



SABRES

La carte géologique à 1/50 000
SABRES est recouverte par la coupure
SORE-CONTIS-LES-BAINS (N° 203)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Biscarosse	Parentis- en-Born	St-Symphorien
Mimizan	SABRES	Labrit
Lit-et-Mixe	Morcenx	Brocas

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SABRES

par

J. DUBREUILH, J.P. PLATEL



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 SABRES À 1/50 000**

par

J. DUBREUILH, J.P. PLATEL

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

– *pour la notice* : 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).

© 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 : 2-7159-1898-4

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>	18
DONNÉES STRUCTURALES	23
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	25
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	36
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	36
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	38
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	39
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	44
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	44
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	45
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i>	46
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	50
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	50
AUTEURS	50
ANNEXE 1	
<i>LOG DU FORAGE CAP-DE-PIN 1 BIS</i>	51
ANNEXE 2	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES FORAGES PÉTROLIERS</i>	52

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La surface couverte par cette feuille se situe sur le canton de Sabres au cœur d'un vaste territoire, appelé la *Grande-Lande*, dont la surface globale est de l'ordre de 593 000 hectares répartis en 114 communes. Plus de 80 % de la surface sont occupés par la forêt et la densité moyenne de population n'excède guère 10 habitants au kilomètre carré.

CADRE GÉOLOGIQUE

(fig. 1, en pages centrales)

Située au cœur du vaste système détritique landais, cette feuille est totalement recouverte par des sables éolisés de la formation du *Sable des Landes*.

L'histoire continentale récente de cette région débute au Miocène supérieur où, la mer s'étant retirée, il ne subsiste qu'un marais maritime désormais à l'abri des influences marines majeures, dans lequel règne une sédimentation calme.

La période pliocène voit l'arrivée de décharges détritiques importantes qui entament le comblement du bassin d'Est en Ouest. Cette sédimentation grossière se poursuivra jusqu'aux temps quaternaires.

À une apparente monotonie de surface s'oppose la structuration des couches profondes.

L'ensemble des terrains plonge très fortement vers le Sud-Ouest, alors que des structures hautes faillées, telles que les diapirs profonds de Tenedou ou de Mézos, jalonnent le seuil des Landes et constituent les structures diapiriques les plus nord-orientales du bassin d'Aquitaine.

Aux rides anticlinales d'Ychoux et de Carraté s'opposent des aires de forte subsidence comme à l'Ouest d'Escource, à l'Est de Sabres ou du Grand-Ligautenx.

Cette structuration, intervenue dès la fin du Jurassique, s'est poursuivie jusqu'au Crétacé inférieur avec les phases de rifting et d'accrétion océanique du golfe de Gascogne. C'est avant la fin du Crétacé supérieur qu'apparaît le bassin de Parentis.

Durant le Tertiaire, d'importants bouleversements en relation avec la sur-
rection des Pyrénées provoquent l'arrivée de puissantes décharges détritiques constituant les molasses d'Aquitaine.

À la fin de l'Éocène, le comblement du bassin est très avancé. Durant l'Oligocène et le début du Miocène, la mer viendra à plusieurs reprises avant l'amorce de continentalisation qui se poursuivra jusqu'aux temps quaternaires.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Au cœur de la Grande-Lande, ce vaste ensemble sableux couvert par la forêt de pins maritimes, est une région où les communes de grandes superficies, peu peuplées, sont à vocation forestière ou rurale.

Traversée du Nord au Sud par la RN 10, c'est un lieu de passage n'offrant que peu d'attrait pour le tourisme outre l'écomusée de Sabres avec son arial reconstitué, ou la vallée de la Grande-Leyre qui fournit de multiples occasions de promenades pittoresques.

L'aspect géologique de surface, assez monotone, n'offre que peu d'occasion de découverte, malgré quelques indices archéologiques témoignant, comme à Sabres, d'une occupation humaine très ancienne.

La série stratigraphique, très réduite à l'affleurement, peut être résumée de bas en haut de la manière suivante :

- **Pliocène (formation d'Arengosse)** : sables kaoliniques, graviers, argiles et lignites.
- **Pléistocène inférieur (formation d'Onesse)** : sables argileux micacés et argiles gris-bleu.
- **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.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Sabres, comme l'ensemble des feuilles constituant le territoire landais, a nécessité la mise en œuvre de moyens importants, tant en ce qui concerne le nombre de sondages que les analyses, afin de reconnaître les différentes formations recouvertes par le Sable des Landes.

La découverte des indices, puis l'approche de la continuité du gisement de lignites de Mézos vers le Nord-Est, ont permis la réalisation de nombreux sondages destructifs et carottés, ainsi que l'emploi de méthodes géophysiques (traînés électriques, notamment).

Par ailleurs, l'analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes réalisées par l'Institut géographique national (IGN) a permis une approche géomorphologique de certaines formations affleurantes, qu'il s'agisse des « reliques » de dunes paraboliques ou des terrasses alluviales liées au cours de la Grande-Leyre.

Comme pour les autres cartes, l'effort principal a porté sur la compréhension de l'évolution du comblement et la reconnaissance des différents

milieux paléogéographiques, notamment en ce qui concerne les accumulations de lignites.

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, Carraté 1, Labouheyre 1, Lüe 1 et Cantau 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 Cabeil 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 la bassin de Parentis, très subsident à cette époque.

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 Tennedou 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

* voir coupes résumées en annexe.

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 3 000 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 1 ; 59 m à Cap-de-Pin 1 bis*), qu'au Nord (189 m à Lucats 6 ; 195 m à Saint-Trosse 2).

Lias supérieur

Le Toarcien 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 Toarcien est toutefois absent sur la structure de Carraté.

Jurassique moyen

Au-dessus s'est sédimentée une série assez homogène des calcaires micritiques bruns, gris ou beiges, caractérisés par l'abondance des microfilaments.

* voir log en annexe

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 microfilaments ; 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 pelletoidales 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 (*Nanogrya virgula*), des gastéropodes, des lituolidés, des *Verneuilinoïdes*. 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 *Anchispirocyclina*. La diagenèse a fortement affecté cette série qui comprend de nombreux bancs de dolomie azoïque, brune, beige ou blanche, microcristalline, compacte ou bréchiue. 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 où l'on observe une lacune du Portlandien et du Crétacé inférieur.

Son épaisseur 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 par des 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 foraminifères arénacés, et de niveaux bréchiues, 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. Les dépôts bréchiues 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, per-

mettent 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 Néococmien 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 dasyclacées 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.

Aptien inférieur

Après une forte régression caractérisée par des dépôts détritiques continentaux, la mer envahit à peu près les mêmes zones que celles du Barrémien 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 Tronquoy 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 trivolis*).

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 Tronquey 1) et à l'Ouest d'Escurce 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 dolomités. 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*) et de plus rares benthiques (*Conorotalites aptiensis*, *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, milioles, débris de rudistes et de gastéropodes. Localement, des environnements récifaux se sont installés à l'amont de la plate-forme, en limite du bassin. 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 et 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 argilo-micritiques plus ou moins glauconieux, grès à silex gris à blonds, où s'intercalent des bancs de calcaires bioclastiques quelquefois finement détritiques.

Le **Cénomanién** 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 Cénomanién 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 dépo-centre 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 dolomitisés, 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 *Orbitoides media*, les *Lepidorbitoides*, les *Fallotia*, qui existent encore au Maastrichtien aux côtés d'*Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites denticulatus*, *Lepidorbitoides minor*, *Clypeorbis mamillata*.

Paléocène

Après la régression fini-crétacée, les premiers terrains du Cénozoïque sont des marnes bariolées à dominante rougeâtre car riches en produits hérités du continent proche, surmontées par des marnes silteuses gris-vert à beiges, à passées de calcaire micritique argileux, rapportées au Thanétien par les *Globorotalia* et *Globigerina* qui y sont abondantes.

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 Tronquey, 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.

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.

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. 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).

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.

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.

TERRAINS AFFLEURANTS

La succession lithostratigraphique des formations mio-plio-quaternaires, établie en partie sur les feuilles à 1/50 000 Lit-et-Mixe, et Morcenx, a été complétée sur cette feuille, où la séquence 1 n'affleure pas.

Les cinq séquences virtuelles majeures identifiées de bas en haut (fig. 2) sont représentées par les faciès suivants :

Séquence 1. **Formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées** : sables plus ou moins fins, ocre, parfois blanchâtres ; localement, lignites (type Arjuzanx) et argiles bariolées.

Séquence 2. **Formation d'Arengosse, partie inférieure (type Solférino)** : sables et graviers roux ; sables organiques brun foncé ; localement, lignites (type Solférino) et argiles gris bleuté à marbrures rouille.

Séquence 3. **Formation d'Arengosse, partie supérieure (type Mézos)** : sables et graviers blanchâtres à matrice kaolinique ; argiles silteuses kaoliniques blanchâtres à taches rouille ; localement, lignites (type Mézos) et argiles grises et rouille à rares graviers.

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

Séquence 5. **Formations de Castets et du Sable des Landes s.s.** : sables grossiers blanchâtres fluviatiles ; sables éolisés au sommet ; localement, argiles gris sombre à débris organiques et lignites (type Castets) puis argiles et sables grisâtres.

Tertiaire

p. **Pliocène. Formation d'Arengosse (séquences 2 et 3). Sables argileux, graviers. Localement, argiles et lignites** (épaisseur 10 à 30 m). À l'affleurement, cette formation n'est représentée qu'à l'angle sud-est de la feuille au droit du ruisseau de Maoucazaou (séquence 3), où elle constitue le substratum des dépôts éoliens.

L'unité cartographique représentant 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 à la partie orientale de la feuille.

● **Séquence inférieure de type Solférino** (quelques mètres à une vingtaine de mètres). Cette première séquence, définie sur cette feuille, est constituée à la base par des sables plus ou moins grossiers de plus en plus propres vers le sommet, 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

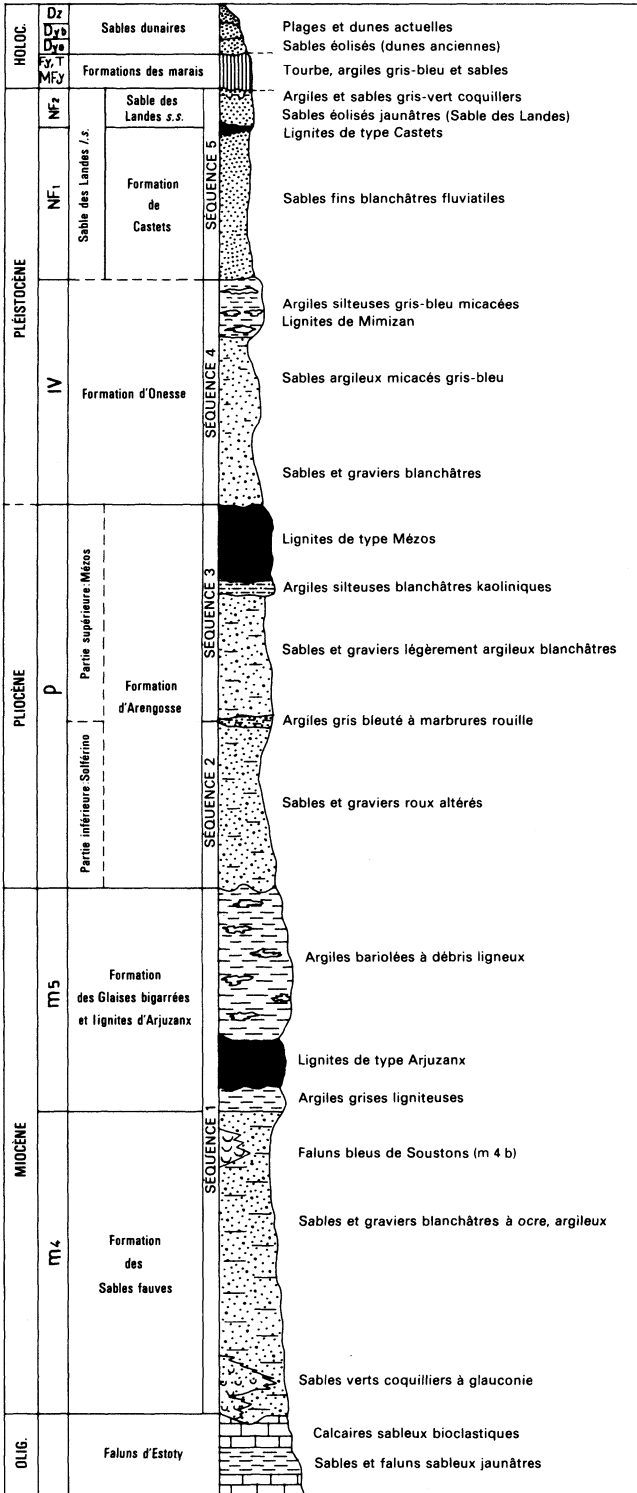


Fig. 2 - Coupe lithologique synthétique du Mio-Plio-Quaternaire landais

localement au sommet, comme à Labouheyre ou Solférino (forages 898-2-24 ou 898-6-2).

Ces horizons argileux ont été autrefois exploités par quelques petites tuileries artisanales, notamment en bordure de la vallée de la Leyre.

● **Séquence supérieure de type Mézos** (quelques mètres à une quinzaine de mètres). Cette séquence détritique supérieure, définie sous le vocable de séquence de Mézos, 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 coiffée 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, située immédiatement au Sud-Ouest, trouvent leur prolongement septentrional sur cette feuille où, le plus souvent, deux bandes subparallèles d'orientation N 20, n'excédant que rarement un kilomètre de largeur, ont été mises en évidence.

Quant aux argiles qui constituent le plus souvent le mur des corps ligniteux, dont la puissance varie de quelques mètres à plus de 10 m, elles sont en général de couleur beige à grise, admettant quelques flammes d'altération bariolées ocre à rouille.

D'Est en Ouest, le toit de la formation évolue grossièrement de + 60 NGF à - 30 NGF sous le massif dunaire lié à la bordure littorale.

À part les zones affleurantes où le matériau sableux montre localement une certaine éolisation, les grains sont le plus souvent émoussés-luisants, témoignant d'un transport aquatique plus ou moins prolongé.

Les minéraux lourds sont bien représentés avec sphène, grenat, staurotide, zircon, épidote et sillimanite dans la fraction fine 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 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 *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, juglandacées, araliacées, cyrillacées, cléthracées, éricacées, umbelliférées, chénopodiacées, compositées, sapotacées, myricacées, caryophyllacées, palmées, cypéracées et oléacées, ainsi qu'un phyto-plancton d'eau douce marqué 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 être remplacée au début de la période pliocène ;

— *argiles et lignites de Mézos (toit de la séquence 3)*. Ces argiles organiques et lignites prélevés sur la commune de Pissos (feuille Parentis), en bordure de la Leyre, ont révélé 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 *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.

L'unité cartographique correspondant à la formation d'Arengosse (séquences 2 et 3) est donc à replacer au sein de la période pliocène.

Quaternaire et formations superficielles

IV. Pléistocène inférieur. Formation d'Onesse (séquence 4). Gravier, sables micacés et argiles gris-bleu. Localement lignites (épaisseur quelques mètres à l'Est à 30 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.

Sur cette feuille, elle affleure à la faveur de l'évidement de la région de Sabres au Sud-Est, ainsi que dans la vallée du ruisseau de Canteloup, près du lieu-dit Bourricos à l'Ouest. D'Est en Ouest, son toit évolue de + 65 à + 70 NGF aux abords de la Grande-Leyre à 0 NGF sous le système dunaire côtier. L'évolution lithologique progressive vers le Nord (feuille Parentis) amène la superposition d'une nouvelle séquence dénommée *formation de Belin* (IVb). Le plus souvent recouverte par les dépôts fluvio-éoliens de la séquence 5, elle est tronquée à la partie occidentale de la feuille par les formations fluvio-marines correspondant à la transgression flandrienne.

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 *Leio-triletes*, *Laevigatosporites haardti*, ainsi que des sphagnacées et des osmondacées. Parmi les pollens, dominant *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, monocolpées, oléacées, araliacées, compositées, umbellifères, graminées, éricacées, chénopodiacées, caryophyllacées, dipsacacées et nymphéacées. Un phytoplancton d'eau douce est également représenté par des ovoïdites et des zygématacées.

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

NF₁ ; NF₂. **Pléistocène inférieur (?) à supérieur. Formation du Sable des Landes l.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 est constituée de sables plus ou moins fins, blanchâtres ou jaunâtres, à nombreux minéraux lourds. La partie supérieure, le plus souvent très éolisée, est marquée par une phase de ruissellement intense. Les études morphoscopiques attestent d'un polissage des grains en milieu aquatique et d'une influence glaciaire.

Une podzolisation, avec un alios de couleur ocre à brune ou une « garlu-che », près des exutoires de nappe, marque le sommet de cette formation.

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.

L'épaisseur totale de cette formation varie de quelques mètres à l'Est de la Grande-Leyre pour atteindre 20 à 25 m à l'Ouest, entre les localités de Labouheyre et Bias, au côté sous le vent du système dunaire.

Les analyses polliniques pratiquées sur les 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 (1965, 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.

F. Holocène. Terrasses alluvionnaires. Sables et graviers (qq. mètres d'épaisseur). L'ensemble des dépôts regroupés sous cette appellation 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.

Dya. **Holocène (Subboréal). Édifices dunaires de type parabolique à l'intérieur du pays.** Ces édifices dunaires, le plus souvent remaniés, de forme grossièrement parabolique, s'étirent le long des petites dépressions de part et d'autre des axes de drainage actuels, comme dans le secteur de Labouheyre—Commensacq au Sud de la feuille.

En relation avec les dunes de même type situées à l'aval 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.

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 d'épaisseur.

Des accumulations tourbeuses plus importantes ont été reconnues, comme au lieu-dit Bourricos, à la partie occidentale de la feuille.

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

DONNÉES STRUCTURALES

Les informations de subsurface sont assez nombreuses sur le territoire de la carte Sabres, suite aux campagnes de géophysique et aux forages de recherche pétrolière réalisés surtout entre 1950 et 1970.

Une esquisse structurale a pu être dressée à partir de ces données pour représenter la morphologie du toit du Crétacé (fig. 3).

De manière générale, les terrains plongent vers le Sud-Ouest depuis -700 NGF vers Trensacq et Dagnague jusqu'à $-2\ 500$ NGF à l'Ouest d'Es-source, soit une pente moyenne de 6%. Des structures hautes faillées existent dans le Sud de la feuille :

— le diapir profond de Tenedou, au droit de la ferme Malaga, dont le toit dans le Trias argileux et évaporitique a été touché à 2 680 m de profondeur ; avec le diapir de Mézos, à l'Ouest, ce sont les structures diapiriques les plus nord-orientales du bassin d'Aquitaine, qui font partie du seuil des Landes s'étendant au Sud de la feuille ;

— l'anticlinal du Carraté, d'orientation NW-SE, depuis la lande de Commensacq jusqu'aux Bourdettes, recoupé par une faille oblique qui se prolonge jusqu'à l'Est de Labouheyre. Les pendages y sont bien nets : 17° sur le flanc sud et 10° sur le flanc nord. Un long éperon de même direction le relaie entre Lüe et Grand-Ligautenx.

Une autre structure s'est formée dans l'extrême Nord-Ouest : celle de

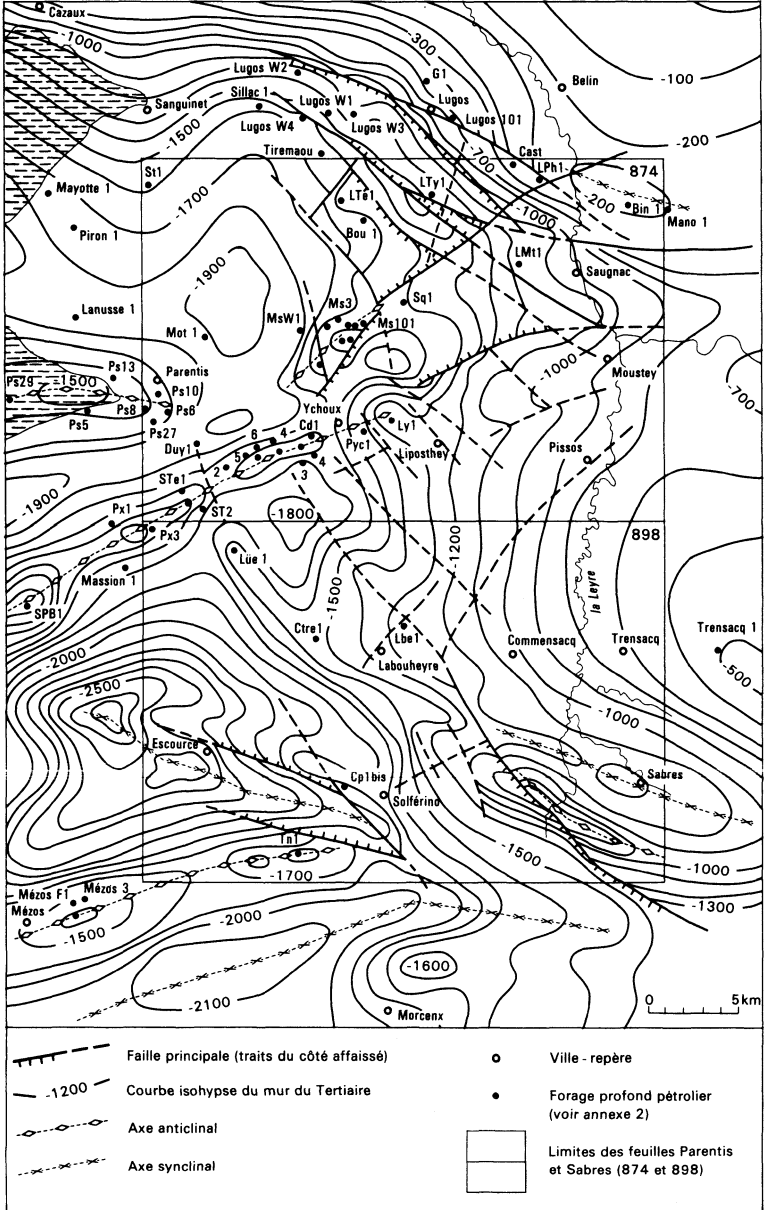


Fig. 3 - Esquisse structurale de la région de Parentis-Sabres
(dressée à partir des campagnes géophysiques)

Pontenx, faisant partie de la ride anticlinale d'Ychoux d'orientation WNW-ESE, qui se prolonge sur la feuille Parentis.

Des aires à subsidence plus forte séparent ces structures hautes :

- la plus marquée s'amorce à l'Ouest d'Escource (centrée dans le secteur de Teych et Gaye sur la feuille Mimizan, à $-2\,500$ NGF) ;
- au Nord de Carraté s'allonge un sillon depuis Grand-Giscos jusqu'à l'Est de Sabres ($-1\,200$ NGF) ;
- une petite zone en creux s'esquisse également à l'Est de Grand-Ligautenx ($-1\,800$ NGF).

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 du 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 sédimentation chimique, avec dépôts d'évaporites dans les dépressions confinées qui ont résulté du compartimentage du bâti hercynien au cours de l'étirement crustal précédant l'ouverture du golfe de Gascogne (Curnelle, Dubois et Seguin, 1980) et correspondant à la première grande phase de distension en Aquitaine.

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

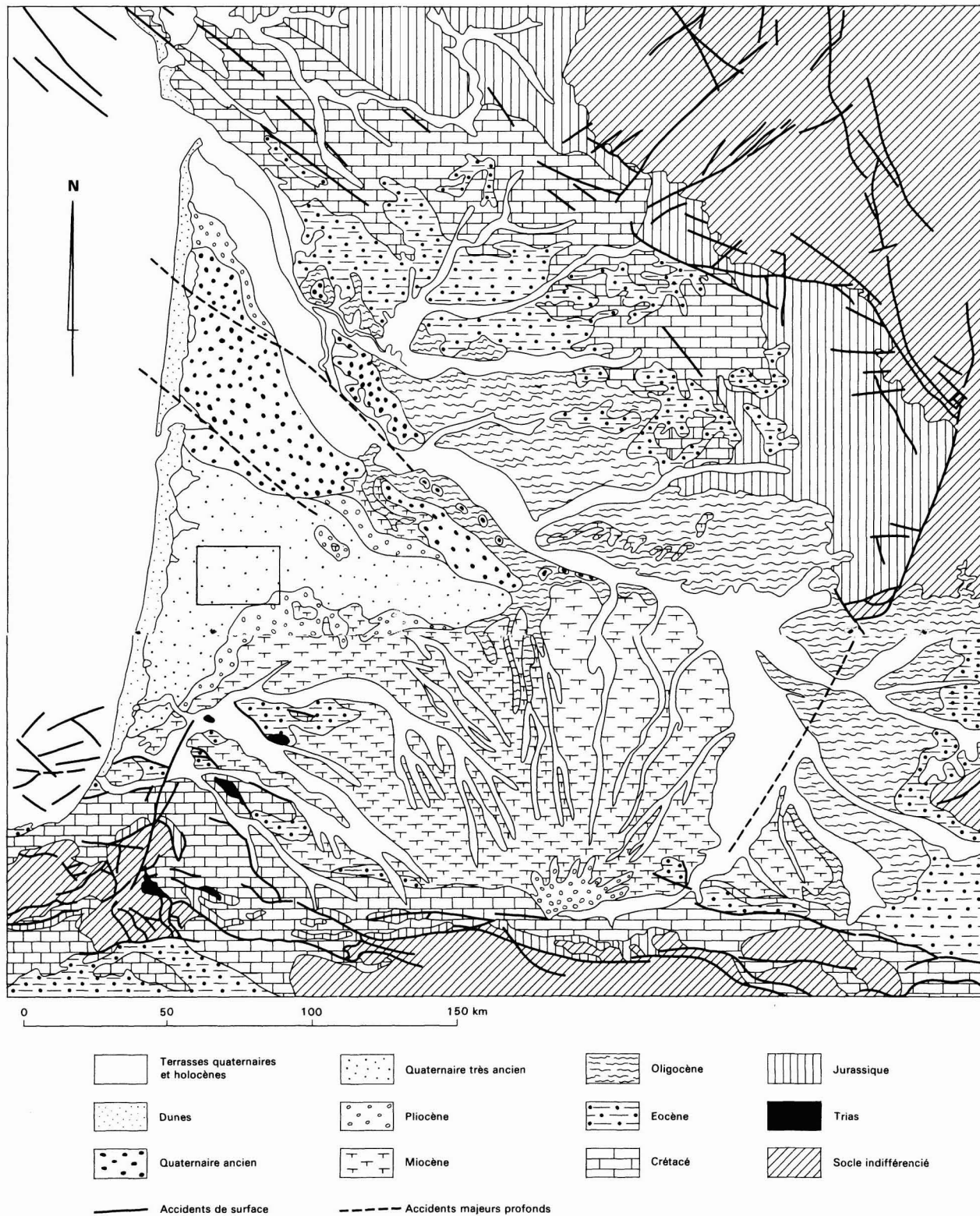


Fig. 1 - Situation géologique (G. Karnay; J. Dubreuilh - 1990)

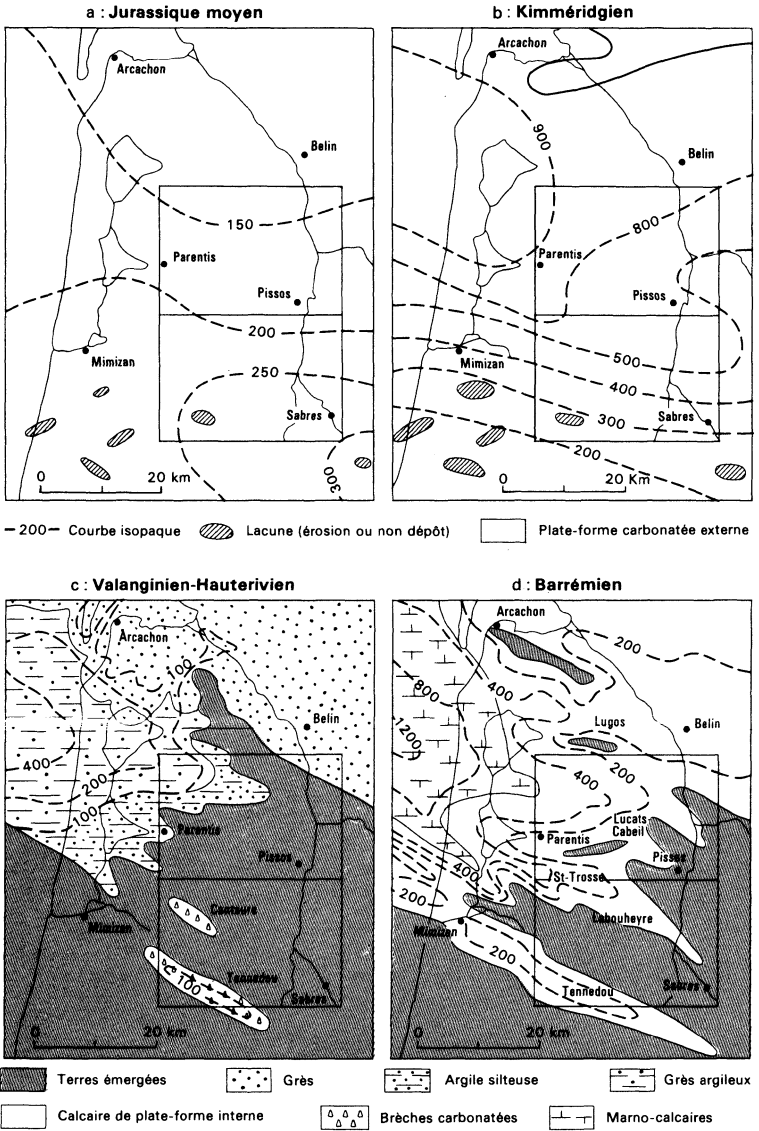


Fig. 4 - Evolution paléogéographique jusqu'au Barrémien

La plate-forme externe est bien établie sur cette partie du bassin durant la suite des temps jurassiques (fig. 4 a), avec une sédimentation très monotone de calcaires et marno-calcaires ; 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. 4 b).

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 émer-sion 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. 4 c).

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 longs sillons sédimentaires NW-SE qui hachent le secteur. Cette région du bassin d'Aquitaine correspond alors à l'extrémité de la marge passive sud-armoricaine.

Ces sillons sont déjà bien nets dès le Barrémien, époque de sédimentation carbonatée de plate-forme peu profonde qui se poursuit à l'Aptien inférieur avec des arrivées détritiques (fig. 4 d).

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'ac-création océanique dans le golfe de Gascogne.

À cette époque et durant l'Albien, la subsidence s'accélérait très forte-ment, associée à la rapide montée du niveau marin général, entraîne une puissante sédimentation de marnes qui ne peut cependant compenser l'en-foncement 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. 5 a). Les bordures sont entail-lées par de profonds canyons, parfois creusés jusque dans les terrains juras-siques et par où transitent les matériaux détritiques ; ceux-ci s'accumulent au bas des talus en appareils lobés (« deep sea fans ») séparés par une sédi-mentation argilo-silteuse à séquences turbiditiques. Autour du bassin existe une étroite plate-forme calcaire, riche en organismes, dont les rudistes et les stromatopores constituent des édifices récifaux plus ou moins coalescents.

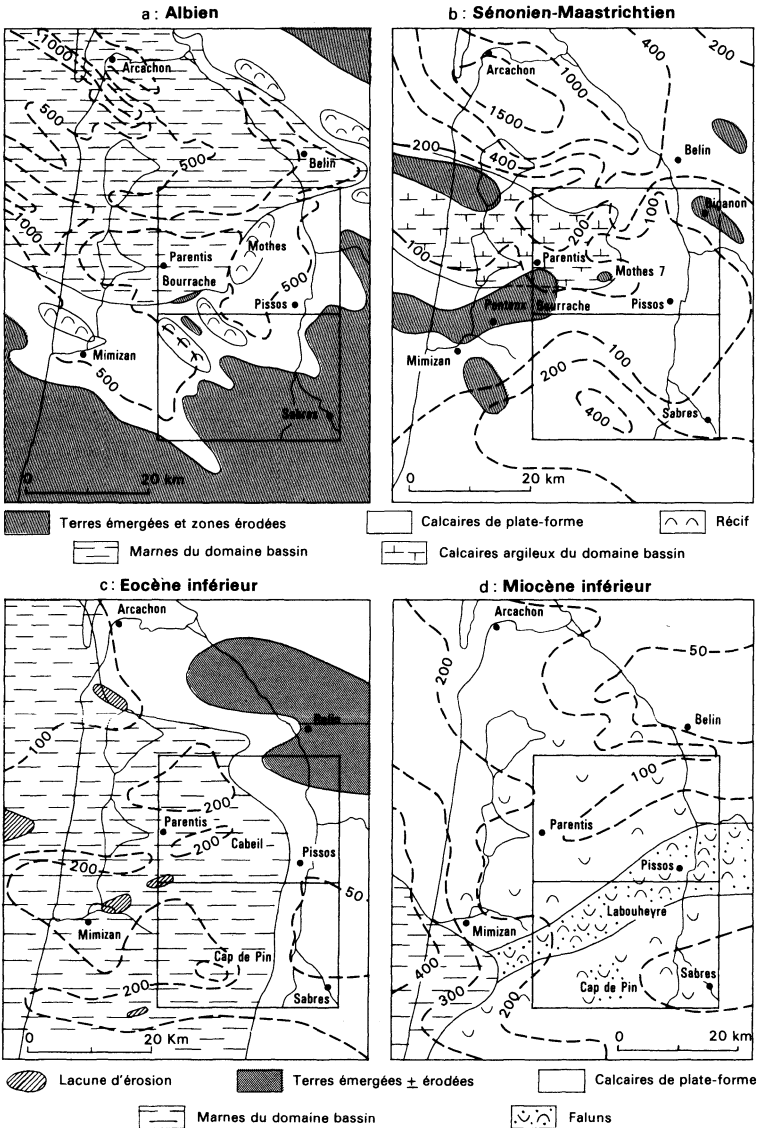


Fig. 5 - Evolution paléogéographique de l'Albien au Miocène inférieur

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. 5 b). 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. 5 c).

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. 5 d).

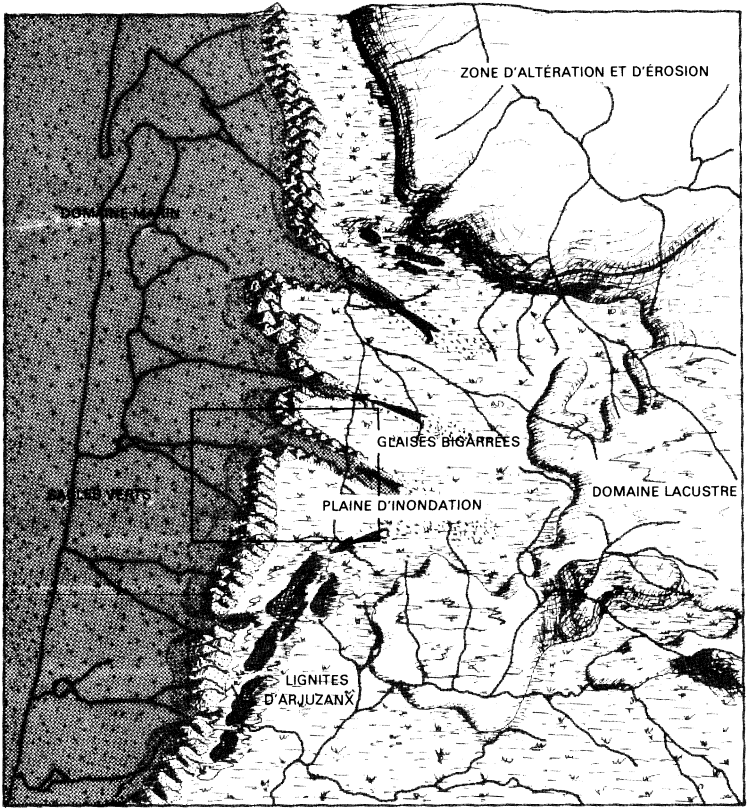
Histoire continentale des landes de Gascogne

● Durant le **Miocène moyen** (Langhien—Serravallien), le maximum de transgression est matérialisé par des faciès de sables glauconieux verdâtres (Sables verts) et des marnes à huîtres. L'extension des influences marines est cependant très difficile à cerner en raison des fluctuations du niveau de la mer qui ont entraîné une altération pédogénétique de ces faciès, postérieurement à leur dépôt (Sables fauves). La limite entre les domaines continental et marin ne peut donc être basée que sur l'altération ou la non-altération des séries sableuses. La zone terrestre soumise à la pédogénèse est repoussée très loin vers l'Est des terres, autour d'un golfe central situé dans la région de Lectoure, marqué par des faciès de vasières à huîtres. Quelques îlots légèrement exondés se dessinent à la faveur des zones structurellement hautes, dans la partie du golfe à faible énergie.

La zone marine plus profonde se situe dans une position proche de la ligne de côte actuelle.

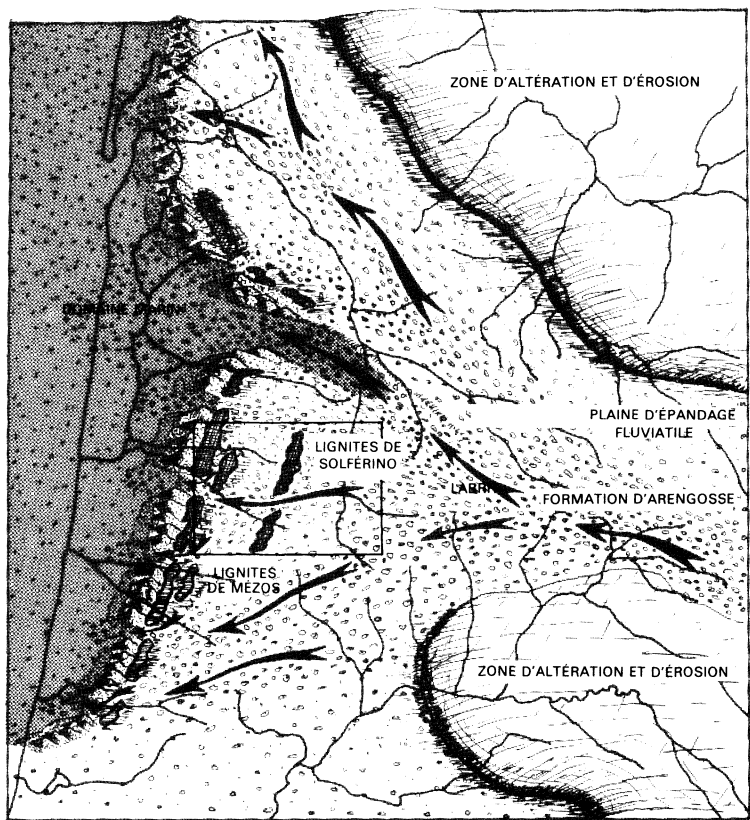
● Au **Miocène supérieur** (Tortonien—Messinien ; fig. 6), le calme relatif qui règne voit le développement de faciès de plaine d'inondation dans un contexte relativement plat de marécage côtier, sans que les influences marines soient nettement perceptibles dans la sédimentation. À l'Est, un secteur surélevé par rapport à la plaine d'épandage accueille des dépôts à tendance molassique et lacustre.

À l'Ouest, des faciès fluviatiles (Glaises bigarrées) occupent les zones plus basses tandis que se développent des accumulations ligniteuses dans les dépressions. La progradation des séquences postérieures, à caractère



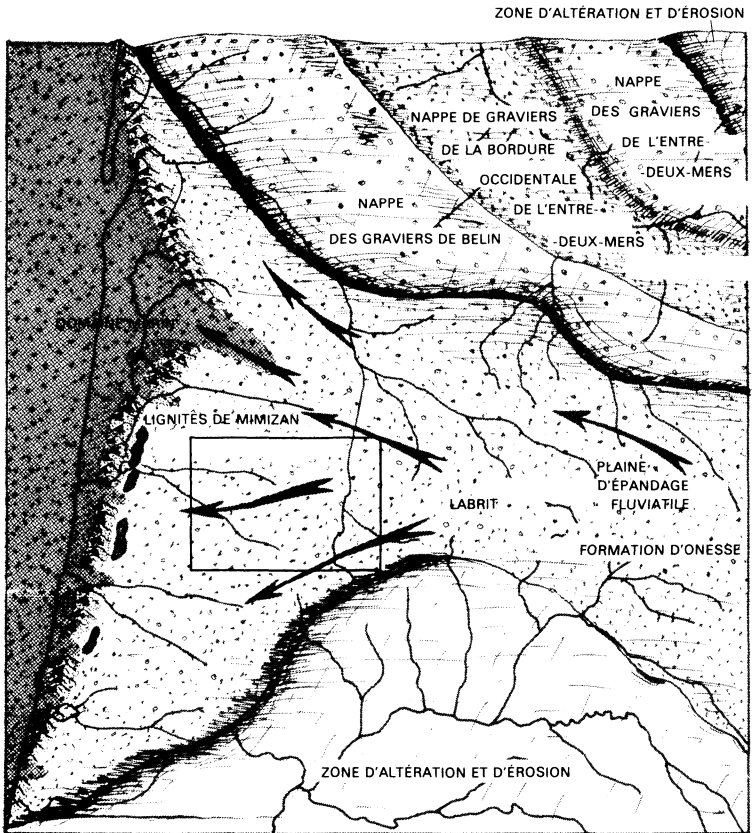
(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 6 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Miocène terminal**



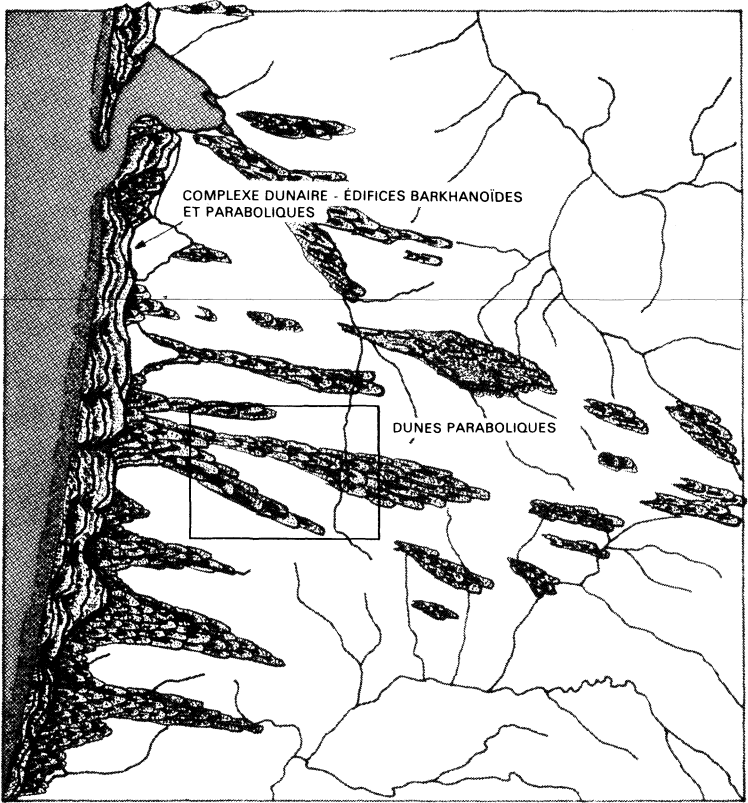
(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 7 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Pliocène**



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 8 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Quaternaire ancien anté-glaciaire**



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

**Fig. 9 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne
Holocène**

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.

● Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 7), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers. Deux séquences majeures à caractères 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.

● Au **Quaternaire ancien** (fig. 8), 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 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. 9) s'édifient les différents systèmes dunaires de la façade atlantique, lui donnant la physionomie que nous lui connaissons aujourd'hui.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols et végétation

L'ensemble du domaine landais est recouvert par un manteau de sables 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'humus, se développe un lessivage intense des horizons intermédiaires qui peut affecter

ter le sol sur 1 m à 1,5 m de profondeur. En dessous, les podzols sont caractérisés par des horizons d'accumulation 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 0,50 m 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.

Le phénomène de podzolisation intervient en climat assez froid, le climat actuel ne permettant plus une podzolisation généralisée, les sols sous forêts très anciennes restant très peu évolués ; cependant, certaines aliotisations locales déjà constituées peuvent encore s'accroître. L'âge de ces sols podzologiques est variable, plusieurs datations absolues ont permis de les situer entre les périodes préboréale (10 000 B.P.) et subatlantique (2 000 B.P.).

Ce territoire, situé au cœur de la Grande-Lande, possède une vocation forestière qui 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.

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.

Activités

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 Labouheyre, Escource ou Solférino, 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.

Quant à l'activité céréalière et agricole, elle est principalement centrée sur la production du maïs à partir de vastes exploitations, et la culture de la pomme de terre.

RESSOURCES EN EAU

Nappes profondes

Les nappes aquifères profondes sont assez peu sollicitées dans ce secteur. Outre la dolomie de Mano localement karstifiée, deux aquifères *crétacés* s'individualisent suivant deux ensembles, inférieur et supérieur.

Le réservoir inférieur de la région de Parentis—Sabres, bien développé par rapport au supérieur, correspond à un domaine de calcaire de plate-forme, le plus souvent en continuité hydraulique avec le Jurassique supérieur.

Les perméabilités mesurées dans les calcaires sont de l'ordre de 1.10^{-5} m/s et les températures supérieures à 80 °C.

Ces aquifères présentent en fait une grande complexité qui engendre des caractéristiques hydrodynamiques et de salinité souvent très différentes suivant l'état de la roche réservoir.

L'*Éocène inférieur* et moyen présente également des faciès de plate-forme calcaire, aquifère à l'Est d'une ligne N-S passant aux environs de Labouheyre. À l'Ouest, l'imbrication de corps marneux rend les caractéristiques de cet aquifère très médiocres. La perméabilité moyenne s'établit aux alentours de 4.10^{-5} m/s.

L'*Oligocène*, principalement aquifère à sa partie supérieure, est constitué de calcaires gréseux de plate-forme qui se développent à l'Ouest d'une ligne reliant la localité de Pissos au Nord (feuille Parentis) à celle de Sabres au Sud.

Cet aquifère possède de bonnes qualités physico-chimiques, mais très souvent des caractéristiques hydrodynamiques médiocres. Les transmissivités s'établissent entre 1 et 2.10^{-3} m²/s.

Nappes du Mio-Plio-Quaternaire

La distribution des différents faciès de comblement, mise en évidence par la coupe E-W, fait apparaître un ensemble aquifère, localement multicouche, induit par la présence de niveaux argileux ou ligniteux de plusieurs mètres de puissance.

À la base, un premier aquifère se développe à la partie orientale de la feuille, représenté par les Sables fauves surmontés d'un imperméable, les Glaises bigarrées.

Au sommet, un second aquifère, composé d'un ensemble sablo-graveleux progradant vers l'Ouest, dont le réservoir compréhensif est constitué par la formation d'Arengosse, la formation d'Onesse et celle du Sable des Landes (*l.s.*). Cet ensemble aquifère est en fait un bicouche seulement interrompu de manière assez continue par les argiles constituant le toit imperméable de la formation d'Onesse.

● **Aquifère de base** (Sables fauves). Cet aquifère inférieur est constitué par des sables plus ou moins argileux ocre-jaune, admettant localement des niveaux argileux. Ce réservoir de qualité très médiocre, en communication

avec le Miocène marin, peut néanmoins présenter des secteurs où il peut être favorablement sollicité, notamment dans les zones où existent de fortes épaisseurs de Glaises bigarrées permettant une mise en charge.

● **Aquifère supérieur.** Les faciès sablo-graveleux des *formations d'Arengosse* (séquences de type Mézos et Solférino) et d'*Onesse*, dont l'épaisseur totale atteint 50 à 80 m, constituent un aquifère captif à forte potentialité très recherché des pisciculteurs et des exploitants agricoles.

L'eau est de type bicarbonaté-calcique, chloruré-sodique, avec une teneur en fer proche de 0,90 à 0,95 mg/l.

Les débits des ruisseaux, assez importants en période estivale (8 à 9 000 m³/h), attestent d'une forte alimentation par des exutoires de cette nappe, comme c'est le cas pour le ruisseau d'Escource, et servent à la pisciculture.

Un aquifère superficiel, directement alimenté par la pluviométrie, est constitué par les dépôts sableux fluvio-éoliens définis sous le nom de *formation du Sable des Landes l.s.*, qui reposent sur l'horizon imperméable du toit de la formation d'Onesse.

Les courbes isopièzes, très influencées par les dépressions topographiques, montrent un important drainage à partir du réseau hydrographique. La pente générale d'écoulement s'effectue, comme pour l'aquifère inférieur, de l'Est vers l'Ouest, mais la teneur en fer total est plus importante, de l'ordre de 1,05 mg/l.

Ces eaux sont également de type bicarbonaté-calcique, chloruré-sodique et ont une résistivité moyenne de l'ordre de 5 400 ohms/cm.

SUBSTANCES UTILES

L'exploitation de substances minérales est actuellement inexistante sur cette feuille. 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 lignites découvertes en 1982 aux environs du ruisseau d'Onesse, dans le cadre du levé de la feuille Lit-et-Mixe, définies peu après sous l'appellation de *gisement de Mézos* (fig. 10), trouvent une continuité au niveau de cette feuille.

Par ailleurs, l'existence d'autres couches répondant au vocable de *lignites de Solférino* (fig. 11) ont été mises en évidence sur la feuille Sabres. Ces accumulations se situent approximativement à mi-distance entre les exploitations d'Arjuzanx à l'Est et le gisement de Mézos à l'Ouest.

Sur le gisement de Mézos, deux corps ligniteux subparallèles ont été reconnus, dont l'orientation est sensiblement 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 tache orientale n'excèdent pas 7 à 8 m (fig. 12). L'accumulation principale se situe dans une zone en creux matérialisée par une

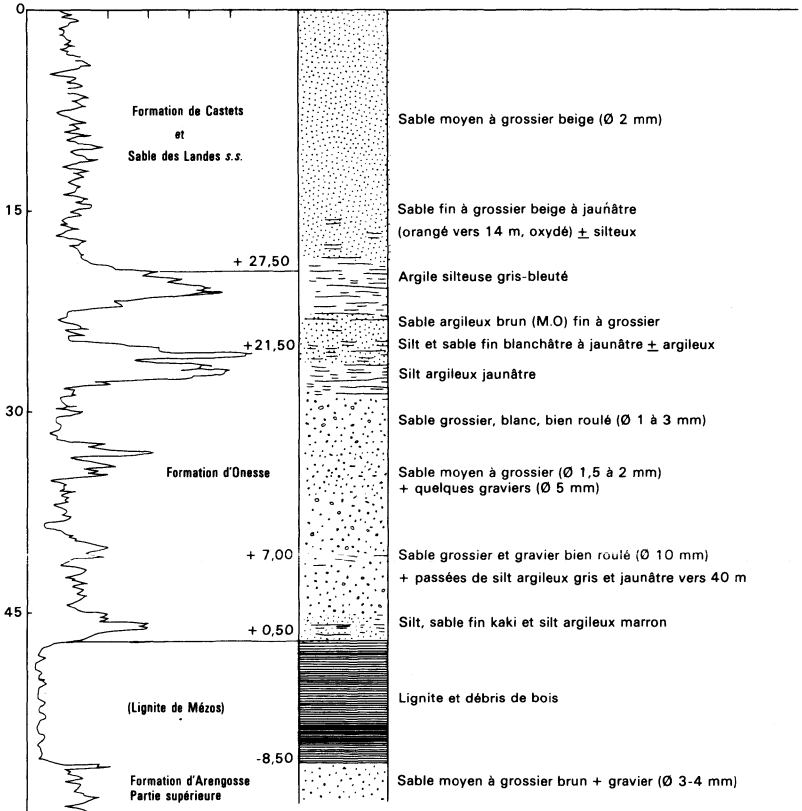


Fig. 10 - Forage ayant atteint les lignites de type Mézos

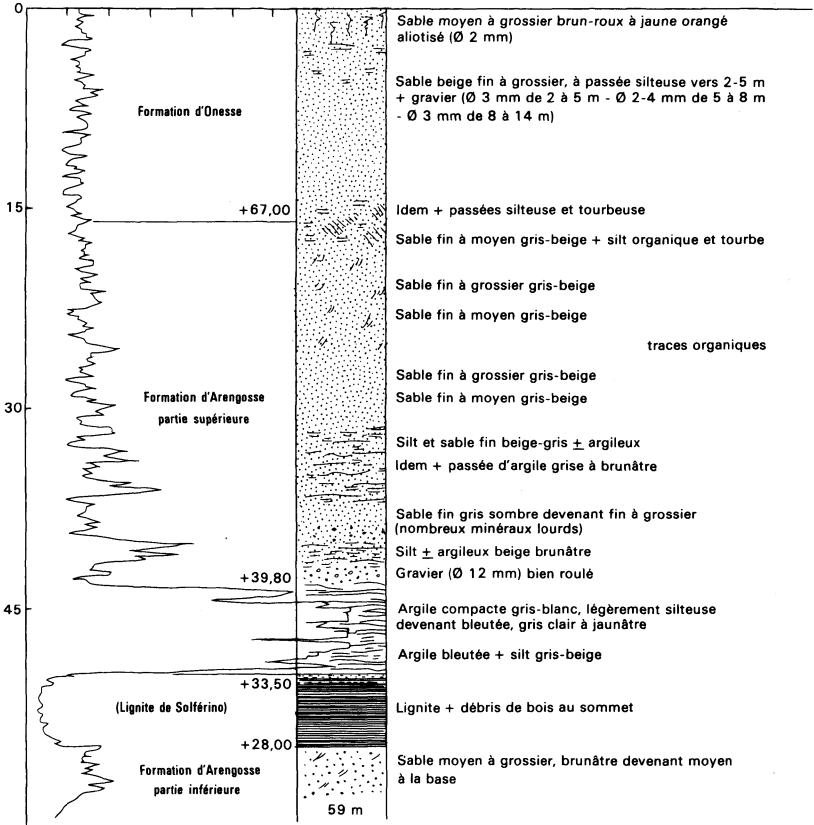


Fig. 11 - Forage ayant atteint les lignites de type Solférino

gouttière dissymétrique au toit de la formation d'Arengeosse. Le flanc oriental est le plus souvent très redressé, alors que le flanc occidental, tourné vers la mer, est fréquemment érodé par la formation sus-jacente de type Onesse.

Ces lignites coiffent localement la séquence de type Mézos et sont fossilisés par la séquence de type Onesse, constituée de sables et graviers à matrice argileuse micacée et d'argiles gris bleuté (fig. 12).

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, constituées de pollens (sporinites, liptodétrininites, fluorinites et chlorophyllinites) et associées à des huminites (humotélininites et humocollinites) et des inertinites, plus rares, composées de sclérotés et d'inertodétrininites.

La partie de gisement reconnue au moyen de sondages carottés ayant fait l'objet d'une définition de cubature, a été divisée en plusieurs « taches » qui ont toutes reçu des appellations particulières, du Sud au Nord :

- *Mézos-Sud* : 26 millions de m³, feuille Lit-et-Mixe ;
- *Onesse* : 60 millions de m³, feuilles Lit-et-Mixe et Sabres ;
- *Escource* : 60 millions de m³, feuille Sabres ;
- *Pontenx* : 4 millions de m³, feuilles Sabres et Parentis ;
- *Marlenx* : 20 millions de m³, feuille Sabres.

La partie reconnue du gisement de Mézos constitue donc un minimum d'environ 165 millions de m³ de lignites.

Le pouvoir calorifique inférieur sur brut s'établit en moyenne à la hauteur 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 %. Quant aux matières volatiles, leur pourcentage moyen atteint 50 % et la teneur en carbone avoisine très souvent les 60 %.

Les accumulations ligniteuses de type Solférino, situées environ à 12 km à l'Est de celles de Mézos, ont une direction sensiblement parallèle à ces dernières. Les fortes anomalies rencontrées en géophysique (traîné électrique) mettent en évidence des corps ligniteux d'extension plurikilométrique, dont la largeur peut atteindre 1 000 m. Les épaisseurs rencontrées varient de quelques décimètres à 6 m environ et les analyses physico-chimiques montrent un matériel ligneux très comparable du point de vue évolution à celui du gisement de Mézos.

Tourbes

Quelques indices de tourbes ont été rencontrés au lieu-dit Bourricos dans la vallée du ruisseau de Canteloup à la partie orientale de la feuille.

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 industriels

L'ensemble du territoire landais peut fournir des matériaux sableux ou sablo-graveleux assez variés répondant aux normes industrielles, à partir des formations de type Arengosse ou Onesse.

Les teneurs en silice, assez élevées, se situent entre 97 et 99 % dans les fractions comprises entre 0,4/0,8 et 2,0/2,5 mm. La phase argileuse assez banale (5 à 25 % en pourcentage suivant les conditions du milieu de dépôt), est constituée de kaolinite fortement dominante.

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

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, notamment plus au Nord sur les communes de Pissos, Moustey et Saugnacq-et-Muret.

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 %.

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 (IV).

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 du 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.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

L'itinéraire au départ de la RN 10 emprunte la sortie de Cap-de-Pin en direction de Solférino par la D 44, à travers les épandages de *Sable des Landes*. Arrivé sur cette commune créée en 1863 par Napoléon III, il est possible d'observer plusieurs fermes landaises typiques à colombages et de se rendre au musée Napoléon III qui retrace les souvenirs du second empire durant lequel est née la commune, du rassemblement des terres de six bourgades environnantes.

Après un petit arrêt, continuer vers l'Est toujours par la D 44 en direction de Sabres pour se rendre à l'écomusée de la Grande-Lande de Marquèze, dont l'accès à partir de la petite gare s'effectue seulement en train à travers la forêt de pins. L'arrivée au cœur d'un aïrial landais traditionnel composé de plusieurs bâtiments de ferme totalement restaurés, permet de passer un après-midi fort agréable et très enrichissant. Revenu au cœur de la commune par le petit train, en flânant à travers les rues plusieurs maisons anciennes à boiseries s'offrent à la curiosité du promeneur. Son église du 11^e siècle, restaurée au 15^e siècle, possède un clocher triangulaire et un portail renaissance à cinq voussures qui méritent bien un petit arrêt. Au détour de quelques chemins, on observe quelques affleurements de la *formation d'Onesse* le plus souvent constitués d'argiles sableuses micacées de couleur gris bleuâtre.

Après cet arrêt, prendre la direction du Nord vers Trensacq par la D 20, où l'on recoupe la petite vallée du ruisseau de Laste, affluent de la Grande-Leyre avant d'arriver au cœur de la commune où son église à tendance gothique, de la fin du 15^e siècle, possède un clocher cylindrique avec poivrière suraiguë. Puis emprunter vers l'Ouest la D 45 en direction de Commensacq et Labouheyre, afin d'aborder les rives de la Grande-Leyre aux abords du pont de la Pouloye où une promenade sous le couvert végétal permettra d'observer les petits replats fluviaux des *terrasses alluvionnaires*.

Arrivé sur la commune de Commensacq, où des vestiges de la présence romaine ont été mis au jour, plusieurs possibilités s'offrent au promeneur : soit de se laisser tenter par une promenade en canoë-kayak, soit de visiter l'église Saint-Martin, du 15^e siècle, à portail gothique et retable du 18^e avec autel à baldaquin. La route vers Labouheyre à travers les épandages du *Sable des Landes* permet d'observer à proximité les alignements très disséqués des *dunes paraboliques* intérieures. Avec Labouheyre, nous pénétrons dans une ancienne cité située sur une voie romaine où il existait, vers 1150,

un couvent de l'ordre des Carmes qui abritait les pèlerins en route pour Saint-Jacques-de-Compostelle. L'église Saint-Jacques, à nef romane très remaniée au 15^e siècle, possède également une tour carrée du 19^e siècle.

Après avoir franchi la voie rapide de la RN 10, continuer en direction de l'Ouest vers la petite commune de Lüe pour une étape gastronomique qui ne manquera pas de laisser au promeneur un peu du goût de ce terroir landais. Ses quelques maisons anciennes typiques et son église du 14^e siècle avec son maître-autel en bois sculpté fourniront le prétexte à une promenade à travers la petite cité.

Par la suite, la commune d'Escource au Sud pourra être rejointe par les D 140 et 46 à travers les épandages éoliens du *Sable des Landes*. Cette commune sert également d'étape aux pèlerins sur la route de Saint-Jacques-de-Compostelle. Plusieurs fontaines de dévotion, telles que celles de Saint-Antoine, Saint-Eutrope ou Saint-Roch, sont le but de petites promenades fort agréables à travers la forêt. L'industrie du bois est active et sa population accueillante. Après ce dernier arrêt, prendre la D 44 en direction de l'Est pour rejoindre la RN 10, à la hauteur de Cap-de-Pin, point de départ de notre itinéraire.

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

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. (1914) – Les sables des Landes dans leurs relations avec les terrasses de l'Adour. Contribution à l'étude de leur origine et de leur âge. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 158, p. 1937-1939.

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.

BREMONTIER N.T. (1797) – Mémoires sur les dunes et particulièrement sur celles qui se trouve entre Bayonne et la pointe de Grave, à l'embouchure de la Gironde. Paris : Imp. de la République, 73 p., et *Ann. Ponts-et- Chaussées*, 1833.

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.

CHOUKROUNE P., MATTAUER H. (1978) — Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne : comparaison avec les modèles actuels. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XX, p. 689-700.

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 : « Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg ». Paris : Dunod édit., p. 231-242.

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 appliqué 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 fluvial 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 fluviaux tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Thèse État, Bordeaux III, 461 p., 79 fig., 9 tabl., 1 pl. photo, 15 annexes.

FERRAGNE A., VIGNEAUX M. (1978) — L'ouverture du golfe de Gascogne. Différentes conceptions et connaissances actuelles. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 2, p. 95-142, 15 fig., 1 tabl.

GOTTIS M., PRUD'HOMME R. (1963) — Propos sur la tectonique vivante. Quelques particularités du réseau hydrographique aquitain et leurs relations avec des mouvements tectogénétiques récents. *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, t. 100, p. 33-38, 3 fig.

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

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., THIBAULT 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.

LEGIGAN P. (1970) — Quelques précisions à propos du « Sable des Landes ». *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 116.

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.

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

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.

MOTET D. (1984) – Étude des formations plio-quadernaires 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.

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. (1965) – À propos de la pointe à cran solutréenne de Sabres (Landes) et des sables de Gascogne. *L'Anthropologie*, t. LXIX, n° 3-4, p. 377-380.

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

VATAN A. (1945) – Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. 15, 1945, p. 657-670.

WINNOCK E. (1973) – Exposé succinct de l'évolution paléogéographique de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XV, n° 1, p. 5-12, 10 fig.

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 1/50 000

- Feuille *Lit-et-Mixe*, par J. Dubreuilh, J.P. Capdeville, J.M. Bouchet (1991).
- Feuille *Morcenx*, par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh (1990).
- Feuille *Soustons*, par G. Karnay, J. Dubreuilh, J.M. Bouchet (1991).
- Feuille *Parentis-en-Born*, par J.P. Platel (1991).
- Feuille *Saint-Vivien–Soulac-sur-Mer*, par J. Dubreuilh, J.M. Marionnaud (1972).

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Sore–Contis-les-Bains*, par E. Jacquot (1888).

Rapports de fin de sondages pétroliers : CAP-DE-PIN 1 BIS ; CARRATÉ 1 ; CENTAURE 1 ; LABOUHEYRE 1 ; LÛE 1 ; TENNEDOU 1.

Atlas géologique du plateau continental aquitain à 1/250 000. I.G.B.A. - BRGM.

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

Autres publications consultées

A. Vatan (1948), M. Kieken (1973).

«La Grande-Lande. Histoire naturelle et géographie historique». Actes colloque de Sabres (27-29 novembre 1981).

Documentation recueillie au titre du Code minier par l'agence régionale Aquitaine du BRGM.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Palynologie : J.J. Châteauneuf, G. Farjanel.

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, par minitel (36280003 GÉOBANQUE), ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1988 par Jacques DUBREUILH et Jean-Pierre PLATEL, 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