-noir, de calcaire plus ou moins gréseux et graveleux à fora-

minifères arénacés, et de niveaux bréchiqes, surmontée par une assise de marnes et d'argiles sableuses bariolées gris-vert, plus ou moins indurées, à minces passées de calcaire argilo-micritique (95 m à Tenedou 1 ; 18 m à Biganon 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 bréchiqes de la base 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 à l'Ouest du secteur cartographié.

Plus au Nord-Ouest, 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.

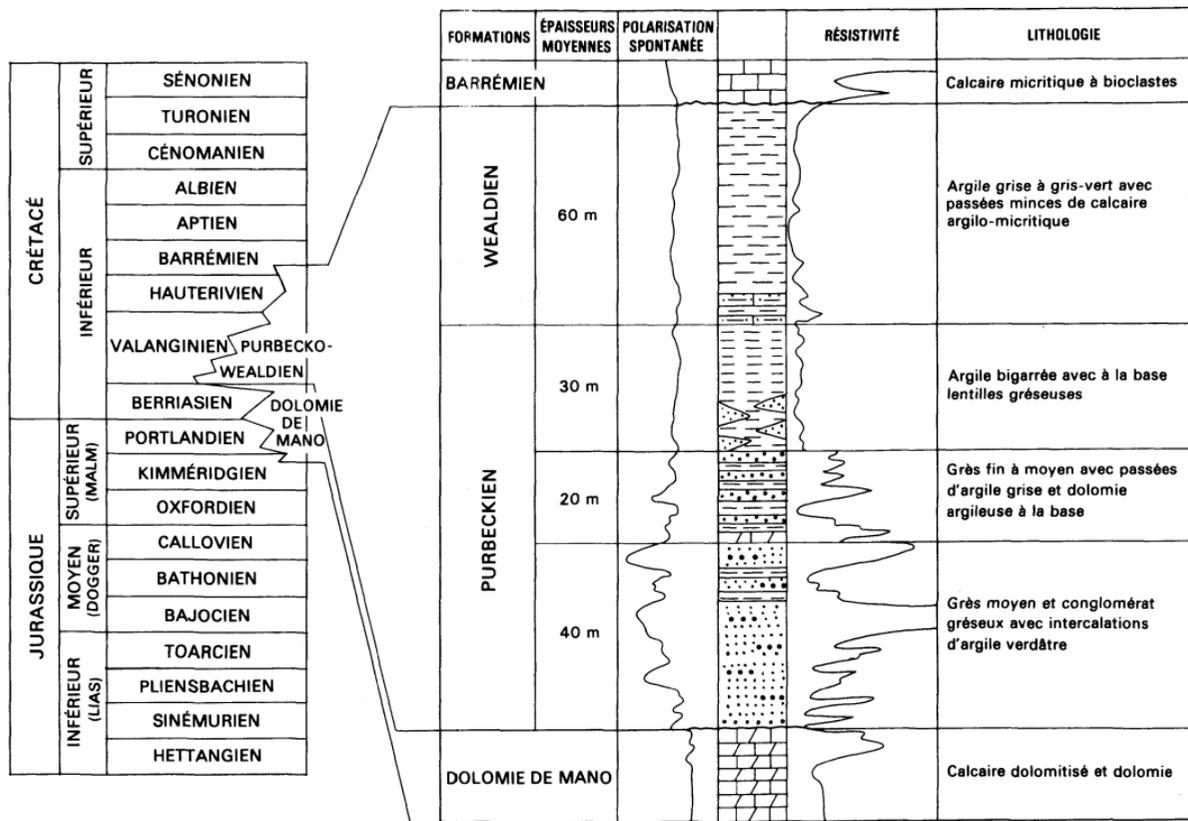
Barrémien

Une avancée importante de la transgression se produit au Barrémien : les dépôts recouvrent la presque totalité de la feuille Parentis, mais ils n'ont pas franchi la vallée de la Leyre ; par contre, la carte Sabres n'est presque pas touchée par l'avancée de la mer, sauf dans deux sillons allongés NW-SE : celui de Tenedou, à sédimentation très active, et celui de Labouheyre.

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 importante peut les affecter quand ils surmontent directement la dolomie de Mano. Dans le sommet de la formation existent souvent 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 dasycladacées et à des lamellibranches.

La puissance du Barrémien augmente rapidement du Sud-Est au Nord-Ouest, puisqu'il n'atteint pas 200 m dans le secteur du Muret, représente déjà plus de 300 m de dépôts dans le champ de Mothes, pour dépasser 600 m au Sud de Sanguinet 1. Une zone moins épaisse, existant entre Ychoux et Parentis (189 m à Parentis 27), isole un sillon très subsident axé sur Saint-Trosse 1 (454 m d'épaisseur). Le sillon de Tenedou abrite près de 300 m de dépôts carbonatés.



(d'après ESSO-Rep).

Fig. 1 - Les dépôts purbecko-wealdiens dans le bassin de Parentis

Aptien inférieur

Après une forte régression caractérisée par des dépôts détritiques continentaux, la mer envahit à peu près les mêmes zones que celles du Barémien en n'atteignant toutefois pas la structure de Tenedou ; les terrains aptiens sont discordants sur les précédents.

La puissance totale de l'Aptien inférieur est souvent comprise entre 120 et 200 m, les plus grandes épaisseurs ayant été reconnues à Lucats 2 (276 m), Saint-Trosse 1 et 2 (257 m), Biganon 1 (241 m) et Lüe 1 (236 m).

La base de l'Aptien est constituée par des dépôts détritiques, le plus souvent des grès dolomitiques et des argiles bariolées alternant avec des calcaires gréseux à orbitolines dans le Nord du secteur (Le Tronquay 1, Biganon 1, Mothes).

Dans la zone sud, à partir de Saint-Trosse, Bourrache, Lucats, Cabeil, les faciès calcaires se sont déposés dès la base ; ce sont 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 est abondante : lamellibranches, gastéropodes, échinides, foraminifères (orbitolines, *Choffatella decipiens*, *Conorotalites bartensteini*, *Astacolus tricarinella*, *Globigerinella duboisi*). Des charophytes existent dans certains faciès continentaux de la base (*Atopochara trivolvis*).

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.

Les puissances sont comprises généralement entre 75 et 200 m avec des maxima dans le Nord-Ouest (253 m à Sanguinet 1 ; 222 m au Tronquay 1) et à l'Ouest d'Escource où l'Aptien supérieur doit dépasser 400 m de dépôts ; à l'inverse, des lacunes existent au droit de la ride d'Ychoux (Bourrache 1 et 2, Lucats 1, Cabeil 1 et 3).

Deux domaines sédimentaires s'étendent sur la zone marine :

- en bordure des terres émergées, une plate-forme externe peu profonde à faciès de calcaires argilo-micritiques gris foncé, parfois à grains de glauconie et rares bioclastes, entrecoupés de niveaux argileux (Cantaure 1, Labouheyre 1, Lüe 1, Biganon 1). Ces faciès sont parfois dolomitisés. Les principaux organismes sont des échinides, gastéropodes, rudistes et des foraminifères benthiques : miliolles, textulariidés, orbitolines, néotrocholines, *Sabaudia minuta*, qui témoignent de la faible profondeur de cette mer. La base du sous-étage a été placée à la disparition de *Choffatella decipiens* ;
- toute la moitié nord-occidentale, à partir de la ride d'Ychoux, fait partie du domaine de bassin, aux faciès beaucoup plus marneux ; 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. Cette formation surmonte les faciès carbonatés (45 m à Mothes 101). Dans le champ de Parentis et à Sanguinet 1, elle représente la totalité de l'Aptien supérieur, faite d'alternances de marnes noires indurées et de calcaires très argileux gris-beige (75 m à Parentis 27) qui constituent la base de la couverture imperméable du réservoir pétrolier. La microfaune caractéristique est surtout composée de foraminifères planctoniques : *Globigerinelloides algeriana*, *Biglobigerinella sigali*, *Globigerinella duboisi*, accompagnés de formes benthiques telles *Conorotalites aptiensis* et *Astacolus tricarinella* ; elle permet d'attribuer cette série marneuse au Gargasien.

Albien

Les aires d'extension et la paléogéographie générale des dépôts albiens sont assez semblables à celles 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-Est par suite de l'avancée de la transgression. 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).

Seule la moitié sud-orientale de la feuille Sabres est restée émergée (Caraté 1, Cap-de-Pin 1 bis, Tenedou 1) ; des lacunes existent aussi sur des structures au milieu de la plate-forme (Lüe 1, Bourrache).

La puissance de l'Albien dépasse 500 m dans tout le Nord-Est du secteur (entre 677 m et 494 m à Camontès 1, Le Puch 1, Le Muret 1, Saugnacq 1 et Biganon 1).

Les faciès de plate-forme bordant le bassin sont constitués de calcaires micritiques beiges, parfois dolomités, à bioclastes et pellets. Ils sont riches en orbitolines, miliolles, débris de rudistes et de gastéropodes. Localement, des environnements récifaux se sont installés à l'amont de la plate-forme, en limite du bassin. 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 poussée ; c'est notamment le cas à Saugnacq 1 où se sont déposés 491 m de calcaires gris à blancs, plus ou moins dolomitiques, passant à des calcaires détritiques, vacuolaires, très fossilifères et localement très dolomités. Dans le champ de Mothes, par contre, le récif se présente sous un faciès de calcaire cristallin beige clair, micrograveleux, à spongiaires et orbitolinidés (53 m à Mothes 2).

Les dépôts de bassin sont très semblables à ceux de l'Aptien supérieur. Ils surmontent localement la série récifale (Mothes 101) dans la zone de passage (« marnes suprarécifales ») ; ce sont des marnes et argiles gris foncé, silteuses à sableuses, plus ou moins glauconieuses, à débris bioclastiques. Ils

représentent tout l'Albien à l'Ouest de la ride d'Ychoux et du gisement de Mothes, à Bourdieu 1 et au Tronquey 1. Leur microfaune est variée : *Hedbergella planispira*, *Ticinella roberti*, *Gavelinella intermedia*, lagénidés, épistomines, polymorphinidés.

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 Sabres—Parentis, il est très difficile de séparer nettement ces étages dont les terrains se sont déposés sur une plate-forme carbonatée moyenne à distale.

Leur puissance varie depuis la ride d'Ychoux avec 150 à 200 m en moyenne, jusqu'à 400 m au Sud-Est de la feuille Sabres et dans le Nord-Ouest de celle de Parentis (393 m à Sanguinet 1). Certaines structures présentent une lacune de dépôts (Bourrache, Saint-Trosse, Pontenx 3) ; par contre, dans le champ de Mothes, des puissances de plus de 400 m ont été reconnues (453 m à Mothes 7 et 415 m à Mothes 5).

L'ensemble des terrains est surtout constitué par des calcaires argilomicrocritiques plus ou moins glauconieux, grès à silex 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 Biganon 1, argiles gris verdâtre à Mothes, calcaires gréseux et glauconieux à Cantaure 1) ; son épaisseur est variable : de 50 m environ à Mothes, Lucats et Cap-de-Pin, jusqu'à plus de 215 m à Biganon 1. Dans ce dernier sondage et dans toute la moitié sud-orientale du secteur, la dolomitisation a fréquemment affecté la série de base du Crétacé supérieur, qui est représentée par une formation de dolomie cristalline blanche à beige, plus ou moins glauconieuse, assez compacte mais souvent fissurée ou caverneuse (165 m à Cap-de-Pin ; 142 m à Biganon 1).

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., *Nummuloculina* 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 *Globotruncana 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 moins puissants que les précédents (100 à 150 m en général), avec cependant un dépocentre sur le Sud de la feuille Sabres (418 m à Cap-de-Pin 1 bis ; 218 m à Tenedou 1) et un autre qui s'amorce au Nord de la feuille Parentis (227 m à Sanguinet 1 ; 241 m à Le Terme 1 ; 204 m à Mouquet 1). Les lacunes par érosion sont importantes sur les structures anticlinales de la ride d'Ychoux : Bourrache, Saint-Trosse, Pontenx, Biganon et le sommet de Mothes (puits n° 7).

Les dépôts, assez homogènes sur l'étendue du secteur, 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.

Le sommet correspondant au Maastrichtien, quand il n'est pas érodé, est le plus souvent constitué de calcaires bioclastiques beiges fréquemment dolomités, à silex blonds (64 m à Carraté 1 ; 10 m à Biganon 1). En plus des spongiaires, la faune est surtout composée de foraminifères planctoniques (globotruncanidés) et de petits benthiques variés dont *Bolivinoïdes*, *Cibicides beaumontianus*, *Gavelinopsis voltzianus*, rotalidés, goupillaudines, gavelinelles, lagénidés, etc.

Dans le sommet du Campanien apparaissent de grands foraminifères, en particulier les *Siderolites* du groupe *vidali*, puis *Orbitoïdes media*, les *Lepidorbitoïdes*, les *Fallotia*, qui existent encore au Maastrichtien aux côtés d'*Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites denticulatus*, *Lepidorbitoïdes 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.

Les épaisseurs du Paléocène sont très variables ; elles sont les plus fortes au cœur d'un golfe orienté NW-SE partant de Sanguinet 1 (122 m) vers la région de Trensacq, et dans un autre golfe ouvert vers le Sud, centré sur le secteur méridional d'Escource (187 m à Tenedou 1 ; 178 m à Cap-de-Pin). Entre les deux aires sédimentaires, une zone émergée existe depuis les structures de Bourrache, Saint-Trosse, Lüe, jusqu'à celles de Labouheyre et Carraté.

Tout le Nord-Est de la carte Parentis est aussi dans le domaine continental (Biganon, Le Puch, Saugnacq-et-Muret, Camontès, Le Tronquay, etc.).

Éocène inférieur

À part dans cette zone qui est restée émergée, la mer éocène a transgressé rapidement toute la région. Toute la partie orientale, à partir d'une limite ouest depuis Le Muret, Castelnau et Pissos jusqu'à Commensacq et Sabres, 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 l'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 m à 150 m environ ; dans le domaine bassin, elle est plus grande à cause de la subsidence plus active : jusqu'à 320 m à Cabeil 1, 300 m à Cap-de-Pin 1 bis, et 259 m dans le sondage Bourdieu 1 au Nord ; elle est cependant limitée à moins de 50 m dans certaines zones de l'anticlinal de Mothes.

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 régression, avec la limite de la plate-forme située depuis Sanguinet 1, Ychoux, jusqu'à Labouheyre et Solférino (fig. 2).

Sur la plate-forme se sont déposés des calcaires gréseux et glauconieux à grandes nummulites, discocyclines et grandes alvéolines dont *A. elongata*. Dans le bassin se trouvent des marnes silteuses et glauconieuses et des marno-calcaires à faune planctonique (*Globorotalia broedermanni*, *G. bullbrookii*, *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 de l'Est (200 m environ) vers l'Ouest (350 à 400 m). Les plus grandes épaisseurs ont été reconnues à Saint-Trosse 2 et Mothes 101 (avec 395 m et 345 m). La zone haute de Biganon est toujours émergée et la structure de Carraté présente une lacune de cette partie de l'Éocène.

Éocène supérieur

La régression générale durant la dernière partie de l'Éocène fait progresser les molasses du domaine continental jusqu'à la vallée de la Leyre, réduisant fortement la largeur de la plate-forme carbonatée car la limite des faciès de bassin est toujours restée au même endroit.

Les terrains sont semblables à ceux de l'Éocène moyen, mais la microfaune 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.

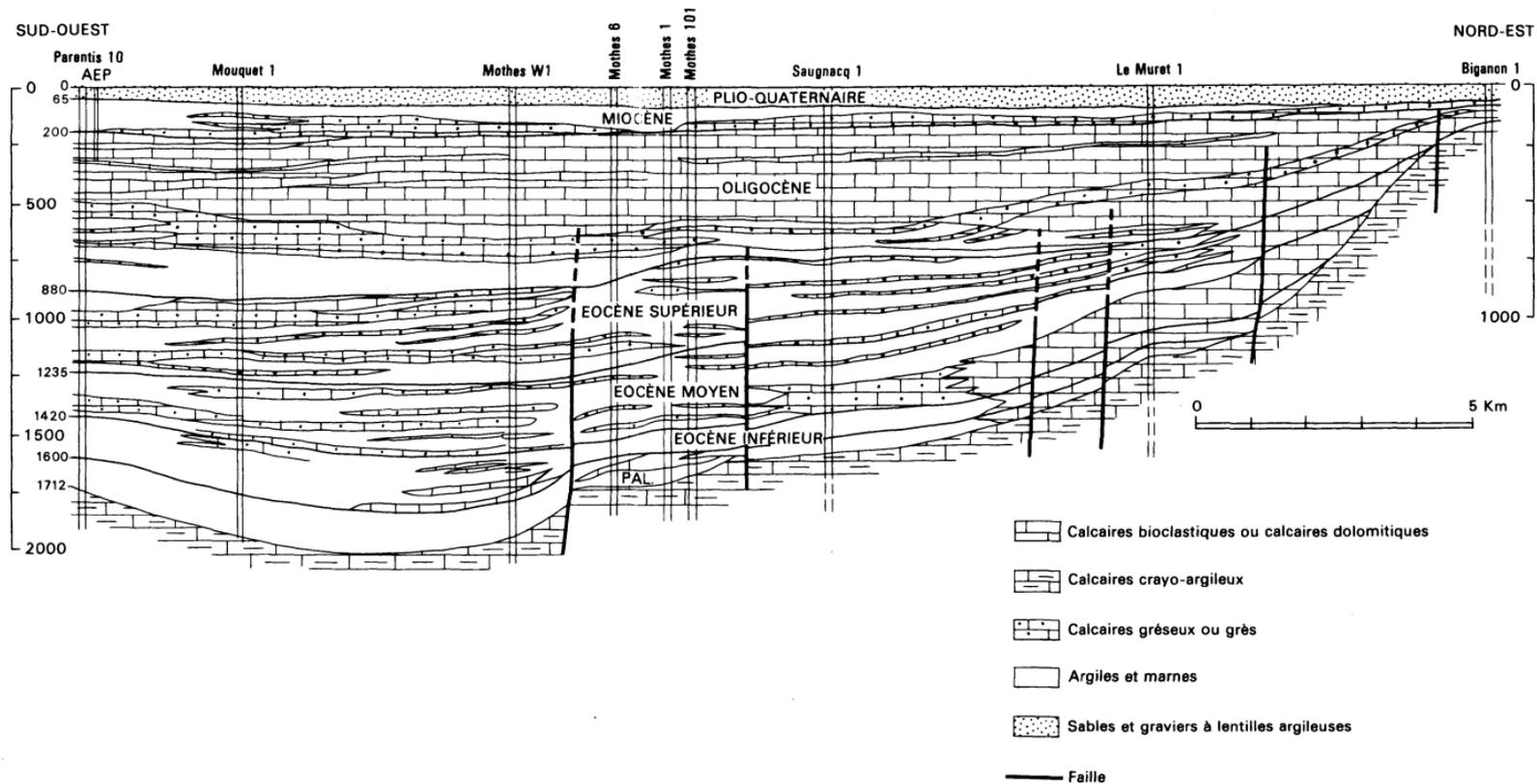


Fig. 2 - Géométrie des formations tertiaires

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. Les faciès qui la constituent sont essentiellement détritiques : grès glauconieux à ciment calcaire, dont l'épaisseur dépasse 150 m à Bourdieu 1 ; vers l'Ouest, ils passent à des marnes plastiques grisâtres, silteuses à minces niveaux gréseux, épaisses de près de 300 m à Dupouy 1.

Le domaine de plate-forme carbonatée gagne ensuite durant tout le reste de l'Oligocène et recouvre l'ensemble du secteur Parentis—Sabres (fig. 3). Les dépôts, variant de calcaires granulaires et bioclastiques plus ou moins gréseux et glauconieux à des 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 (23 m à Mothes 101).

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*.

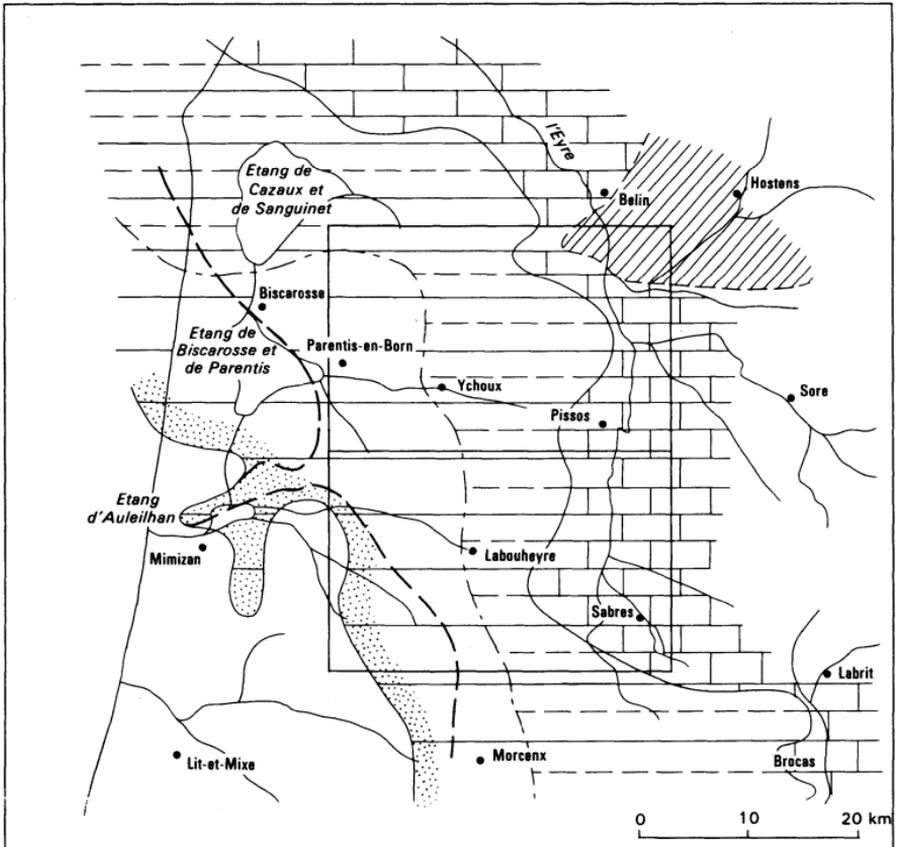
La puissance totale de l'Oligocène, un des étages les plus épais reconnus dans le secteur, augmente régulièrement de l'Est vers l'Ouest : de 400 m environ à Carraté 1 et sous Pissos, il représente plus de 600 m de dépôts sur le champ de Lucats, à Sanguinet 1 et Bourrache et atteint 690 m à Mouquet 1 et 734 m à Dupouy 1, cœur d'une zone très subsidente durant le Tertiaire final.

À l'inverse, le secteur nord-est, qui commence à être juste recouvert par la mer à cette époque, enregistre une faible épaisseur de sédiments presque toujours calcaires ou gréseux (60 m à Biganon 1 ; 118 m à Camontès 1 ; 138 m au Puch 1).

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 (Aquitainien à Serravallien) est constitué par des calcaires gréseux, des grès et sables glauconieux et des argiles sableuses vertes. Des dépôts très coquilliers, d'environnement médiolittoral (faluns), se sont installés au cœur du secteur selon une bande orientée SW-NE. Ils ont été traversés plus nettement dans les sondages Labouheyre 1 (60 m environ), Cantaure 1, Cap-de-Pin 1 bis (75 m).

À Biganon, des calcaires bruns microbréchiques existent sur quelques mètres à la base du Miocène. Des argiles sableuses noirâtres, pouvant admettre des passées de lignite, se rencontrent parfois au sommet (Labouheyre 1, Cap-de-Pin 1 bis).



-  Limite orientale des faciès argileux et marneux du Tertiaire marin de type bassin
-  Limite occidentale des faciès calcaires de l'Eocène inférieur et moyen
-  Limite occidentale des faciès calcaires gréseux de l'Oligocène "supérieur"
-  Limite occidentale des faciès calcaires de l'Oligocène
-  Zone de non-dépôt

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

À partir du Serravallien final, la régression est totale et des dépôts continentaux ont recouvert le secteur ; ce sont, à la base, les *Sables fauves*, dont l'aire de dépôt est localisée dans la moitié orientale du secteur ; pour partie, ils 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 15 à 20 m, mais ils peuvent atteindre plus de 40 m à Pissos (874-8-10) où ils surmontent 20 m de sables glauconieux du Langhien, et 35 m à Biganon (874-4-4). Dans le Nord-Est, ils sont parfois très près de la surface sur la carte Parentis, en relation avec les entailles d'une paléotopographie : 14 m de profondeur à La Passe-de-Bénazet (3-10), 19 m à Meynieu (4-20), 26 m à La Courgeyre (4-19), 33 m au Parc-Blanc (3-13).

Ces sables sont surmontés dans le même secteur par les *Glaises bigarrées*, d'âge tortonien, argiles plastiques vertes à gris sombre, compactes, altérées par des phases de pédogenèse qui ont donné naissance à de grandes marbrures jaunâtres à rosées. Leur épaisseur est très variable : 1 m à Meynieu (4-20), 11 m à Pissos (8-1), 20 m au Moulin-de-la Hille (8-2), 8 m à Moustey (8-7), 22 m à Camontès 1. Sur les zones anciennement élevées, elles sont souvent érodées ou ne se sont pas déposées, les Sables fauves étant recouverts directement par les formations pliocènes ou quaternaires (Passe-de-Bénazet 3-10 ; La Branouse 3-11 ; Le Parc-Blanc 3-13 ; Biganon 4-4, par exemple).

TERRAINS AFFLEURANTS

La succession lithostratigraphique des formations miocènes et plio-quaternaires, établie en partie sur les feuilles à 1/50 000 Lit-et-Mixe et Morcenx, a servi de base à la cartographie des ensembles détritiques rencontrés sur cette feuille, où la séquence 1 n'affleure pas.

Les cinq séquences virtuelles majeures identifiées sur l'ensemble landais sont représentées par les faciès suivants, de bas en haut (fig. 4) :

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.

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 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.

Séquence 4. **Formation d'Onesse** : sables blanchâtres et graviers ; silts et argiles gris sombre micacés ; lignites (type Mimizan) ; argiles silteuses gris bleuté.

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 lignites (type Castets) ; argiles et sables grisâtres.

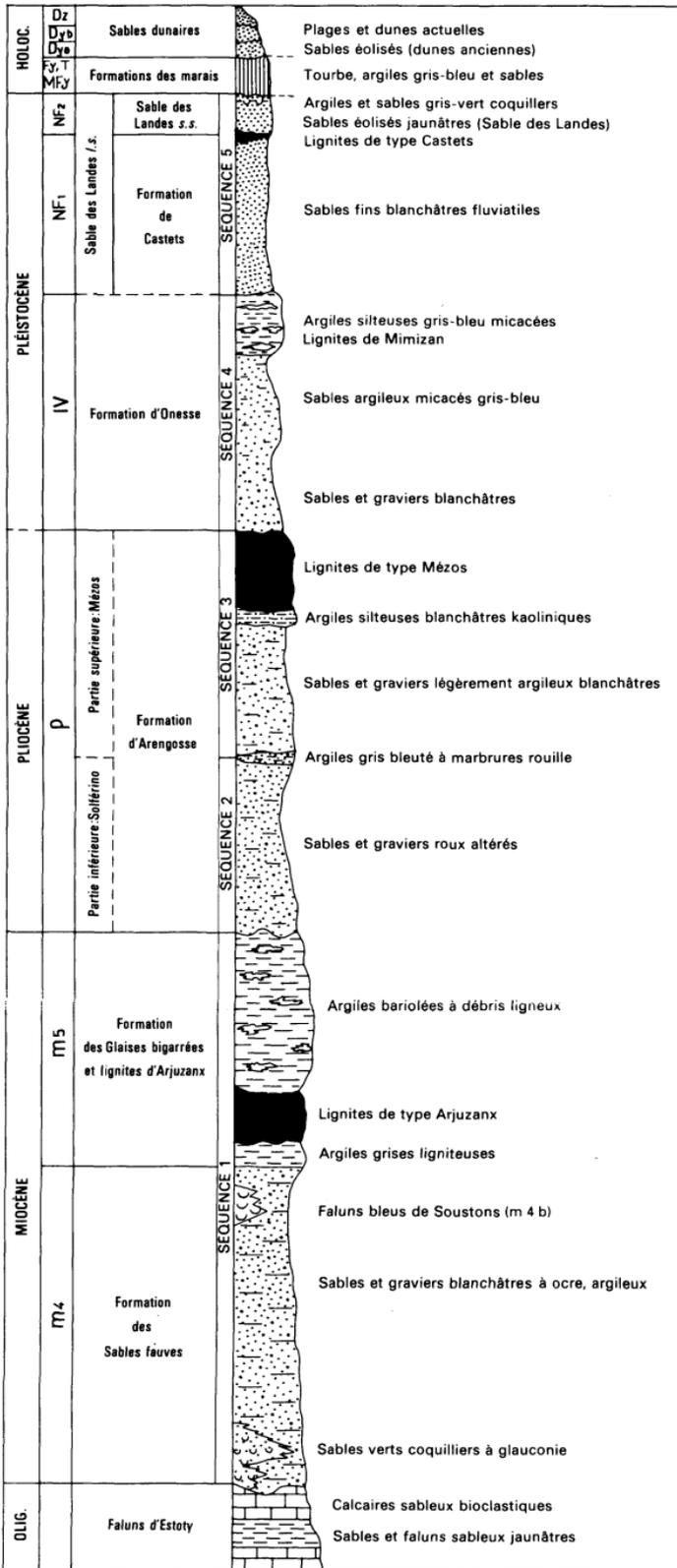


Fig. 4 - Coupe lithologique synthétique du Mio-Plio-Quaternaire landais

Dans le Nord-Est de la carte Parentis et sur celle de Belin plus au Nord, les principales différences par rapport à la série décrite sont l'intercalation d'une autre formation entre la formation de Castets et celle d'Onesse ; elle est caractérisée par un épandage de graviers et sables grossiers à matrice argileuse blanchâtre : la **formation de Belin** ; par ailleurs, la formation d'Onesse passe peu à peu à une série de sables fins à très fins peu argileux : la **formation de Beliet**.

Tertiaire

p. **Pliocène. Formation d'Arengosse (séquences 2 et 3). Sables à graviers et argiles de la Leyre** (épaisseur 10 à 50 m). À l'affleurement, cette formation n'est représentée que dans les flancs de la vallée de la Leyre par son terme supérieur argileux.

En subsurface, la formation d'Arengosse est constituée par deux séquences lithologiques : Solférino (séquence 2) à la base et Mézos (séquence 3) au sommet. La répartition spatiale des dépôts apparaît progradante d'Est en Ouest, les plus anciens (Solférino) se situant dans la partie orientale de la feuille.

● **Séquence inférieure de Solférino** (quelques mètres à une trentaine de mètres). Cette première séquence, définie sur la feuille Sabres, 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 être observées localement au sommet, comme à Labouheyre ou Solférino.

● **Séquence supérieure de Mézos** (quelques mètres à une vingtaine de mètres). Cette séquence détritique supérieure est constituée à la base par un dépôt de sables et de graviers de quartz blanc identiques à ceux de la séquence précédente.

La partie supérieure de cette séquence virtuelle est constituée soit par des horizons argileux organiques, soit par des corps de lignite d'importance régionale. Ces accumulations ligniteuses, découvertes lors des travaux de cartographie de la feuille à 1/50 000 Lit-et-Mixe et qui traversent toute celle de Sabres, trouvent leur prolongement septentrional sur cette feuille où ils n'excèdent pas un kilomètre de largeur. Les lignites se sont déposés en deux couches de 2 à 3 m d'épaisseur chacune, séparées par une argile silteuse brun verdâtre, micacée (5-29 et 5-31). Sur la carte Sabres, ces lignites atteignent une puissance qui varie de quelques mètres à plus de 10 m au centre de la gouttière (fig. 5).

Dans les vallées des Leyres affleure le sommet de la séquence de Mézos, depuis Pissos jusqu'à Saugnacq ; elle se trouve au fond des petits vallons autour de Biganon. Les argiles qui constituent le plus souvent le terme sommital ont une puissance variant de quelques mètres à plus de 10 m ; elles sont en général de couleur gris-bleu à beige, admettant quelques flammes d'altération bariolées ocre à rouille. Elles ont été souvent exploitées par des

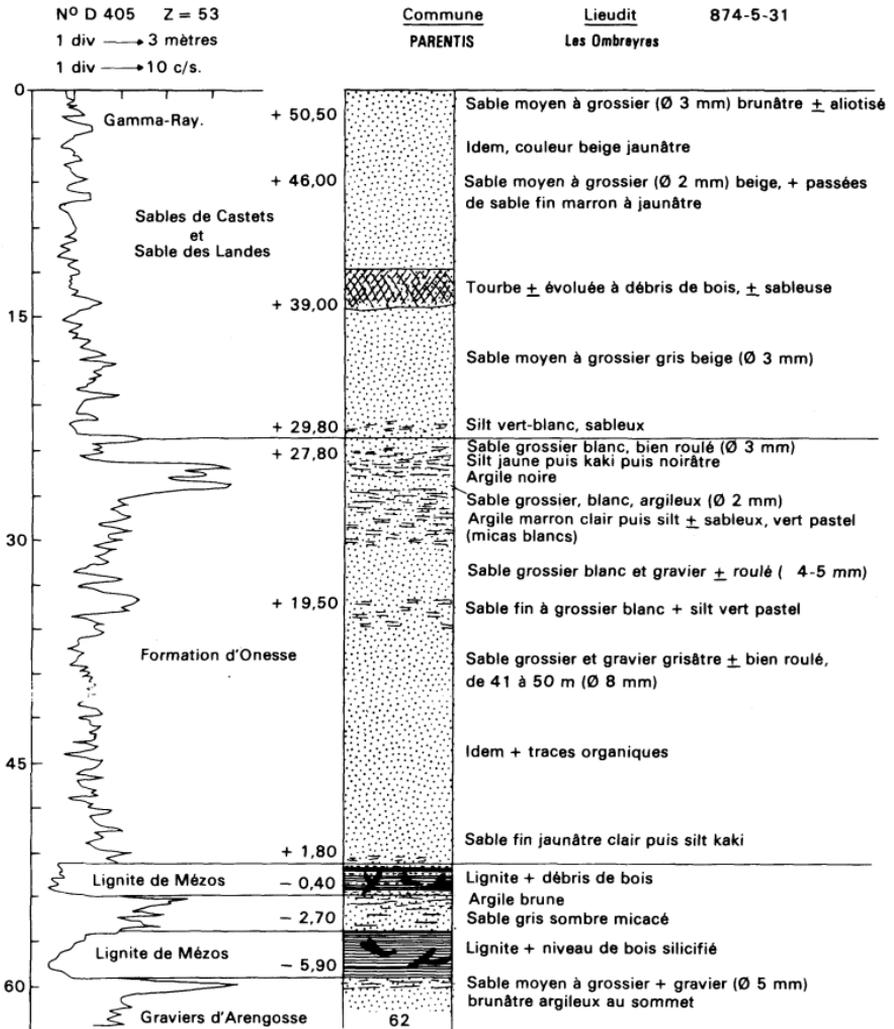


Fig. 5 - La série plio-quaternaire au droit du Nord du gisement de lignite de Mézos

tuileries artisanales jusqu'avant la dernière guerre, notamment à Pissos, Moustey, Saugnacq, Biganon et Peyrin.

D'Est en Ouest, le toit de la formation s'abaisse grossièrement de + 40 NGF à - 10 NGF sous le lac de Parentis.

Les grains de sable sont le plus souvent de type émoussé-luisant, témoignant 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 μ , alors que la staurotide, le disthène, l'andalousite et la tourmaline apparaissent en plus forte proportion dans la fraction comprise entre 50 μ et 350 μ . 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).

Les analyses polliniques réalisées à partir des corps ligniteux et des argiles organiques des séquences de Solférino et de Mézos suggèrent globalement un âge pliocène, comme en témoignent les contenus floristiques suivants :

— *argiles et lignites de Solférino (toit de la séquence 2)*. Quatre échantillons, recueillis de bas en haut de l'accumulation ligniteuse (forage carotté à Solférino), montrent une microflore abondante et diversifiée avec de nombreux restes libéro-ligneux et la présence de vaisseaux de bois.

Parmi les spores, il faut citer *Laevigatosporites haardti*, polypodiacées, sphagnacées et osmandacées. Les pollens, très abondants, sont représentés par *Pinus diploxylon* et *P. haploxylon* (20 % environ), *Cedrus*, *Picea*, *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Ilex*, *Parthenocissus*, *Quercus*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Symplocos*, *Tricolporopollenites edmundi*, *T. cingulum*, *Nyssa*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Carya*, ainsi que de très nombreuses taxodiacées, cupressacées, graminées, juglancacées, araliacées, cyrrillacées, cléthracées, éricacées, umbelliférées, chénopodiacées, compositées, sapotacées, myricacées, caryophyllacées, palmées, cypéracées et oléacées. Le phytoplancton d'eau douce est composé par des ovoïdites.

Cette flore, caractérisée par des pollens à affinité tertiaire, serait à rapprocher de celle observée dans les lignites d'Arjuzanx (feuille Morcenx) et pourrait s'être développée au début de la période pliocène ;

— *argiles et lignites de Mézos (toit de la séquence 3)*. Les argiles organiques et lignites prélevés sur la commune de Pissos en bordure de la Leyre contiennent de très nombreux débris libéro-ligneux et une microflore très abondante. Les spores sont représentées par des sphagnacées (23 %) et *Laevigatosporites haardti*, et les pollens par *Pinus diploxylon* et *P. haploxylon* (18 %), *Picea*, *Tsuga*, *Betula*, *Engelhardtia*, *Ilex*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Carya*, ainsi que des graminées, myricacées, juglandacées, éricacées, caryophyllacées, compositées et tricolporées. Le phytoplancton d'eau douce est présent avec des zygématacées et ovoïdites.

L'absence de taxons marqueurs de la période néogène et la présence notamment d'*Engelhardtia* permettent de proposer un âge pliocène terminal.

La série lithostratigraphique correspondant à la formation d'Arengeosse (séquences 2 et 3) s'est donc déposée pendant la période pliocène.

Quaternaires et formations superficielles

IVa. **Pléistocène inférieur. Formations d'Onesse et de Beliet (séquence 4). Sables argileux, graviers, argiles silteuses, lignites** (épaisseur : quelques mètres à l'Est à 40 m à l'Ouest). Il s'agit le plus souvent de sables fins blancs et de graviers roulés de quartz hyalins plus ou moins abondants dans une matrice argileuse kaolinique blanchâtre à rouille. 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 comme dans la région comprise entre Bias au Sud et Mimizan au Nord, où leur épaisseur est de l'ordre de 1 à 3 m (carte Mimizan).

Sur cette feuille, la formation affleure à la faveur de l'évidement de la vallée de la Leyre, ainsi que sur le plateau situé à l'Est. D'Est en Ouest, son toit évolue de + 45 à + 60 NGF aux abords de la Grande-Leyre à + 10 NGF sous Parentis.

Dans le Nord-Est (Sagnac, Biganon), 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 sur la carte Belin car les sables s'affinent encore plus, y a été cartographiée sous la dénomination de formation de Beliet.

De nombreuses analyses concernant le contenu floristique ont été réalisées, notamment sur la feuille Lit-et-Mixe, tant sur les dépôts ligniteux que sur les argiles organiques situées au sommet de la formation. Les très riches associations polliniques sont marquées par la présence de spores dont *Leiotriletes*, *Laevigatosporites haardti*, ainsi que des sphagnacées et des osmondacées. Parmi les pollens, dominent *Pinus diploxylon* et *haploxylon*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Sciadopytes*, *Sequoia*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Carya*, *Nyssa*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Alnus*, *Ilex*, *Carpinus*, *Parthenocissus*, *Betula*, *Artemisia*, *Nuphar* et *Typha*, ainsi que des taxodiacées, juglandacées, myricacées, cupressacées, symplocacées, monocarpées, oléacées, araliacées, compositées, umbellifères, graminées, éricacées, chenopodiacées, Caryophyllacées, dipsacacées et nymphéacées. Un phytoplancton d'eau douce est également représenté par des ovoïdites et des zygématacées.

Ce type d'association floristique situerait les formations d'Onesse et de Beliet au sein du Pléistocène inférieur, entre les périodes reuvérienne et tiglienne, probablement très près de la coupure plio-quaternaire.

IVb. **Pléistocène inférieur. Formation de Belin. Graviers et sables grossiers argileux** (épaisseur : de 0 à 25 m). Dans le Nord-Est de la carte (Peyrin, Boutox, Le Puch) affleure l'extrémité méridionale de la formation de Belin qui s'étend et a été définie sur cette carte, au Nord. La limite sud correspond approximativement au bord de l'épandage qui s'est emboîté dans les terrains précédents.

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 lydienes et quelques débris émoussés de calcaires décarbonatés et silicifiés. Ces derniers, aux formes plus aplaties, n'existent que parmi les fortes dimensions. Le centile atteint 1,5 cm environ et 95 % du sédiment est supérieur à 315 μ . Les courbes bimodales typiques indiquent un mélange des stocks (mode principal entre 315 et 630 μ 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 Nord de Boutox, 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 noir (4-21).

La formation de Belin, qui montre à sa base des indices de chenalisations (vallée de la Leyre), peut avoir érodé fortement son substrat et repose sur des séries très différentes : Sables fauves au Nord de Peyrin (4-21) et au Parc-Blanc (3-13), sables de Beliet au Meynieu (4-20) et à La Courgeyre (4-19).

Les plus fortes épaisseurs ont été reconnues au Nord de Peyrin (23 m) et au Nord de Boutox (>15 m).

Il n'est pas impossible que certaines zones de graviers roulés blancs, épars entre Biganon et la Petite-Leyre, puissent être des dépôts résiduels de cette formation en nappe alluviale.

NF₁ ; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à supérieur. Formation du Sable des Landes I.s. (séquence 5). Sables fins blanchâtres fluviatiles à la base (NF₁ : formation de Castets), éolisés au sommet (NF₂ : Sable des Landes s.s.)** (épaisseur 5 à 25 m). Cette accumulation sableuse, dont l'épaisseur totale varie de quelques mètres à l'Est de la Grande-Leyre pour atteindre 20 à 25 m à l'Ouest de la carte, est constituée de sables plus ou moins fins blanchâtres ou jaunâtres, à nombreux minéraux lourds.

Cette formation correspond 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) 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 300μ), bien classés ($Qd\phi = 0,40$ à $0,30$), peu argileux et presque uniquement quartzeux, avec quelques grains de feldspaths et peu de minéraux lourds (tourmaline, 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 glaciaire avec indices d'éolisation donnant des grains subarrondis dont 80 % environ de grains mats.

Une podzolisation, avec un alios de couleur ocre à brune ou des « garluques », près des exutoires des nappes aquifères, affectent le sommet de cette formation. De telles cuirasses de nappes, riches en oxyde de fer (15 à 25 %) et dont la formation est très différente de celle des alios des podzols (Gelpe *et al.*, 1985 ; Gourdon-Platel et Legigan, 1985), sont très développées entre Pissos et Moustey (Pont-d'Arrival, Caplanne-de-Bron, parc du Mourcaou).

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 *l.s.* (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 les secteurs de Parentis—Ychoux—Liposthey au Sud de la feuille, et entre Pissos et Moustey.

En relation avec les dunes de même type, situées à l'Ouest des étangs sur les feuilles Lit-et-Mixe, Soustons ou Mimizan, 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, 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.

F. Holocène. Terrasses alluvionnaires. Sables et graviers (qq. mètres d'épaisseur). Les dépôts regroupés dans cette unité cartographique se situent de part et d'autre de la vallée de la Leyre où ils constituent de petits replats alimentés par les matériaux sablo-graveleux des versants de la vallée. Ces dépôts, localement rubéfiés, se sont édifiés au cours de la période holocène antérieurement à l'Atlantique.

Fy-z. **Alluvions récentes. Argiles, tourbes et sables** (1 à 3 m d'épaisseur). 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 ou des argiles grisâtres, voire des tourbes noires ou brunes de quelques décimètres à 2 m d'épaisseur. Des accumulations tourbeuses plus importantes ont été reconnues, comme au lieu-dit Bourricos, à la partie occidentale de la feuille Sabres.

Ces dépôts sont à rapporter à la période holocène, de l'Atlantique à l'actuel.

DONNÉES STRUCTURALES

Les informations de subsurface sont très abondantes sur tout le territoire de la carte Parentis, 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 plongent vers le Sud-Ouest depuis -200 NGF à Biganon et $-1\ 100$ NGF à l'Est de Pissos jusqu'à $-1\ 900$ NGF sous le domaine de Lubiosse au Nord-Ouest de la commune d'Ychoux (soit une pente moyenne de 2,5 %).

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

- une suite d'anticlinaux, formant la ride d'Ychoux, s'alignent selon une orientation WNW-ENE. Ce sont les structures de Pontenx, Saint-Trosse, Bourrache, Lucats—Cabeil, Liposthey ; juste au Nord existe l'anticlinal faillé de Mothes, situé entre Chanteau et Pubétan ;
- un vaste anticlinal orienté E-W est centré sous le lac de Parentis, sa fermeture périclinale se trouvant sous la ville. Il renferme le plus grand gisement pétrolier des Landes ;
- un petit anticlinal d'orientation NW-SE existe enfin à Biganon.

Des aires à subsidence plus forte séparent ces structures, sous le domaine de Cantegrit ($-1\ 700$ NGF) et sous le domaine de Lubiosse ($-1\ 900$ NGF).

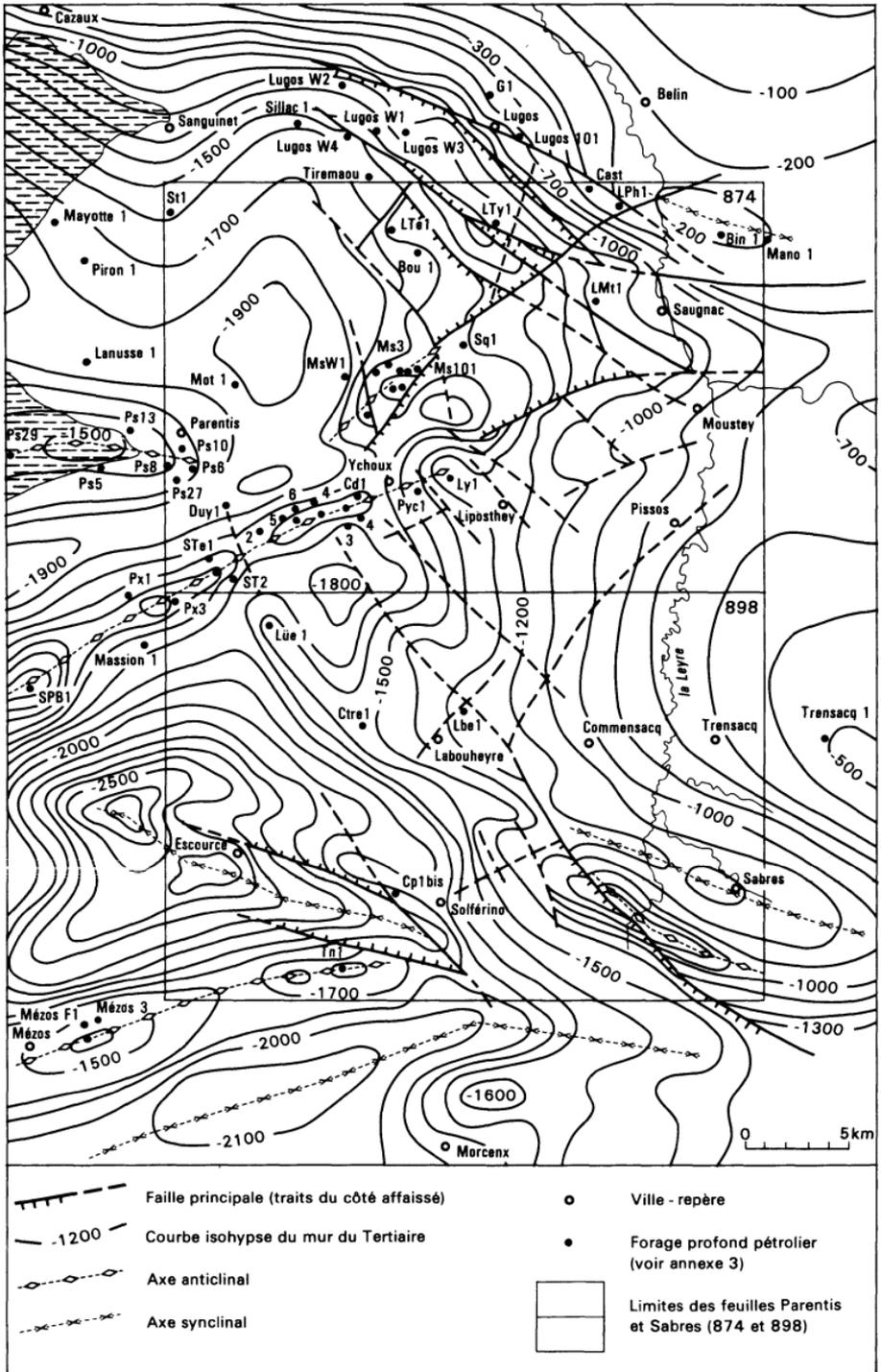


Fig. 6 - Esquisse structurale de la région de Parentis-Sabres
(dressée à partir des campagnes géophysiques)

Par ailleurs, de nombreuses failles normales orientées NW-SE affaissent rapidement le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Biganon et hachent le secteur jusqu'à la structure de Mothes. Au droit des Oustalets, entre Le Tronquay 1 et Bourdieu 1, s'individualise un petit horst long de 6 km environ.

De grandes failles NE-SW paraissent recoupées par les précédentes ; la principale borde l'anticlinal de Mothes jusqu'au Puch, et une autre existerait sous Castelnaud.

Il est raisonnable d'estimer que 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.

En effet, l'esquisse structurale au toit du Miocène marin, portée en courbes sur la carte elle-même, laisse encore apparaître les principaux anticlinaux : Mothes, Lucats—Cabeil—Ychoux, Bourdieu et Biganon, mais il est impossible de repérer des accidents sur des flancs dont les pendages sont inférieurs à 1 degré.

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.

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 un vaste bombement (« seuil des Landes ») mais surtout entraîné des rejeux inverses au niveau des grandes failles normales de la phase distensive, créant ainsi la plupart des structures anticlinales.

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 sédimenta-

tion 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.

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 émerison 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 (Choukroune et Mattauer, 1978 ; 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 long 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'accrétion 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

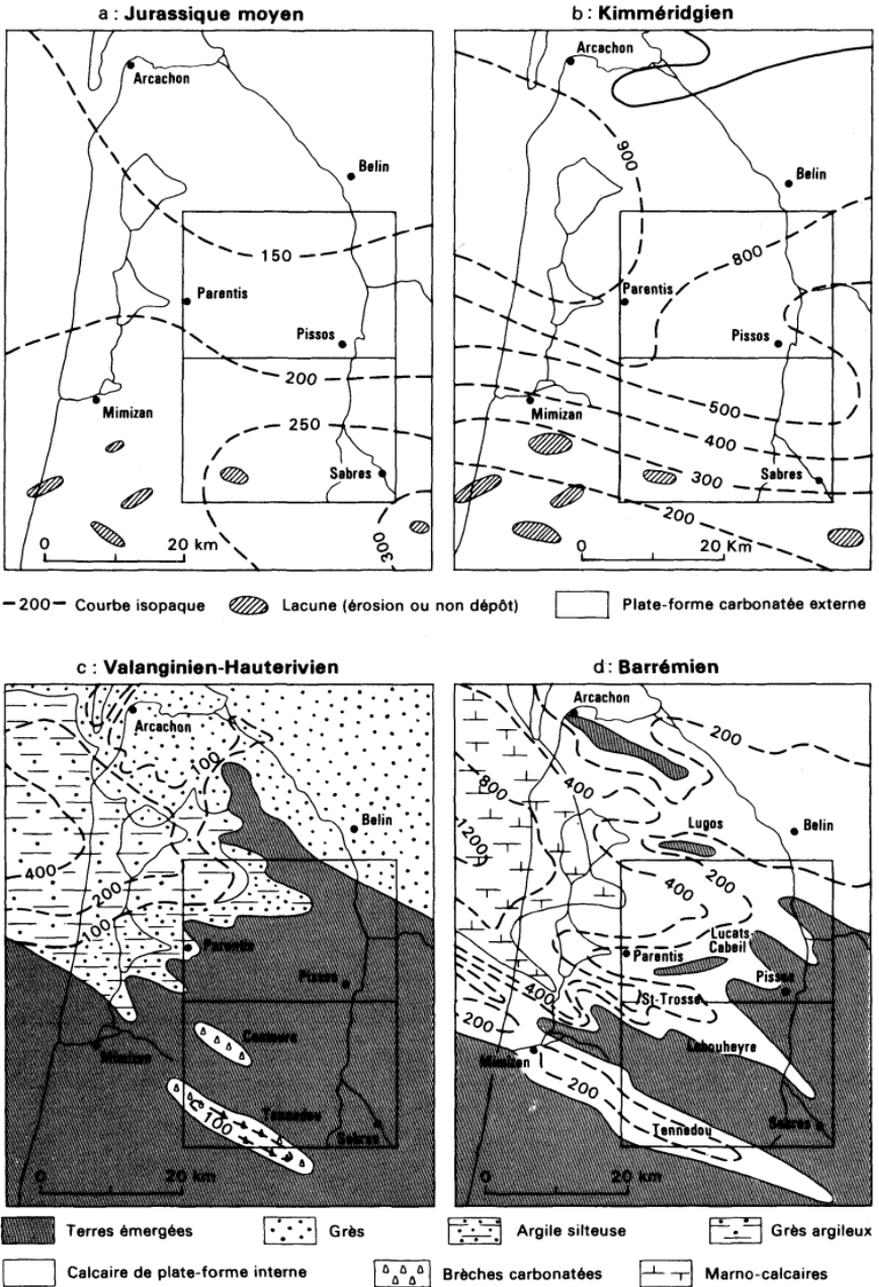


Fig. 7 - Evolution paléogéographique jusqu'au Barrémien

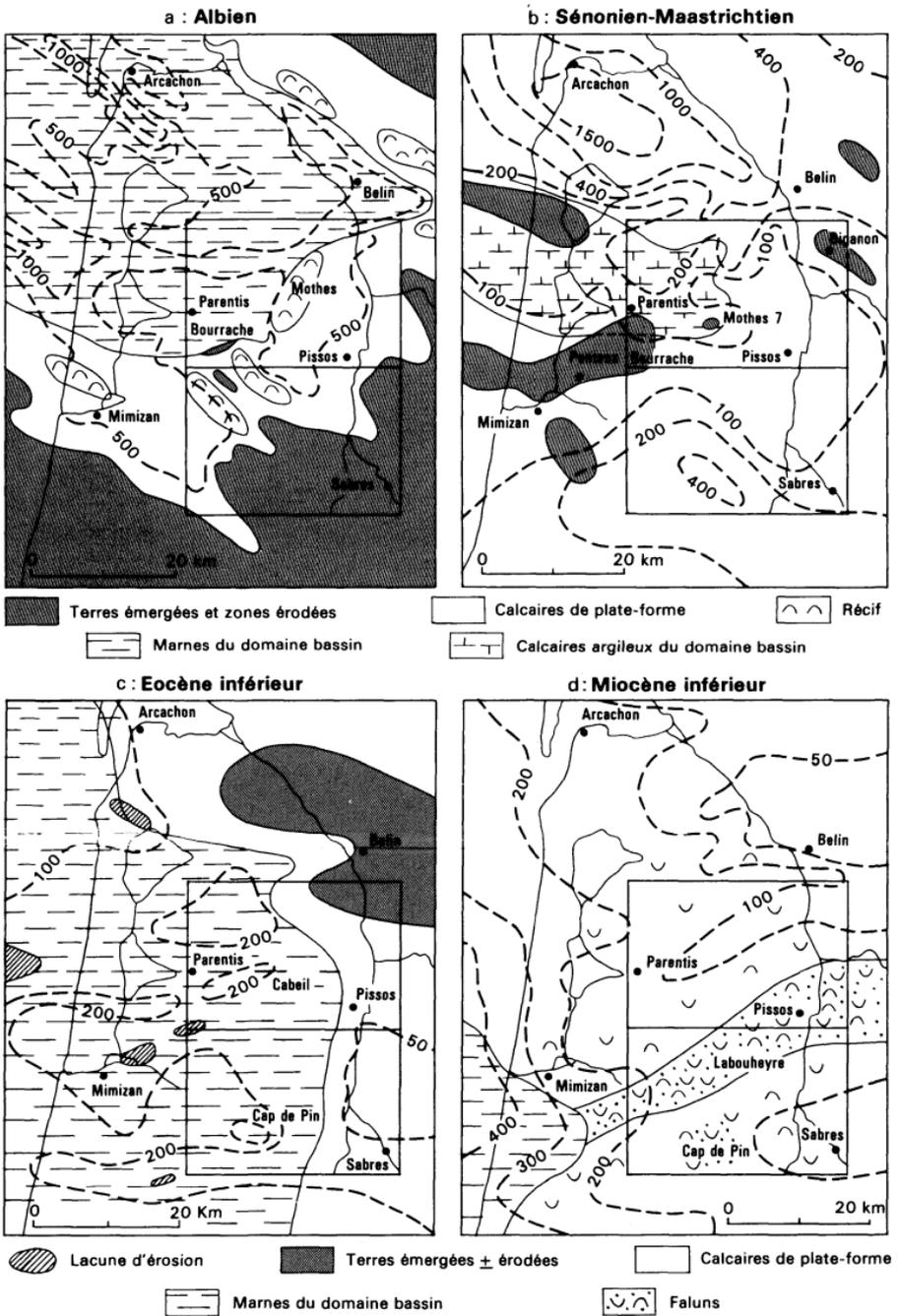


Fig. 8 - Evolution paléogéographique de l'Albien au Miocène

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.

Au Crétacé supérieur, la région devient une marge stable et la mer transgresse très largement les bordures du bassin. À partir du Cénomaniens, 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 la Leyre, 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 qui occupe le secteur et régresse rapidement (fig. 8d).

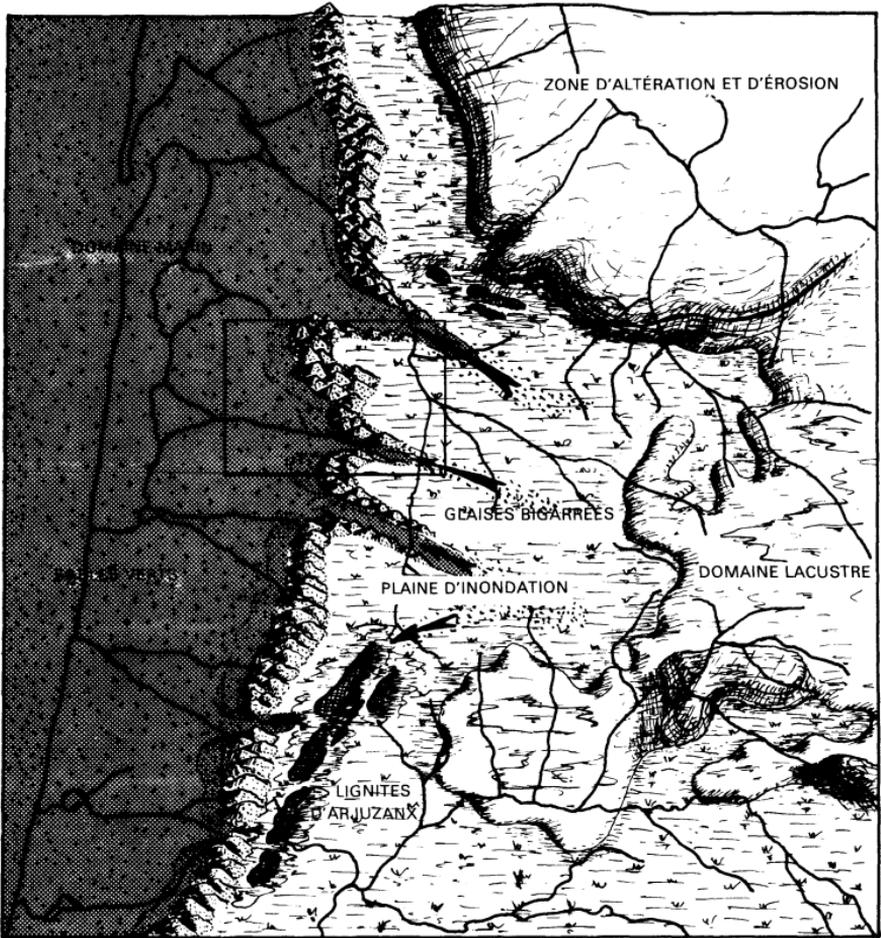
Histoire continentale des landes de Gascogne

● 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 pédogenèse 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.

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.

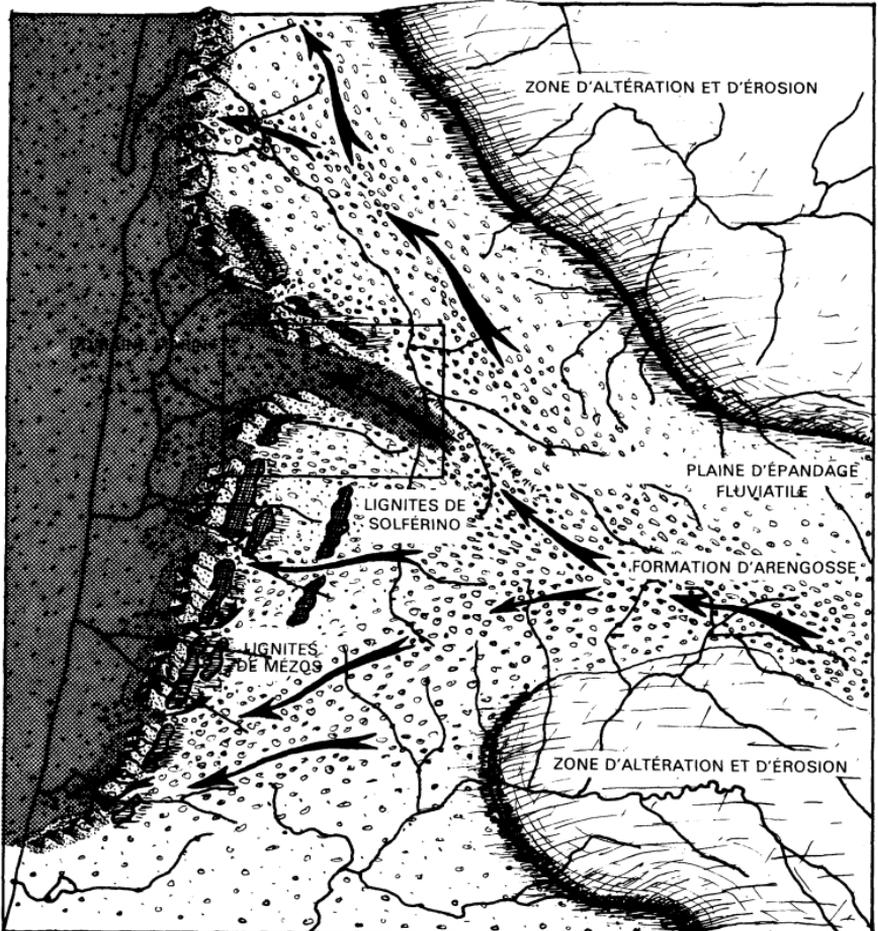


(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 9 - Evolution 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 flèches d'accumulations ligniteuses préfigurant la physionomie de la côte à un temps 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 flèches ligniteuses et leur parallélisme par rapport à la côte actuelle, laissent penser que le domaine marin devait se situer à quelque distance.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 10 - Evolution 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 la formation d'Onesse achève 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 du 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 région. Au cours

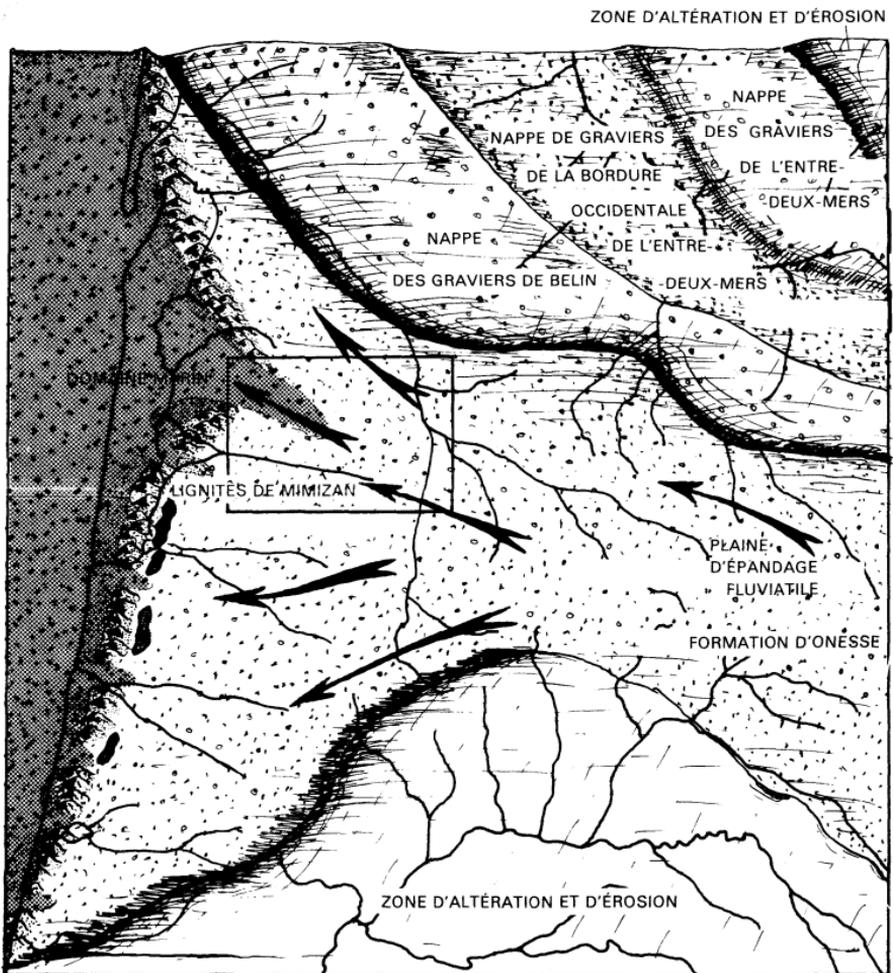
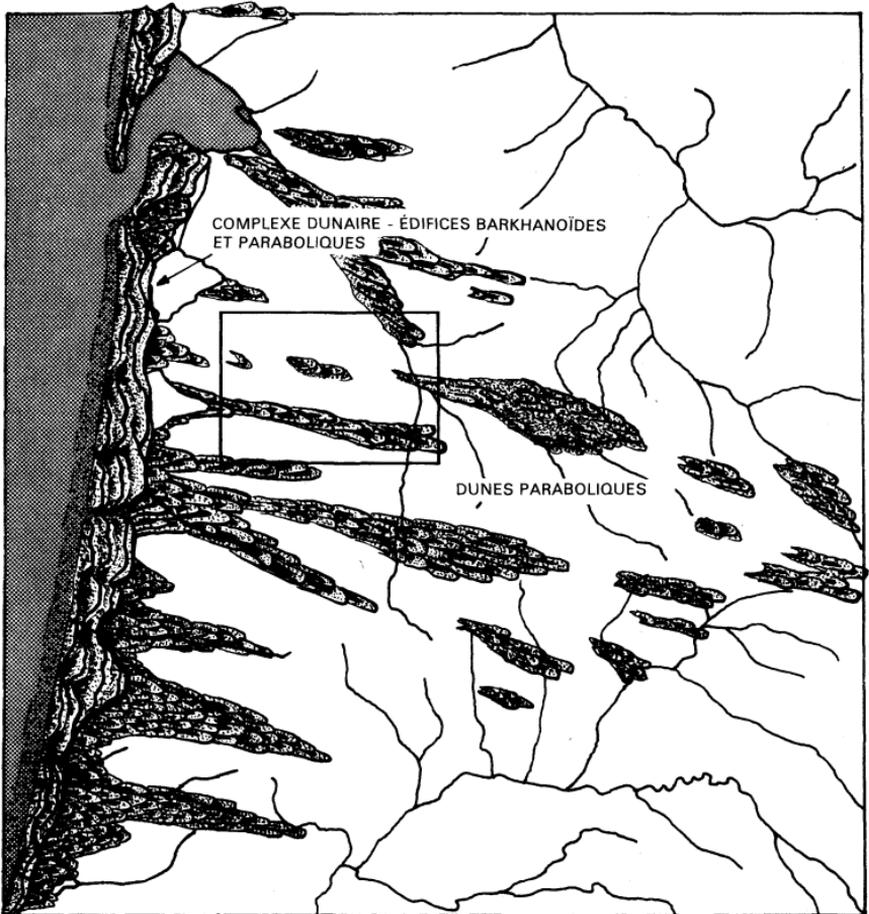


Fig. 11 - Evolution paléogéographique schématique du comblement récent des Landes de Gascogne Quaternaire ancien anté-glaciaire

des phases glaciaires qui suivent, le réseau structuré entame profondément ces deux derniers épandages.

Pendant le même temps, la région landaise est soumise à des phénomènes glaciaires, 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 le *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.



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 12 - Evolution 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*. Cet horizon, situé à la limite de battance de la nappe phréatique, 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 soient jamais supérieurs à 1 % (Gelpe, Gourdon-Platel et Legigan, 1981).

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 aliottisations 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, 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 la Leyre, 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.

OCCUPATION DU SOL, CULTURES ET ACTIVITÉS

Le territoire couvert par cette feuille se situe au cœur de 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 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, telles que Pissos, Moustey, Saugnacq-et-Muret, 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, caisses, palettes, bobines), avec quelques unités de fabrication dont certaines sont parmi les plus importantes d'Europe.

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 centre du secteur d'immenses exploitations de maïs de plusieurs centaines d'hectares, entièrement irriguées par des dizaines de forages captant la nappe du Plio-Quaternaire. À titre d'exemple, la superficie irrigable en 1980 était la suivante (en pourcentage de la surface agricole utile) : Lugos et Saugnacq-et-Muret : >80 % ; Liposthey : 70 % ; Ychoux : 50 % (Le Gars, 1985). Les plus importants domaines d'exploitation sont répartis ainsi :

- Lugos : domaines de La Lucate et de Courlouze ;
- Saugnacq-et-Muret : domaines de Taraouenne, de Pilat et de Cantegrit ;
- Ychoux : domaines de Licaougas, de La Borde, de Biredis, de Chanteau ;
- Belin : domaine de Port-Teni—Le Tronquay.

En plus des contraintes foncières qu'ils induisent, ces domaines prélèvent plus de 100 000 m³/jour dans la nappe superficielle pendant la période d'arrosage.

Une usine de carbonisation de bois s'est établie à Parentis pour la fabrication de charbon actif.

Un centre d'essais (CESTA) dépendant du Commissariat à l'énergie atomique, est implanté sur la commune de Saugnacq (Les Oustalets).

RESSOURCES EN EAU

Depuis la surface jusqu'au substratum crétacé, l'ensemble des terrains existants dans le secteur étudié comprend six formations contenant des réservoirs susceptibles de constituer des aquifères ; elles se répartissent en deux réservoirs superficiels, trois semi-profonds et un profond. Les forages d'exploitation ne captent que les aquifères superficiels ou semi-profond supérieur (cf. annexe 2). 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 contenues dans les couches sableuses du Plio-Quaternaire et la nappe miocène contenue dans des grès coquilliers. Le mur de cet ensemble aquifère peut atteindre parfois 250 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 fluviéo-éoliens (formation du Sable des Landes *l.s.*) ;
- ensemble de sables fluviaux très peu argileux (formation d'Onesse) ;
- 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, notamment les Glaises bigarrées qui peuvent localement ne pas exister, surtout dans la moitié occidentale du secteur, les nappes superficielles se trouvent ou non en intercommunication directe entre elles et avec les grès du Miocène et les Sables fauves, ces derniers étant 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'exploitations qui possèdent chacun de nombreux forages à moins de 20 m de profondeur.

Les débits spécifiques calculés dans ces ouvrages sont souvent élevés : entre 7 et 9,2 m³/h/m dans les domaines de La Lucate, Licaugas, Taraouenne, La Borde et Pilat. Sous le CESTA, certains anciens forages de reconnaissance ont donné des productivités de près de 14 m³/h/m. Les débits épuisés par forages se situent entre 50 et 65 m³/h.

Les niveaux piézométriques de cet ensemble aquifère montrent les sens d'écoulement de la nappe drainée d'une part vers la Leyre et d'autre part vers les lacs de Cazaux et de Biscarosse-Parentis ; 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 la Leyre (Pissos 8-10) où les débits importants (80 m³/h) peuvent permettre l'implantation de piscicultures. La résistivité moyenne de ces aquifères est de 5 400 ohm.cm.

● **Caractéristiques de la nappe miocène.** Elle est contenue dans des grès plus ou moins consolidés, passant latéralement à des argiles sableuses coquillères. Leur épaisseur peut dépasser localement 150 m mais n'est généralement que d'une cinquantaine 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.

L'aquifère est surtout capté pour l'eau potable dans les communes au Sud du bassin d'Arcachon (Mios, Salles, Cazaux, La Teste) et en bordure de la côte (Biscarrosse-Plage et dans le terrain militaire du Centre d'essais des Landes).

Dans le secteur, sa bonne qualité chimique justifie son exploitation par des forages moyennement profonds pour l'alimentation en eau des collectivités (Saugnac, Ychoux, Pissos). 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 0,4 et 4,8 m³/h/m et des transmissivités comprises entre 0,5.10⁻³ et 1,5.10⁻³ m²/s.

Cette nappe a été aussi captée à Gué-de-Bern (8-13) avec un débit de 120 m³/h (en partie artésien), pour l'installation d'une pisciculture.

Les niveaux piézométriques se situent de 7 à 10 m en dessous de ceux de la nappe du Plio-Quaternaire, sauf dans les zones orientales des étangs de Cazaux-Sanguinet et Biscarrosse-Parentis, et dans le secteur de Pissos dans les points bas, où les forages sont artésiens jaillissants.

Commune	Indice	Profondeur en m	N.P.	Débit d'exploitation en m ³ /h	Débit spécifique en m ³ /h/m
Saugnac	874-4-12	132	+ 41	25	3,9
Ychoux	874-6-19	171	+ 44	21	0,4
Pissos	874-8-1	166	+ 51	20	4,8
Pissos	874-8-13	110	+ 55	120	5,7

Nappes semi-profondes

Bien qu'elles existent partout dans le domaine étudié, il y a peu de données précises sur ces nappes qui n'ont 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 trois 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 100 m au Nord-Est (Biganon) et plus de 360 m au Sud-Ouest (Bourrache); elle a été traversée avec pertes de boue dans les forages suivants :

- au Nord : Tiremaou 1, Le Terme 1, Bourdieu 1, Le Muret 1 ;
- à l'Ouest : Parentis 10.

La zone réservoir est plutôt située dans la moitié inférieure de la formation calcaire dont la puissance peut dépasser 400 m ; la formation gréseuse, dont le toit est généralement situé entre 300 et 570 m de profondeur, a fourni également de bons indices de porosité qui témoignent des possibilités aquifères de ce réservoir dans la partie nord de la carte.

Le forage pétrolier Parentis 10 a d'ailleurs été récupéré par perforations pour l'alimentation de la commune de Parentis (5-24). L'aquifère est capté jusqu'à 387 m de profondeur avec un débit de 50 m³/h pour un niveau piézométrique légèrement artésien ; le faible débit spécifique (0,8 m³/h/m) peut s'expliquer par le type de complétion moins favorable puisqu'il a fallu mitrailler le tubage du forage pétrolier. Un autre forage capte cet aquifère dans la zone totalement carbonatée du Tertiaire à Belin. Cependant, il est en dehors du secteur étudié et dans un domaine hydraulique différent. Pour une exploitation de 60 m³/h, son indice de productivité dépasse 4 m³ /h/m et la transmissivité est de 1,7.10⁻³ m²/s. Également en dehors du secteur mais en aval-écoulement, existent les ouvrages de Gujan—Mestras, La Teste, Salles—Pillat-Plage et 4 forages pétroliers transformés en captage d'eau à Cazaux et à Biscarosse-Plage.

Les niveaux piézométriques de cet aquifère montrent un écoulement général des eaux dans la direction du Nord-Ouest avec un axe drainant sous la vallée de la Leyre rappelant, en moins important, celui des nappes superficielles.

● **Nappe des calcaires de l'Éocène moyen.** Les différents corps calcaires de l'Éocène moyen contiennent une nappe assez constante au Nord du secteur étudié, comme le prouvent les pertes notées dans les forages Lugos-Ouest 4, Sillac 1, Fronsac 1, Tiremaou 1 et Camontes 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 (Ychoux, Licaougas, Courlouze).

La profondeur du toit de cette formation est assez proche de la surface au Puch (300 m) et augmente très vite vers l'Ouest (800 m au Muret et plus de 1 250 m à Lucats, Bourrache, Parentis).

● **Nappe des calcaires du Paléocène — Éocène inférieur.** Elle n'existe que dans les formations carbonatées traversées dans le Nord du secteur à Tiremaou 1.

Nappe profonde

Les calcaires à tendance micritique, généralement rencontrés au sommet du Crétacé dans le centre et le Sud-Est du secteur, ont été traversés sans perte notable dans les forages. La profondeur de leur toit est comprise entre

300 et 400 m au Nord-Est et plus de 1 900 m au Nord de Parentis. Bien que ces faciès, immédiatement sous la discordance des formations tertiaires, n'aient pas de bonnes caractéristiques hydrodynamiques, il ne faut pas sous-estimer le fait que les rejeux tectoniques ont pu amener des formations de calcaires francs ou dolomitiques (qui sont de meilleurs réservoirs) à des profondeurs relativement peu importante sous cette discordance. Par ailleurs, les accidents qui affectent ces formations crétacées se caractérisent souvent sur leur tracé par des zones plus fracturées qui peuvent favoriser les circulations verticales des eaux. La température des eaux du sommet du Crétacé est comprise entre 30° et 50 °C et leur salinité supérieure à 1 g/l.

Nappes très profondes

Ces aquifères, contenant des eaux à salinité variable mais généralement élevée, sont du haut vers le bas : les calcaires et dolomies 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 500 m et 2 000 m de profondeur, de l'Est vers l'Ouest. Les forages du secteur du Muret ont traversé des fissures dans ces terrains. La température des eaux peut atteindre 75 °C dans les environs de Parentis et leur salinité s'accroît rapidement vers l'Ouest de 5 à 45 g/l.

En dessous et sur l'ensemble de la carte, se trouve la nappe aquifère des dolomies du Jurassique terminal (dolomie de Mano). Sa profondeur est comprise entre 1 500 et 3 500 m. Des indices de karstification y ont été reconnus juste au Nord de la carte. La température des eaux dépasse 80 °C dans l'Ouest de la carte et leur salinité suit la même progression que la nappe du Crétacé inférieur (entre 10 et 50 g/l).

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 Kimméridgien.

SUBSTANCES UTILES

Les ressources traditionnelles du sous-sol landais (argiles et sables) ne sont plus aujourd'hui exploitées dans cette région, mais dans la moitié occidentale de la carte se trouve une partie des gisements de richesses énergétiques parmi les plus importantes de l'Aquitaine occidentale : pétrole et lignite.

Hydrocarbures

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

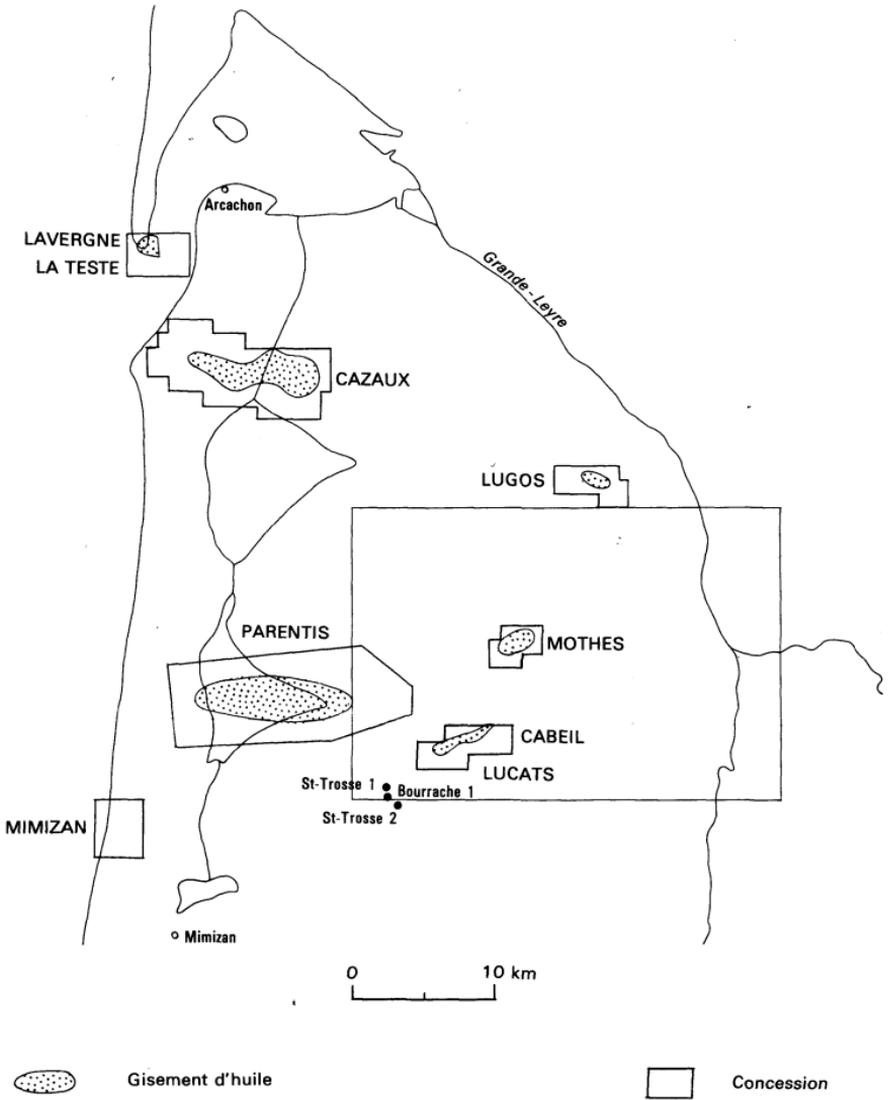


Fig. 13 - Localisation des champs pétroliers du Nord-Ouest de l'Aquitaine

Quatre concessions d'hydrocarbures de 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).

● **Parentis.** Le plus grand gisement en production des Landes a été mis en évidence en 1954 et aussitôt équipé. C'est un des champs les plus productifs de France avec 255 718 tonnes de pétrole brut et 3 130 m³ de gaz, extraits en 1988 du réservoir calcaire et dolomitique du Barrémien et de l'Aptien inférieur.

Le *réservoir*, dont le toit est situé entre 2 019 m et 2 334 m de profondeur, est divisé en 7 membres dont l'épaisseur maximale atteint 346 m : R1 et R2 dans les calcaires graveleux à intercalations marneuses de l'Aptien inférieur, R3 à R7 pour les calcaires microcristallins parfois fortement dolomités du Barrémien.

Sur l'Est de l'anticlinal qui se trouve sous la ville de Parentis, le toit du réservoir atteint 2 443 m à Parentis 10. Son épaisseur est de 280 m à Parentis 27.

Sa couverture imperméable est constituée par les marnes gris noirâtre de l'Aptien supérieur (70 m en moyenne) et les calcaires argileux de l'Albien (40 à 130 m).

Le gisement d'huile (43 km²) est contenu dans la voûte d'un vaste anticlinal qui s'étend sous le lac de Parentis où ont été installées de nombreuses plates-formes à partir desquelles partent des puits en déviation contrôlée.

La *production* cumulée depuis la découverte s'élève à 27 millions de tonnes de pétrole brut dont les principales caractéristiques moyennes sont les suivantes : huile paraffinique peu visqueuse (12 centipoises), de densité 0,858, contenant 0,42 % de soufre.

Malgré la réalisation de nouveaux forages de développement et d'activation par injection d'eau ou de gaz, 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.

Sur les 110 forages réalisés depuis 1954, la production d'huile est actuellement assurée par 42 puits (38 en pompage, 4 éruptifs) avec un débit moyen de 14 tonnes/jour/puits. La production de ce gisement est assistée par l'injection de 9 500 m³ d'eau par jour, à partir de 28 puits. L'évolution de la production a connu quatre grandes périodes :

- de 1954 à 1963, une montée en production rapide jusqu'à plus de 1 300 000 tonnes/an ;
- de 1963 à 1970, une phase de production maximale comprise entre 1 300 000 et 1 400 000 t/an ;
- de 1970 à 1975, une chute très brutale et considérable de la production jusqu'à moins de 330 000 t/an ;
- à partir de 1975, un régime de production très moyen oscillant autour de 350 000 t/an, avec cependant trois années au-dessus de 400 000 t/an (1981/83) correspondant à un des derniers chocs pétroliers. Depuis 1982, la production est en déclin constant (fig. 14).

Il faut rappeler que le gisement de Parentis a été le plus grand champ producteur de pétrole de France jusqu'en 1983 avec 406 875 tonnes, dépassé

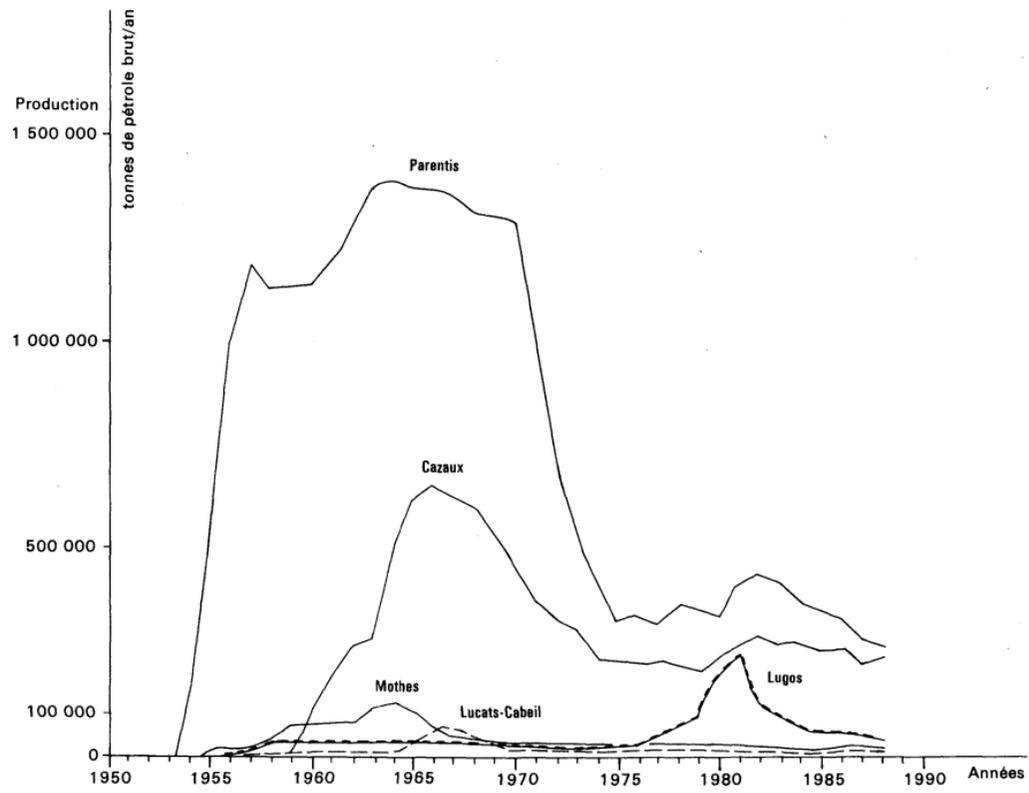


Fig. 14 - Evolution des productions de pétrole des gisements de la région de Parentis

l'année suivante par celui de Vic-Bilh dans le Sud de l'Aquitaine et, en 1985-86, par ceux de Chaunoy et Villeperdue dans le bassin de Paris ; il n'est plus actuellement qu'au quatrième rang de la production française, mais le second du Bassin aquitain.

● **Lucats—Cabeil.** Proches de celui de Parentis et localisés sur les communes de Parentis et d'Ychoux, les petits gisements de Lucats et Cabeil, beaucoup plus modestes que le précédent, sont contenus dans des calcaires du Barrémien et quelquefois des dolomies du Jurassique. Ils ont été mis en production en 1956 et 1965 respectivement.

Le *réservoir*, assez semblable à celui de Parentis, est subdivisé de la même façon, et son épaisseur totale atteint 150 m à Cabeil et 50 m seulement à Lucats ; cependant, des lacunes sont fréquentes sur cette zone plus littorale des mers du Crétacé inférieur : il manque ainsi plusieurs membres dont souvent R3, R4 et R7. Le toit se situe entre 2 041 m et 2 312 m sur le gisement de Lucats et entre 2 015 m et 2 355 m sur celui de Cabeil. La couverture imperméable est toujours constituée par les assises marneuses albo-aptiennes. L'extension des gisements est faible (0,4 km² pour Lucats et 1,56 km² pour Cabeil) ; ils sont contenus dans le sommet d'une structure anticlinale allongée WSW-ENE qui présente des ensellements et est probablement recoupée par de petites failles orthogonales.

Depuis 1956, la *production* cumulée de ces deux gisements s'élève à 336 880 tonnes de pétrole brut aux caractéristiques proches de celui de Parentis (huile paraffinique de viscosité entre 5,8 et 13, densité 0,835 avec 0,35 % de soufre).

Sur les six puits forés à Lucats et les quatre à Cabeil, peu de puits exploitent chaque champ par pompage (Lucats 1 et Cabeil 1, puis Cabeil 4 en 1983) ; ce dernier gisement est balayé par injection d'eau par le puits Cabeil 3.

La production annuelle, toujours très faible (entre 3 et 4 000 tonnes), a culminé entre 1966 et 1968 avec 53 400 tonnes.

● **Mothes.** Quelques kilomètres au Nord, le gisement de Mothes, découvert en 1955, est un autre gisement dans le Barrémo-Aptien. Ses pompes tournant inlassablement au milieu des immenses champs de maïs du domaine de La Borde, symbolisent les richesses du sol régional.

Le *réservoir* est formé par le sommet fracturé des dolomies barrémiennes de R3 (Mothes 101) et la base des calcaires de R1 - R2 de l'Aptien inférieur (Mothes 5) ; l'épaisseur totale du gisement est de 50 m environ ; son toit est compris entre 2 200 m et 2 300 m sur le champ lui-même et atteint 2 466 à Mothes-Ouest 1. Comme à Lucats—Cabeil, il manque certaines parties du réservoir de Parentis.

L'extension du gisement est de 3 km² ; il est formé par un anticlinal faillé longitudinalement à l'Est (lèvre orientale abaissée).

La *production* totale de Mothes est de 1 140 300 tonnes d'un pétrole nettement différent de celui des autres champs du secteur : la viscosité de cette huile paraffinique est beaucoup plus forte (310 centipoises), sa densité est supérieure (0,927) et sa teneur en soufre élevée (0,73 %).

Sur les 9 puits forés, 3 produisent par pompage et 1 en éruptif. Le pourcentage moyen d'eau est très élevé (plus de 97%) ; cette eau de production est réinjectée par le puits Mothès 6 au rythme de 742 m³ /jour.

La production annuelle, en chute constante depuis 1964 (126 755 tonnes), est actuellement de presque 8 000 tonnes, après une chute rapide avant 1967.

● **Bourrache.** Au Sud-Ouest de la ride d'Ychoux, le gisement de Saint-Trosse, découvert en 1962 a produit moins de 2 000 tonnes cumulées de pétrole jusqu'en 1964. Celui de Bourrache, découvert l'année suivante, a produit 900 tonnes par son premier puits fermé deux ans après. Mais en 1985-1986, Bourrache 2 a été mis en production.

Le réservoir est situé dans les calcaires graveleux du sommet du Barrémien (R3 et R4) dont l'épaisseur atteint 143 m ; son toit est à 1 700 m de profondeur et son extension estimée entre 1 et 2 km².

La production a atteint 2 775 tonnes en 1986 mais le puits a été fermé depuis ; l'huile est très semblable à celle de Parentis avec cependant moins de soufre (0,17 %).

Autres substances minérales

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

● **Lignites.** Les couches de lignite découvertes en 1982 dans le sommet de la formation d'Arengosse aux environs du ruisseau d'Onesse, au cours du levé de la feuille Lit-et-Mixe, définies peu après sous l'appellation de *gisement de Mézos*, trouvent une continuité au niveau des Ombreyres, à l'Est de Bourrache, après avoir traversé toute la carte Sabres (détail des descriptions dans la notice de cette feuille : Dubreuilh et Platel, 1991). Par ailleurs, l'existence d'autres couches (*lignites de Solférino*) ont été mises en évidence sur cette dernière feuille.

Dans le gisement de Mézos, deux corps ligniteux subparallèles ont été reconnus, dont l'orientation est N 20° et la puissance comprise entre quelques décimètres et 10 m pour le corps principal le plus à l'Ouest — dont la largeur est comprise entre 800 m et 1 000 m —, alors que les épaisseurs reconnues sur la feuille Parentis n'excèdent pas 5,4 m en deux couches à 52 m de profondeur (5-31 ; fig. 5). L'accumulation principale se situe dans une gouttière dissymétrique au toit de la formation d'Arengosse. Le flanc oriental est le plus souvent très penté, alors que le flanc occidental, tourné vers la mer, est fréquemment érodé par la formation d'Onesse sus-jacente.

Le gisement reconnu par sondages carottés a fait l'objet d'une définition de cubature ; il renferme au minimum 165 millions de m³ de lignites.

Les analyses de ces lignites montrent une pâte amorphe où l'on distingue de petits débris végétaux non réduits tels que des bois très fibreux. Il s'agit de charbons purs de la classe des lignites tendres où les exinites sont présentes.

Leur pouvoir calorifique inférieur sur brut est en moyenne de 2 200 thermies/tonne pour une humidité de l'ordre de 53 %. La teneur en cendres sur sec varie de 10 à 12 % en moyenne pour une teneur en soufre total comprise entre 2 et 3 %. Le pourcentage moyen des matières volatiles atteint 50 % et la teneur en carbone avoisine très souvent les 60 %.

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

● **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 Arengosse, d'Onesse ou de Castets. 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 % suivant les conditions du milieu de dépôt) est constituée de kaolinite fortement dominante.

D'importants gisements de sables semblables à ceux exploités à Marcheprie plus au Nord (feuille Audenge) peuvent être mis en évidence, notamment dans les formations d'Onesse et de Castets. 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 artisanales ont existé à Moustey et à Richet.

● **Sables grossiers et graviers.** Dans 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 sur la feuille Belin pour la voirie, sont aussi valorisés après traitements de lavage et criblage comme matériau de gravillonnage dans les forages d'eau. La matrice kaolinique de ces graviers est naturellement peu importante dans le secteur de Boutox (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 les formations d'Arengosse et d'Onesse, en bordure de la vallée de la Grande-Leyre. Au début du siècle, ces argiles alimentaient de petites tuileries sur les communes de Pissos (Testarrouman), Moustey et Saugnacq-et-Muret, à Peyrin (Nord de Biganon) et au Brous (Est de Richet).

Les analyses chimiques montrent une fraction siliceuse assez importante qui varie de 65 à 80 % en moyenne et une teneur en alumine de 12 à 15 % ; quant au pourcentage d'alcalins et d'alcalino-terreux, il avoisine très souvent les 4 %.

● **Minerai de fer : cuirasse ferrugineuse « garluche ».** Au siècle dernier, des petites excavations dans le Sable des Landes autour de Moustey, Pissos et Commensacq (feuille Sabres), ont livré des quantités non négligeables de cuirasse ferrugineuse de nappe, 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 Parentis, les plus importantes étaient celles de Pontenx, Ychoux, Pissos et Castelnaud. Leur activité a été quasiment ininterrompue, respectivement durant les périodes 1762-1905, 1815-1890, 1815-1903 et 1818-1885. 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

Quelques rares indices archéologiques ont été rencontrés dans ce secteur central des Landes sur les deux feuilles Parentis et Sabres ; ils témoignent de la grande pauvreté des découvertes. Les vestiges les plus anciens sont représentés par deux pointes à cran solutréennes rencontrées aux environs de la commune de Sabres. Ces vestiges, situés sous quatre mètres de sables éoliens (Sable des Landes), étaient placés au toit de la formation d'Onesse.

En ce qui concerne la période Néolithique—Chalcolithique, quelques silex ont été recensés sur la commune de Parentis-en-Born, ainsi qu'un fragment de hache polie.

Parmi les mégalithes, il faut signaler la Pierre de Grimant (menhir ou dolmen) découverte près de Sabres, dont il ne reste que quelques fragments.

Pour la période plus récente allant de l'âge du bronze au premier âge de fer, les restes d'un tumulus ont également été mis au jour sur cette dernière commune, dans lequel on a trouvé un vase de terre avec des ossements et des bracelets de bronze.

La faiblesse des découvertes ne permet pas de se prononcer entre une réelle pauvreté des vestiges existants ou le manque d'intérêt pour cette région.

ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE

La région couverte par la carte Parentis est particulièrement monotone du fait de sa platitude sableuse que presque aucun ressaut morphologique ne vient interrompre. Seule la partie orientale de la feuille peut présenter quelque intérêt géologique, grâce à l'encaissement de la Leyre.

L'itinéraire peut débiter à Pissos et plus précisément au pont de Testarouman où, quand les fossés de la RD 43 sont rafraîchis, affleurent convenablement les argiles gris bleuâtre, interstratifiées de niveaux d'argiles noirâtres feuilletées et de fins lits sableux, typiques de la partie supérieure de la formation d'Arenosse (séquence de Mézos).

En revenant au bourg, prendre la route de Moustey ; au pont d'Arrival affleurent des garluches dans les bois au Nord-Ouest. Après le bourg, un virage brusque de la RD 120 près de la Leyre recoupe les argiles précédentes, et en contrebas peuvent s'observer des graviers de la partie inférieure de la séquence de Mézos.

Après avoir traversé les deux Leyres, poursuivre vers Biganon ; au pont du Porche, les fossés entaillent une grande épaisseur d'argiles gris-bleu silteuses à marmorisations ocre, de la fin de la formation d'Arengosse, surmontant des sables fins ocre-jaune de la même formation affleurant dans le lit du ruisseau en amont du pont.

En poursuivant au Nord de Peyrin, on traverse la zone d'affleurement des graviers de Belin, bien visibles autour de Meynieu et de Boutox.

Revenir à Biganon pour traverser la Leyre à Saignacq. Franchir la RN 10 qui correspond approximativement à un des grands chemins de Saint-Jacques-de-Compostelle, jalonné dans cette région par les hospices du Muret et de Liposthey qui est attesté en 1308.

Par la RD 348, on traverse la carte vers l'Ouest. Peu avant la voie ferrée, la route passe dans le champ pétrolier de Mothes, dont les installations à balancier pompent inlassablement le précieux liquide au milieu des immenses exploitations de maïs.

Rejoindre Ychoux et tourner vers Parentis. Un kilomètre après la sortie du bourg se trouvent les anciennes forges dont il ne reste que quelques bâtiments et un étang.

Tourner peu après vers le Sud et, après Lucats, se diriger vers Parentis. Après avoir refranchi le ruisseau des Forges aux Espalanques, d'anciennes sablières montrent des coupes dans les sables jaunes des dunes.

Un des centres d'intérêt de la ville de Parentis est son exposition-musée sur l'exploitation du champ pétrolier. Il se trouve dans une petite rue sur la droite, en se dirigeant vers le lac où sont installées les plates-formes et les grosses pompes à balancier.

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

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.

ALVINERIE J., LATOUCHE C., THIBAUT C. (1965) — Contribution par l'étude des minéraux lourds et argileux à l'interprétation stratigraphique du Quaternaire des Landes méridionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 123, et *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. VII, p. 456-468.

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.

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.

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.

CIRAC P., LEGIGAN P. (1972) — Essai de chronologie de la mise en place des dépôts de couverture du gisement de lignite d'Arjuzanx (Landes). Apports de la sédimentologie. *Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine*, 12, p. 59-67.

CROUZEL F. (1956) — Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 248, 1957, 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, 69-89, 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.

DAGUIN F. (1948) — L'Aquitaine occidentale. *Actualités scient. et industr.*, n° 1050, 232 p., 29 fig., 7 pl. h.t. Paris : Hermann édit.

DECHELOTTE H. (1985) — Le profil de résistivité appliquée à la définition et à la cubature d'un gisement de lignite dans les landes de Gascogne (gisement de Mézos-Nord). Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 156 p., 140 fig., 3 tabl. et annexes.

DUBOUCHER H. (1878) — Quelques nouvelles trouvailles préhistoriques landaises. *Bull. Soc. Borda*, Dax, p. 55-64.

DUBREUILH J. (1976) — Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviatile Dordogne - Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde. Thèse, 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 fluviatiles 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.

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

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.

HUARD J. (1966) — Paléobotanique 1 - Étude anatomique des bois de conifères des couches à lignite néogènes des Landes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 105, 85 p., 12 pl.

HUARD J. (1967) — Étude de trois bois de lauracées fossiles dans les formations à lignite néogènes d'Arjuzanx. *Rev. générale botanique*, Paris, t. 74, p. 81-105, 4 fig., 5 pl.

HUARD J., KLINGEBIEL A. (1965) — Recherches paléobotaniques et sédimentologiques sur les couches à lignite d'Arjuzanx (Landes). *Bull. Soc. Borda*, Dax, p. 77-83, 2 fig.

HUARD J., LAVOCAT R. (1963) — Sur la découverte de fossiles dans les formations à lignite d'Arjuzanx et leur signification stratigraphique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 257, p. 3979-3980.

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.

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P. (1973) — Le modelé pré-pliocène dans le centre du bassin d'Aquitaine. *Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine*, 13, p. 21-29.

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., NICOLAS G., ROBERT P. (1981) — Le lignite d'Arjuzanx. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 5, p. 681-699.

LATOUCHE C., LEGIGAN P., THIBAUT C. (1974) – Nouvelles données sur le Quaternaire des landes de Gascogne. *Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 16, p. 95-120, 15 fig., 2 tabl.

LE GARS C. (1985) – Les ressources en eau, le drainage et l'irrigation dans 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 central. 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.

LIEPMANN V. (1980) – Dynamique sédimentaire du bassin des landes de Gascogne (Miocène – Plio-Quaternaire). Thèse 3^e cycle, Bordeaux III, 335 p., 104 fig., 17 pl.

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

MOTET D. (1984) – Étude des formations plio-quaternaires de la partie sud des landes de Gascogne par sondages électriques - Application à la recherche de lignites. Thèse 3^e cycle, Bordeaux I, 230 p., 96 fig.

RAULIN V. (1897) – Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Troisième partie : terrains tertiaires et d'alluvions de la partie occidentale du département. Verdun : Laurent édit., p. 491-674.

SAJOUS G. (1984) – Structure et géométrie des corps sédimentaires néogènes et quaternaires des Landes méridionales (feuille de Soustons - 1/100 000). Thèse 3^e cycle, Bordeaux III, 237 p., 85 fig.

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, 669-692.

SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986) – Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 40, p. 53-65.

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

WINNOCK E. (1974) — Le bassin d'Aquitaine. *In* : J. Debelmas « Géologie de la France », Paris : Doin édit., t. 1, p. 259-293, fig. 116-138.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *La Teste-de-Buch* (191), 1^{re} édition (1882) par O. Linder et 2^e édition (1966) par M. Vigneaux et R. Séronie-Vivien avec notice par M. Kieken.
- Feuille *Sore* (203) : 1^{re} édition (1888) par E. Jacquot, 2^e édition (1965) sans modification avec notice par M. Kieken.

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Sabres* (898) : 1^{re} édition (1991) par J. Dubreuilh.
- Feuille *Belin* (850) : 1^{re} édition (à paraître) par J.P. Platel.
- Feuille *Lit-et-Mixe* (923) : 1^{re} édition (1991), par J. Dubreuilh, J.P. Capdeville, J.M. Bouchet.
- Feuille *Morcenx* (924) : 1^{re} édition (1990), par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh.
- Feuille *Soustons* (949) : 1^{re} édition (1991), par G. Karnay, J. Dubreuilh, J.M. Bouchet.
- Feuille *Saint-Vivien—Soulac-sur-Mer* (730) : 1^{re} édition (1972), par J. Dubreuilh, J.M. Marionnaud.

Autres publications et documents consultés

- P.E. Dubalen (1911), O. Ducasse (1972), H. Enjalbert (1960), L.A. Fabre (1905), E. Fallot et L. Reyt (1890), H. Hébert (1880), J. Huard (1971-1974), F. Pressouyre (1936), V. Raulin (1854), Thibault (1940).
- Rapports de fin de sondages des puits pétroliers des sociétés ESSO-REP, 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

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

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.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1989 par Jean-Pierre PLATEL et Jacques DUBREUILH, ingénieurs géologues au BRGM.

Présentation au C.C.G.F. : 6 mars 1990

Acceptation de la carte et de la notice : 20 novembre 1990

Impression de la carte : 1991

Impression de la notice : décembre 1991

ANNEXE 1 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE STRATIGRAPHIQUE RÉALISÉS POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE
(Tarière mécanique et destructif Rotary)

	Sanguinet	Lugos	Biscarosse	Parentis	Parentis	Ychoux	Lugos	Saunacq	Saunacq	Saunacq	Ychoux	Lugos	Saunacq	Saunacq	Saunacq	Belin	Moustey	Belin	Belin	Moustey
Sondages tarières Côte sol NGF	1-24 +37	1-25 +43	1-26 +42	1-27 +47	1-28 +42	2-49 +53	2-50 +45	2-51 +50	2-52 +58	2-53 +55	2-54 +54	3-10 +46	3-11 +54	3-12 +55	3-13 +42	4-14 +44	4-18 +48	4-19 +41	4-20 +51	4-21 +48
Sable des Landes	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Formation de Castets	3	3	5	5	5	3	5	3	7	5	5	3	3	3	5		3			
Formation de Belin															26	7		2	2	2
Formation d'Onesse	5	11	15	16	10	18	21	24	22 ?	24 ?	30 ?		10	15			8	12	5	
Formation d'Arengosse	?		33	28	26 ?			?						19					7	
Formation des Glaises bigarrées								33												18
Formation des Sables fauves								36	34	32	34	14	21		33			26	19	23
Formation des Sables verts																				33
Prof. finale	40	40	40	40	40	32	28	38	35	37	35	29	35	32	38	15	9	38	22	41

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES DE RECONNAISSANCE STRATIGRAPHIQUE RÉALISÉS POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE (suite)

(Tarière mécanique et destructif Rotary)

	Parentis	Parentis	Pontenx	Parentis	Parentis	Lie	Parentis	Ychoux	Lie	Ychoux	Ychoux	Ychoux	Saunacq	Pissos	Liposthey	Moustey	Richet	Pissos	Pissos	Pissos	
Sondages tarières Côte sol NGF	5-24 +47	5-25 +42	5-29 +51	5-30 +54	5-31 +53	5-32 +54	5-33 +51	6-21 +53	6-22 +59	6-23 +60	6-24 +62	6-25 +54	7-29 +62	7-30 +63	7-31 +61	8-70 +56	8-80 +58	8-90 +61	8-10 +35	8-11 +56	
Sable des Landes	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Formation de Castets	5	2	7	7	7	6	7	2	6	3	1	1	8	4	2	4	2	2		2	
Formation de Belin																					
Formation d'Onesse	14	15 ?	21	25	23	21	24	15	13	20	15	17	19	40	17	11	16	9		8	
Formation d'Arenqosse		32	59	55	51	55	56						27				19		2	20	
Formation des Glaises bigarrées																16	25	25	20		
Formation des Sables fauves																24 ?			21		
Formation des Sables verts																					
Prof. finale	40	35	65	65	62	65	62	32	40	40	38	33	41	40	26	31	29	50	31	40	

Suivi et interprétation : J.P. Platel

* : formation dans laquelle le sondage a débuté

ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES PRINCIPAUX FORAGES D'EAU

	Saunacq	Saunacq Le Muret	Saunacq	Saunacq	Saunacq Castelnaud	Castelnaud	Parentis	Parentis	Ychoux	Ychoux	Liposthey	Pissos	Pissos	Pissos
Sondages Cote sol NGF	2-9 +49	3-2 +45	3-3 +50	3-4 +50	4-3 +45	4-12 +45	5-21 +25	5-24 +31	6-4 +53	6-19 +53	7-2 +64	8-1 +52	8-2 +50	8-13 +54
Sable des Landes et Formation de Castets	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*
Formation de Belin														
Formation d'Onesse		7			15	13	16	?	21	25	15	11		3
Formation d'Arengosse					31	32	31	?	38	?	32	17	*	24
Formation des Glaises bigarrées											82	45	14	29
Formation des Sables fauves					36	36		?	70	?	?	56	34	41
Formation des Sables verts					54	55		65	75	80	?	88		?
Miocène inf.					93	91		?	?	140	106	110		80
Oligocène marin								200						
Prof. finale	20	8	20	20	160	143	40	394	111	171	108	167	35	110

Interprétation : J.P. Platel