

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

LIT-ET-MIXE

par

J. DUBREUILH, G. KARNAY

LIT-ET-MIXE

La carte géologique à 1/50 000
LIT-ET-MIXE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-est : SORE-CONTIS-LES-BAINS (N° 203)
au sud-ouest : VIEUX-BOUCAU (N° 214)
au sud-est : MONT-DE-MARSAN (N° 215)

	Mimizan	Sabres
	LIT-ET-MIXE	Morcenx
	Soustons	Tartas



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
LIT-ET-MIXE À 1/50 000**

par

J. DUBREUILH, G. KARNAY

1991

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 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., CAPDEVILLE J.P., BOUCHET J.M. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lit-et-Mixe** (923) – Orléans : BRGM. Notice explicative par DUBREUILH J., KARNAY G. (1991), 56 p.

– *pour la notice* : DUBREUILH J., KARNAY G., (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lit-et-Mixe** (923) – Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., BOUCHET J.M. (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1923-9

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	25
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU COMBLEMENT RÉCENT DES LANDES DE GASCOGNE	32
OCCUPATION DU SOL	37
<i>SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES ET ACTIVITÉS</i>	37
<i>ARCHÉOLOGIE PROTOHISTORIQUE</i>	37
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	38
<i>SUBSTANCES MINÉRALES ET EXPLOITATIONS</i>	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	47
<i>ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE</i>	47
<i>COUPES RÉSUMÉES DES FORAGES PÉTROLIERS</i>	49
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	49
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	53
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES</i>	54
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	54
AUTEURS	54

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par cette feuille s'inscrit au Sud du département des Landes, il est uniformément recouvert par des formations sablo-graveleuses fluviales ainsi que des sables éolisés appartenant à la formation du Sable des Landes.

La série stratigraphique déduite des terrains affleurants est d'âge quaternaire et se résume de la façon suivante, de bas en haut :

- **Pléistocène inférieur (formation d'Onesse)** : petits graviers, sables argileux micacés et argiles gris-bleu.
- **Pléistocène inférieur (?) à supérieur (formation du Sable des Landes l.s.)** : sables fins blanchâtres fluviales (formation de Castets), éolisés au sommet (formation du Sable des Landes s.s.).
- **Holocène (alluvions récentes)** : argiles, sables, tourbes, limons et graviers.
- **Holocène (période subboréale)** : édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaires ou « lettes ».
- **Holocène (fin de la période subboréale jusqu'au 19^e siècle)** : complexe dunaire constitué d'édifices de type barkhane et parabolique, et sables des espaces interdunaires ou « lettes ».
- **Dunes actuelles.**

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'étude des formations détritiques du triangle landais a nécessité la mise en œuvre de moyens importants (sondages, analyses, levés de terrain) afin de mettre en évidence la logique de dépôt des différentes formations ainsi que leur situation au sein du comblement.

Les investigations réalisées à partir de nombreux sondages à la tarière ont permis une approche à la fois sédimentologique et stratigraphique.

Par ailleurs, la découverte des premiers indices de lignite du gisement de Mézos, lors des travaux de reconnaissance, a amené un surcroît de moyens permettant la réalisation de nombreux sondages destructifs et carottés.

L'analyse stéréoscopique des photographies aériennes les plus récentes de l'IGN a permis une approche géomorphologique de certaines unités cartographiques et notamment des ensembles dunaires du littoral atlantique.

L'effort principal a porté sur la compréhension de l'évolution du comblement et sur la datation, à l'aide des flores polliniques, des ensembles cartographiques mis en évidence.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Lit-et-Mixe borde la façade océanique atlantique entre Saint-Girons au Sud et Contis au Nord (fig. 1, en pages centrales).

Sur ce territoire correspondant à la région du Marensin, apparaissent plusieurs ensembles naturels :

- la bordure atlantique, occupée par les systèmes dunaires ;
- le domaine des marais, situé au côté sous le vent des dunes (marais de Saint-Julien-en-Born) ;
- le « plateau sableux » de l'intérieur, seulement incisé par les petites vallées.

La forêt de pins constitue la majeure partie du boisement de ce secteur très touristique en période estivale, avec les pôles d'attraction principaux constitués par les plages de Saint-Girons, Cap-de-l'Homy ou Contis-les-Bains.

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE

À la fin du Paléozoïque, le bâti hercynien plissé est affecté par d'importants décrochements sur lesquels va se mouler la structuration tectonique ultérieure. On peut schématiser cette structuration tardihercynienne par trois familles d'accidents : les accidents subparallèles N 90 à N 110 dextres, qui vont constituer l'actuelle faille nord-pyrénéenne, les décrochements senestres N 20 à N 60 (faille de Toulouse, Sillon houiller, etc.), et les accidents N 135 à N 140 (« flexure celtaquitaine »).

Trias

La fin du Permien et le début du Trias sont caractérisés par l'amorce d'une phase de distension qui va se prolonger jusqu'au Lias inférieur (Hettangien). Cette extension, de direction sensiblement N 50, se traduit par le rejeu des fractures tardihercyniennes et par la formation de petits bassins en demi-grabens limités par des accidents N 30 à N 60. Ces demi-grabens s'associent à une direction N 140 correspondant à l'axe de subsidence maximale et à la direction de la marge stable nord-aquitaine.

La sédimentation, guidée par le cadre morpho-structural, montre une organisation de dépôt correspondant à un modèle continental à évaporitique, à l'intérieur de chaque sous-bassin tectonique. Les différents stades du comblement sont matérialisés par une évolution des milieux de dépôts :

- cône alluvial (conglomérats, grès, brèches, argilites) ;
- plaine alluviale (grès fins à moyens, siltites, argilites) ;
- vasière (argilites, siltites plus ou moins dolomitiques et anhydritiques).

Sur ces dépôts caractéristiques du comblement du début du Trias (Bund-sandstein) va s'implanter un domaine évaporitique caractérisé par :

- des dolomies à intercalations d'argiles noires, représentant le stade pré-évaporitique et rapportées au Muschelkalk (« dolomie de Sébastopol ») ;
- le complexe salifère à halite dominante, avec intercalations d'argiles rouges, constituant le stade évaporitique proprement dit (Keuper).

Au toit de ces couches salifères viennent s'intercaler les passées d'ophites qui témoignent de la présence d'accidents crustaux importants et de l'intensité de la distension (subsidence importante). La venue de ces roches magmatiques confirme l'hypothèse du « rifting » triasique.

Vers la fin du Trias, les faciès argileux rouges à bariolés, à fréquents nodules d'anhydrite, montrent un retour à un environnement de vase saline et caractérisent une rémission du contexte évaporitique.

Infralias (Rhétien—Hettangien)

Le Rhétien est caractérisé par le dépôt de la « dolomie de Carcans » et constitue le premier terme de la récurrence évaporitique. L'âge de cette « dolomie de Carcans » évolue du Rhétien moyen à l'Hettangien depuis le centre du bassin vers les bordures. Le stade évaporitique de l'Hettangien se singularise par le dépôt d'anhydrite, ce qui pourrait correspondre à une modification du climat et à une accentuation des influences marines.

L'absence de coulées ophitiques à l'Hettangien, et la subsidence moins prononcée, semblent indiquer que le système en distension du Trias tend à baisser en intensité.

L'Hettangien marque le comblement du bassin et le déclin de la phase de rifting qui a précédé l'ouverture de l'océan entre l'Afrique occidentale et l'Amérique du Nord.

Sinémurien à Toarcien

Le Sinémurien débute par une longue période de calme tectonique, avec une sédimentation de type plate-forme qui va se prolonger jusqu'à l'Oxfordien sur l'ensemble de l'Aquitaine.

Au Sinémurien, on assiste au début de la transgression jurassique, avec une sédimentation carbonatée de mer épicontinentale (dolomies et calcaires dolomitiques). Peu à peu, l'influence marine s'accroît et la sédimentation devient marneuse au Pliensbachien et au Toarcien (marnes noires).

Aalénien à Oxfordien

Au Jurassique moyen, la mer a envahi l'ensemble de l'Aquitaine, et le bassin est occupé dans sa partie occidentale par une mer épicontinentale ouverte vers l'Ouest et soumise aux influences pélagiques, au centre par une zone de barrière récifale, dirigée sensiblement N-S, passant par

Angoulême—Marmande—Tarbes, et à l'Est par une zone de plate-forme interne limitée par la faille de Toulouse et le môle occitan.

La sédimentation, d'abord carbonatée (calcaires à microfilaments), devient plus calme à l'Oxfordien avec le dépôt des « marnes noires à ammonites ».

Kimméridgien—Portlandien

La fin du Jurassique enregistre deux phénomènes déterminants qui vont conditionner la paléogéographie du bassin : la régression marine de la fin du Malm, et la deuxième phase de distension qui commence dès la fin de l'Oxfordien et va se poursuivre jusqu'à l'Aptien moyen.

Cette seconde phase de distension (NNE-SSW) va provoquer l'apparition de nouveaux bassins tectoniques dirigés E-W (Parentis) et NW-SE (Adour—Mirande), qui vont se remplir au Jurassique terminal et pendant tout le Crétacé inférieur. Ailleurs, la forte érosion due à la régression marine va provoquer une lacune qui se poursuivra durant une partie du Crétacé inférieur. Notons cependant le dépôt de la « dolomie de Mano », qui marque le retrait de la mer au Portlandien. Malgré les différentes hypothèses avancées, une majorité d'auteurs assimilent ces bouleversements tectoniques à une nouvelle phase de rifting précédant l'ouverture du golfe de Gascogne.

Barrémien—Aptien moyen

Le style tectonique mis en place au Jurassique terminal va fonctionner durant la majeure partie du Crétacé inférieur, avec pour trait essentiel une forte subsidence dans les bassins tectoniques. À l'heure actuelle, plusieurs interprétations sont avancées pour expliquer le dispositif structural en distension du Crétacé inférieur : une succession de horsts et grabens, des fossés tectoniques en « pull-apart » ouverts entre les décrochements senestres, ou bien un système de blocs basculés le long de failles listriques, ce qui assimilerait la bordure nord de l'Aquitaine à une marge passive.

Aptien terminal—Albien

Durant cette période, la subsidence s'accélère brusquement dans les bassins existants (Parentis,...) et de nouveaux bassins naissent, où s'accumulent des dépôts de type flysch (fossé de Tarbes et de Comminges).

Les dépôts de plate-forme situés au pourtour des bassins subsidents sont essentiellement constitués de calcaires micritiques beiges à pellets et bioclastes, avec une faune à orbitolines, milioles, rudistes et gastéropodes. Ces calcaires sont souvent dolomités, laissant fréquemment planer le doute quant à leur attribution stratigraphique. C'est à l'Albien terminal que l'on rattache la mise en place des granulites et lherzolites situées au Nord de la faille nord-pyrénéenne, ainsi que le début du métamorphisme HT-BP des Pyrénées centrales et orientales, donnant les faciès à cornéennes.

Cénomaniens—Turonien

Au Crétacé supérieur, l'Aquitaine peut être considérée comme une marge stable, avec un domaine de plate-forme où se déposent sous une faible tranche d'eau des calcaires siliceux et des calcaires dolomitiques à faune typique d'une zone photique, et une fosse flysch active où alternent calcaires gréseux, calcaires argileux noirs, marnes feuilletées et niveaux de brèches. Le métamorphisme se manifeste dans les Pyrénées occidentales avec une intensité plus faible (faciès à sérícite-chlorite), sauf dans la nappe des marbres où il est bien marqué.

On assiste également, depuis l'Albien terminal jusqu'au Turonien, à des phénomènes volcaniques alcalins qui vont provoquer des épanchements sous-marins de basaltes et de trachytes, ainsi que des intrusions de picrites et syénites néphéliniques dans les sédiments crétacés.

Tous ces phénomènes montrent que le contexte général est à la distension crustale, due probablement à un vaste décrochement senestre entre les plaques européenne et ibérique.

Sénonien

La tectonique en décrochement senestre se poursuit durant tout le Sénonien en provoquant des événements compressifs locaux près des zones de cisaillement (faille de Bigorre, accident de Calamo, Bilbao, etc.). À cette époque, la faille transverse basque semble jouer en cisaillement dextre.

La paléogéographie du Sénonien reflète la dernière avancée marine du Crétacé, tout particulièrement au Campanien dont les dépôts peuvent être transgressifs, en bordure de bassin, sur des terrains très anciens. Les dépôts de plate-forme sont constitués de matériaux calcaro-dolomitiques, tandis que dans les bassins prédomine le faciès « aturien » calcaro-marneux à « lagénas » et autres formes pélagiques.

Paléocène—Éocène inférieur

Le Paléocène et l'Éocène inférieur constituent la transition entre le régime en distension du Crétacé supérieur et celui en compression de l'Éocène moyen. L'Éocène inférieur est marqué par un cycle sédimentaire complet, représenté sur le territoire de la feuille par des séries marno-calcaires à faune pélagique indiquant un domaine de mer ouverte. L'Aquitaine semble soulevée au Nord près de la flexure celtaquitaine et fortement affaissée à l'extrême Sud (taux de sédimentation important) près du chevauchement pyrénéen, ces phénomènes apparaissant comme le résultat de la convergence des plaques ibérique et européenne, dès l'aube du Cénozoïque.

Lutétien à Priabonien

Connue à l'Est de la chaîne dès la fin du Crétacé, la phase majeure de compression pyrénéenne, dirigée grossièrement N-S, se manifeste dans les Pyrénées occidentales vers le Lutétien moyen. Le moteur de cette compression

trouve son origine dans le rapprochement et la collision des plaques européenne et ibérique probablement poussée par la dérive de la plaque africaine vers le Nord-Ouest.

D'importants bouleversements structuraux vont se produire, en particulier la reprise des discontinuités existantes en accidents de type chevauchant, facilitée par la présence du Trias salifère, le rejeu senestre de la transversale basco-landaise (N 30) et des accidents landais (faisceaux de Dax-Parentis).

Ces phénomènes vont provoquer la surrection de la chaîne dont l'érosion va permettre l'accumulation de puissants dépôts de piémont et la sédimentation des séries molassiques.

Ce stade de collision va induire un rajeunissement du Massif central comme en témoignent les importantes venues détritiques du Nord-Est du bassin (Dubreuilh, 1987).

À la fin de l'Éocène, la continentalisation du Bassin aquitain est pratiquement achevée.

Oligocène

Au Stampien, le style tectonique change et une distension NW-SE fait rejouer les accidents N 50 en failles normales. Cette direction d'extension semble généralisée à une grande partie de la France et provoque la formation des principaux bassins d'effondrement.

La sédimentation est à dominante continentale avec le dépôt des molasses, malgré une pulsion marine plus intense qu'à l'Éocène supérieur.

Miocène à actuel

Au Miocène, les dépôts enregistrent deux avancées marines attestées par les passées à faluns au sein du vaste édifice continental aquitain.

Les mouvements enregistrés sont ceux du contre-coup de la compression de la chaîne alpine (N 70-80) au Miocène moyen et supérieur, ainsi que la compression N-S du Plio-Quaternaire. Ces événements sont surtout visibles en bordure du bassin sur les plates-formes carbonatées (Quercy).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS (SOUS-SOL PROFOND)

Dix forages pétroliers exécutés sur le territoire de la feuille Lit-et-Mixe permettent de caractériser la constitution des terrains en profondeur (cf. tableau des coupes résumées des principaux forages profonds).

Paléozoïque

Le soubassement paléozoïque reste néanmoins mal connu dans ce secteur ; seuls deux forages pétroliers ont traversé les terrains antétriasiques : Saint-Girons-en-Marensin 1 (SGM 1)* et Contis 1 (CTS 1).

Les cuttings prélevés entre 4 250 m et 4 276 m dans les niveaux argileux de SGM 1 ont permis d'effectuer quelques diagnostics palynologiques. La présence de disaccates et de *Torispora* a fixé l'attribution stratigraphique de ces dépôts au *Carbonifère supérieur*.

Les carottages effectués entre 4 315 m et 4 366 m ont fourni des formes trop mal conservées, ne permettant pas d'attribuer un âge avec certitude.

La lithologie est relativement monotone : quartzite essentiellement siliceux et quartzites illitiques, avec quelques intercalations d'argilites indurées, brunes, rubéfiées.

Les quartzites sont en général compacts, de couleur grise, rougeâtre, rouille, blanc laiteux, et souvent fracturés. La fracturation peut parfois être intense et constituer un réseau plus ou moins anastomosé qui donne à la roche un aspect de fausse brèche. Le remplissage des fissures est surtout constitué d'oxydes de fer et notamment d'oligiste parfois altéré en limonite brun rouille.

Outre les quartzites, le forage a traversé des niveaux de brèche véritable, notamment entre 4 210 m et 4 235 m et vers 4 300 m, constituée d'éléments anguleux à subanguleux quartzitiques, noyés dans un ciment soit d'argilite rougeâtre ou vert foncé, soit de quartzite.

Le forage a également traversé des bancs métriques de grès ferrugineux, poreux et perméables, à éléments de quartz fin à moyen et à ciment essentiellement constitué d'oxydes de fer donnant à la roche une couleur brun rouille.

Dans le forage CTS 1, le socle paléozoïque est représenté par une série monotone de dolomies microcristallines à macrocristallines, blanches, grises à noirâtres, à passées bréchiques, à niveaux fissurés remplis par une dolomie blanche de recristallisation, et quelques minces et rares niveaux argileux noirs.

Cette série dolomitique, appelée « dolomie de Contis », a fourni un niveau à tentaculites diffus et dolomitisés entre 4 535 m et 4 560 m. Son âge est probablement attribuable au *Dévonien*, ce qui indiquerait un rajeunissement des séries paléozoïques vers le Sud.

* Voir coupe en dépliant, en fin de notice.

Ces terrains paléozoïques ont subi une compression générale dirigée N 10 à N 20 au Westphalien supérieur, puis les phases de compression tardithercyniennes durant le Stéphano-Autunien.

Dès le *Permien*, on assiste à la mise en place d'un système en distension qui va provoquer la naissance d'un compartimentage du socle suivant une direction N 30 à N 60. Ces compartiments vont régler la sédimentation pendant le Trias suivant un modèle en semi-graben définissant un chapelet de bassins endoréiques limités à l'Ouest par une marge structurellement active (faille synsédimentaire) et vers l'Est par une bordure relativement passive. Notons également l'axe N 140 qui correspond à la « flexure celtaquitaine » et les directions N 90 à 110 qui constituent l'azimut de l'actuelle faille nord-pyrénéenne. Cette structuration postthercynienne du socle paléozoïque est confirmée par les isopaches des dépôts triasiques de l'ensemble du bassin (fig. 2).

Buntsandstein

Le forage de Saint-Girons (SGM 1) recoupe l'ensemble de la série triasique d'une puissance de 2 592 m, dont 1 738 m pour le seul Keuper.

Elle débute à la base par 77 m de conglomérats formés d'éléments roulés de quartzite brunâtre ou gris clair, de taille importante (1 à 10 cm), et de galets de lydienne, emboîtés les uns dans les autres et présentant des empreintes de dissolution (galets impressionnés). Le ciment est constitué par un grès à tendance quartzitique, fin à moyen, légèrement argileux, micacé, contenant de l'oligiste et différents oxydes de fer. Ces conglomérats alternent avec des niveaux de brèche, de grès psammitiques moyens, rougeâtres, à stratification entrecroisée, et des argilites brun chocolat, micacées et silteuses.

Au-dessus, la série détritique de base se poursuit par 125 m de dépôts alternants, avec des bancs de grès fins à moyens lie-de-vin ou blanchâtres, argileux, dolomitiques et micacés, des niveaux de silstones argileux brun chocolat, et des passées d'argilites brun-rouge micacées et silteuses.

Cet ensemble, correspondant pour sa partie inférieure à une sédimentation de type cône alluvial et pour sa partie supérieure à un environnement de type plaine alluviale intermittente, se retrouve trois fois dans le forage de Saint-Girons, avec une lithologie très similaire.

Les épaisseurs enregistrées sont de 77 m, 80 m et 90 m pour les apports conglomératiques, et de 125 m, 115 m et 50 m pour les niveaux gréseux.

Au total, le forage de Saint-Girons a traversé 540 m de dépôts conglomératiques et gréseux constituant la base détritique de la série triasique, assimilable aux premiers termes du Buntsandstein de la terminologie germanique.

Plus au Nord, dans le forage de Contis (CTS 1) on ne retrouve que deux séquences détritiques sur une épaisseur de 606 m, avec un premier terme conglomératique de 71 m, à galets polygéniques reprenant en particulier les dolomies dévoniennes du socle paléozoïque, puis un terme gréseux à intercalations d'argilites comme à Saint-Girons, avec la présence systématique de dolomie dans les ciments, le tout sur une épaisseur de 107 m. Au-dessus,

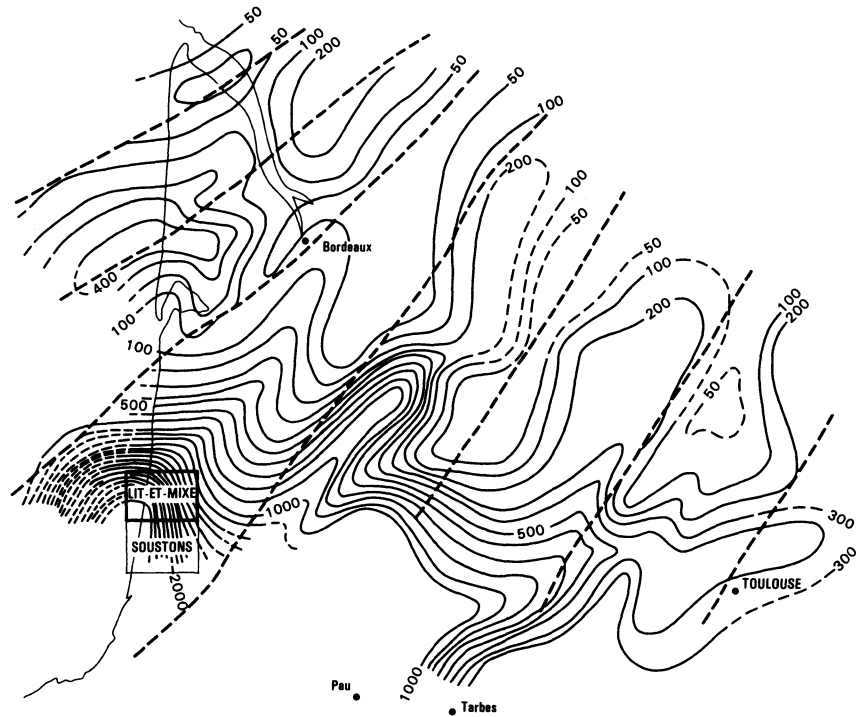


Fig. 2 - Isopaches du Trias et accidents du socle paléozoïque (d'après R. Curnelle, 1983)

nous retrouvons 44 m de dépôts conglomératiques, puis 172 m de grès, silstones et argilites.

Au-dessus de la série gréseuse de base, les forages montrent un niveau essentiellement argileux à rares intercalations gréseuses vers la base, avec présence d'anhydrite vers le sommet, le plus souvent rouge à brun chocolat, plus ou moins silteux. Ces dépôts de type vasière présentent une puissance de 262 m dans le forage de Saint-Girons et se réduisent à 62 m dans celui de Contis, caractérisant une sédimentation de basse énergie.

Muschelkalk

Après l'ennoyage des reliefs, une sédimentation de type évaporitique va pouvoir s'installer pendant la fin du Trias et une partie du Lias. Elle débute par un stade pré-évaporitique représenté par la formation appelée « dolomie de Sébastopol ». De bas en haut, on y trouve 26 m de dolomie gris foncé, compacte, microcristalline, azoïque, à fissures remplies de dolomie secondaire blanche. Au-dessus, séparé par 5 m d'argiles indurées grises, dolomitiques, le toit de la formation de Sébastopol montre 21 m de dolomie grise, à passées de halite blanche translucide et filonnets avec nodules d'anhydrite blanchâtre cristalline. Une carotte prélevée dans ces niveaux supérieurs a fourni quelques pollens (*Camosporites*, *Duplicisporites* et *Cristaepollenites*) que la zonation utilisée par la SNPA plaçait au toit du Muschelkalk.

Keuper—Rhétien

Les dépôts strictement évaporitiques rapportés au Trias supérieur sont constitués par 1 634 m de halite rose à blanchâtre, translucide, alternant avec de fines passées d'argiles grises, rouges, injectées d'anhydrite et parfois pyriteuses. Ces intercalations argileuses peuvent atteindre une puissance de 10 à 20 m entre 2 400 m et 2 200 m de profondeur. Vers le haut de la série salifère, le forage a traversé trois niveaux à ophites respectivement de 26 m, 22 m et 20 m d'épaisseur, intercalés d'un mélange d'argile et d'ophite altérée.

La série triasique se poursuit par des argiles plastiques plus ou moins imprégnées de sel à filonnets et nodules d'anhydrite qui marquent le retour à un régime de décantation de vases plus ou moins salifères, caractérisant un stade postévaporitique de la sédimentation. Le toit de cette série est probablement manquant dans le forage de Saint-Girons, ainsi que toute la série du Jurassique et du Crétacé inférieur, car les dolomies du Crétacé supérieur reposent directement sur les argiles anhydritiques du Keuper.

Le Trias terminal est par contre représenté plus à l'Est, dans le forage Laborde 1*, par 49 m d'argiles brun-rouge à intercalations d'anhydrite argileuse gris verdâtre et d'anhydrite blanche, puis 39 m de tuf volcanique gris, blanchâtre, noir, vert foncé, surmonté de 25 m d'anhydrite argileuse blanche, grise et verdâtre à éléments de tuf altéré.

* Voir coupe en fin de notice.

Au-dessus, les termes rhétiens montrent, après 48 m d'argiles légèrement dolomitiques, grisâtres et brun-rouge, une tendance à un régime post-évaporitique avec le dépôt d'argiles et de marnes dolomitiques gris-noir à passées d'anhydrite blanche et de dolomicrite argileuse gris-beige. Ces argiles et marnes ont fourni la microflore suivante (cf. rapport de fin de sondage SNEA-P) : *Ovalipollis ovalis*, *Rhaetipollis germanicus*, *Classopollis* sp. et *Kraenollisporites reissingeri*.

La fin du Rhétien se caractérise par un retour au stade pré-évaporitique avec le dépôt de la « dolomie de Carcans ». Dans le détail, on trouve à la base 25 m de calcaire micritique gris-beige à intercalations de calcaire oolitique ou bioclastique et de gravelles dolomitiques, puis 14 m d'argiles et marnes bariolées, et enfin 26 m de calcaire micritique gris-beige, légèrement dolomitique et localement argileux.

Le retour à un épisode pré-évaporitique annonce la récurrence du Lias inférieur. L'âge de la « dolomie de Carcans » n'est pas synchrone et peut évoluer du Rhétien moyen au centre du bassin à l'Hettangien vers les bordures, d'après les analyses palynologiques effectuées par P. de Reneville (SNEA-P).

Hettangien

Le Lias est bien développé dans le forage Laborde 1, où il débute à l'Hettangien par 386 m de dépôts évaporitiques.

À la base, il est représenté par 40 m environ de sel translucide, jaunâtre, à intercalations d'anhydrite blanche et grisâtre, puis par 21 m d'anhydrite massive, blanchâtre, et de dolomie gris-beige à intercalations de calcaire dolomitique et de marnes grises.

Au-dessus, la série est constituée d'anhydrite massive blanche à grisâtre à intercalations de sel jaunâtre translucide, avec de rares passées dolomitiques et marneuses. La série hettangienne se poursuit avec 92 m d'anhydrite blanche à passées argileuses grises, et se termine par une alternance d'anhydrite blanche et de calcaire dolomitique beige à fines passées argileuses noires.

Sinémurien

Il représente le terme carbonaté du Lias connu sous le nom de « dolomie supérieure ». Il est constitué, dans le forage Laborde 1, par 8 m de dolomie oolitique ; puis 13 m d'argiles dolomitiques noires, silteuses et pyriteuses, alternant avec des dolomies beige brunâtre, microcristallines ; puis 24 m de calcaire dolomitique fin ; à nouveau 26 m de dolomie calcaire beige, compacte ; puis 57 m de calcaire dolomitique beige à fantômes de bivalves ; et enfin 10 m de dolomie fine, grise à beige, localement calcaire ou argileuse.

Pliensbachien—Toarcien

Ces deux étages constituent le terme marneux du Lias et confirment l'installation d'une sédimentation de type plate-forme peu profonde qui a débuté dès la fin de l'Hettangien en Aquitaine.

Dans le forage Laborde 1, le Pliensbachien débute par 23 m de dolomie grisâtre plus ou moins marneuse, puis 25 m de marnes à *Lingulina* et 17 m de calcaire à ostracodes, annélides et stellerides.

Dans ce même forage, le Toarcien se présente sous forme de marnes grises à noires ayant fourni de rares foraminifères (*Falsopalmula deslongchampsii*, *Nodosaria globula*), des débris de mollusques, échinodermes. Les épaisseurs rencontrées sont de l'ordre de 42 à 48 m en moyenne.

La sédimentation marneuse du Lias terminal va brusquement changer dès le début du Dogger avec le dépôt des « calcaires à filaments ».

Dogger

Au Dogger, la mer a envahit toute l'Aquitaine et on assiste à une sédimentation de plate-forme sur l'ensemble du bassin. On observe deux domaines bien distincts — la plate-forme interne à l'Est et une plate-forme externe à l'Ouest —, séparés par une zone de barrière dirigée sensiblement N-S passant par Angoulême, Marmande et Tarbes.

Au Nord, dans le forage Mézos 2, le Dogger, peu différencié, débute par 94 m de calcaire plus ou moins argileux moucheté de noir, dur, compact, à filonnets de calcite cristalline, à débris filamenteux, renfermant *Lenticulina quenstedti*, *L. munsteri*, *L. aff. subalata*, échinodermes, ostracodes, rares haplophragmiidés et *Epistomina conica*. La fin du Jurassique moyen se poursuit avec le dépôt de 52 m de marnes plus ou moins calcaires, dures, compactes, grises à noirâtres, à débris filamenteux, nombreuses empreintes d'ammonites et *Lenticulina*, *Spirillina*, *Conicospirillina* et *Textularia*.

Le Dogger est absent dans les forages situés sur les diapirs (MF 1, LM 1, SGM 1, FR 1, CTS 1, BS 1), sauf à Laborde 1 où il est représenté par la succession suivante : à la base, 51 m de calcaire argileux gris-beige compact, à intercalations de calcaire beige à microfilaments ; puis 75 m de calcaire beige à mouchetures noires et passées argileuses, à nombreux microfilaments, montrant des stylolites à dépôt brunâtre ; et enfin 116 m de calcaire plus ou moins argileux gris-beige à brunâtre, à microfilaments.

Dans le forage Léon 2 (feuille Soustons), la base de la série dolomitique, d'âge indéterminé, localement bréchique, entrecoupée de passées argilo-dolomitiques, située entre 2 020 m et 1 947 m de profondeur, peut représenter l'équivalent des calcaires à microfilaments postérieurement dolomitisés.

Oxfordien

On peut distinguer deux termes dans les dépôts du Jurassique supérieur : le terme inférieur, le plus souvent marneux, en général oxfordien, et le terme supérieur calcaro-dolomitique, kimméridgien à portlandien, soulignant la grande régression du Jurassique terminal qui va découvrir la majeure partie de l'Aquitaine jusqu'à la transgression cénomaniennne.

À l'Oxfordien, la paléogéographie ne varie pas par rapport au Dogger, et les dépôts sont constitués, dans toute la partie ouest de l'Aquitaine, par la formation des « marnes à ammonites » qui caractérise la sédimentation de la plate-forme externe.

Dans le forage Mézos 2, il est représenté par 161 m de marnes plus ou moins calcaireuses, noires, compactes, lustrées, à fines passées de marnes argileuses rouges, finement pyriteuses, à débris d'échinodermes, nombreuses petites ammonites et foraminifères : *Epistomina mosquensis*, *E. stelligera*, *E. conica*, *Lenticulina dilecta*.

Plus au Sud, à Laborde 1, on retrouve les mêmes faciès sur une épaisseur de 151 m, avec présence signalée de micas, et une microfaune à *Lenticulina quenstedti* et « *Globigerina* » *oxfordiana*.

Kimméridgien—Portlandien

Des changements dans la paléogéographie ont lieu à la fin du Malm, avec le début de la formation du bassin de Parentis dans un contexte général en distension, et surtout avec l'amorce de la régression de la fin du Jurassique.

Le Kimméridgien est présent à Mézos 2 sous forme de calcaire dolomitique dur, compact, à veinules de calcite, gris puis noirâtre sur une puissance de 89 m, puis 107 m de calcaire et marnes calcaires gris à beiges, durs, compacts, azoïques. Le Portlandien est absent dans ce forage.

Plus au Sud, à Laborde 1, seul le Kimméridgien est présent avec 53 m de calcaire fin, gris-beige, légèrement pyriteux et argileux vers la base.

Dans le forage LF 7, le Jurassique supérieur constitue la base du sondage et montre des calcaires argileux noirâtres, fins, compacts, puis des calcaires gris à beiges sublithographiques, durs, compacts, à filonnets de calcite, attribués au Portlandien.

Crétacé inférieur

La grande régression marine du Jurassique terminal va provoquer une lacune de sédimentation sur l'ensemble du territoire de la feuille durant tout le Crétacé inférieur. La fin du Crétacé inférieur n'est représentée que dans le forage de Bias au Nord, à l'approche du bassin de Parentis, par des calcaires détritiques à pâte fine, à débris d'orbitolines, miliolidés, nautiloculines, précunéolines, mollusques, algues et débris divers.

Cénomaniens—Turonien

Le Crétacé supérieur marque la dernière grande transgression marine en Aquitaine et la structuration de direction E-W, avec les fosses flysch au Sud et le bassin de Parentis. Les dépôts sont essentiellement constitués par des dolomies.

Le forage de Contis a rencontré 166 m de dolomies à fantômes d'orbitolines, de calcaire gréseux à orbitolines et de dolomie beige clair plus ou moins cristallisée.

À Mézos-Franck 1, la dolomie est cristalline, verdâtre, très dure et azoïque.

Plus à l'Ouest, dans le forage Mézos 2, la série céno-mano-turonienne débute par 40 m de calcaire argileux dolomitique, localement gréseux, gris foncé, à miliolidés, cunéolines, orbitolines et débris d'algues. Au-dessus, les dépôts deviennent azoïques et calcaires, blanchâtres, légèrement argileux, avec une puissance de 151 m.

Au forage Laborde 1, le Crétacé supérieur est représenté par 15 m de calcaire compact, azoïque ; puis 165 m de dolomie cristalline beige, blanche ou rosée, azoïque, localement poreuse ; puis 14 m de calcaire gris-beige compact, à *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Chrysalidina gradata* et *Dicyclina cretacea*. Le Turonien, constitué de calcaire plus ou moins graveleux ou crayeux, blanc, a fourni des oligostégines.

Sénonien

Le Sénonien marque la dernière avancée marine du Crétacé, en particulier sur les bordures où le Campanien peut être transgressif sur des terrains très anciens. Son faciès est plutôt dolomitique sur la feuille Lit-et-Mixe.

Au forage de Contis, il est représenté par 30 m de dolomie cristalline localement poreuse, puis 89 m de calcaire blanc, tendre, crayeux, argileux et de calcaire fin, jaunâtre, dur, compact, à niveaux de silex blonds, à oligostégines, globotruncanidés, guembélines et spicules tétraxones.

A Mézos 2, la succession est la suivante :

- 150 m de calcaire dolomitique, parfois argileux, blanc-beige à gris, localement crayeux, à passées de silex, à oligostégines et globotruncanidés ;
- 40 m de dolomie cristalline, poreuse, vacuolaire, azoïque ;
- 73 m de calcaire plus ou moins argileux, glauconieux, blanc à beige, localement crayeux, à radiolaires, oligostégines, globotruncanidés, hétérohéli-cidés et rares spicules.

Dans le forage Lit-et-Mixe 1, la présence de 227 m de dolomie saccharoïde, localement glauconieuse, à nombreuses vacuoles, n'a fourni aucune forme qui permette d'attribuer un âge à la formation.

À Laborde 1, le Sénonien est constitué de 48 m de calcaire graveleux, beige clair, à passées de calcaire blanc, crayeux, à rhomboèdres de dolomite, ayant fourni *Rotalia gr. skourensis* ; puis 89 m d'un ensemble calcaire blanc, crayeux, plus ou moins dolomitique, à rognons de silex blanc laiteux à spicules, puis devenant beige, localement silicifié, compact, puis beige et ocre, riche en glauconie, compact, et enfin gris, légèrement argileux à points de glauconie, à oligostégines, *Globotruncana arca* et *G. stuartiformis*, caractéristiques du faciès « aturien » de mer ouverte.

Le forage Léon 2 (feuille Soustons) montre à la base 67 m de dolomie cristalline rose ou blanchâtre, azoïque, poreuse, assez dure, à passées de calcaires fortement dolomitisés ; puis 64 m de calcaire blanc grisâtre, dur, compact à oligostégines, « rosalines », « globigérines » et foraminifères divers.

La carte en courbe isohypses au toit du Crétacé fait apparaître les différentes structures reconnues par sismique ou forages pétroliers (fig. 3).

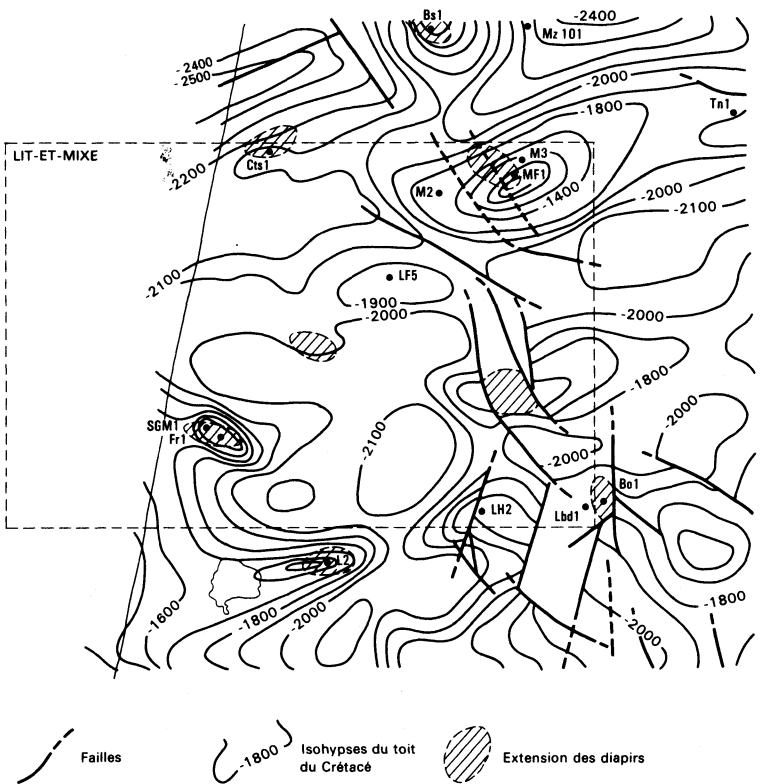


Fig. 3 - Carte en Isohypses d'un horizon proche du toit du Crétacé

Paléocène

Le Paléocène semble peu représenté sur le territoire de la feuille. Il apparaît cependant dans le forage de Contis où il est représenté par 81 m d'alternances de calcaires beiges et d'argiles vertes à globigérines et *Lagena*.

On retrouve les dépôts paléocènes dans le forage Laborde 1 où ils sont constitués par 60 m de calcaires blancs crayeux à bryozoaires, fins débris coquilliers et petits foraminifères planctoniques (*Globigerina triloculinoides*, *Globorotalia pseudobulloides*), *Discocyclina seunesi* et *Planorbulina cretae*.

Éocène inférieur

La période éocène peut être découpée en trois grandes phases de sédimentation correspondant pour l'Éocène inférieur à un cycle complet, pour l'Éocène moyen à une phase transgressive bien marquée, et pour l'Éocène supérieur à la progradation généralisée du domaine continental.

À l'Éocène inférieur, le secteur occupé par la feuille Lit-et-Mixe est situé dans un domaine de mer ouverte comme l'atteste la faune pélagique rencontrée dans les dépôts.

Dans le sondage Léon 2 (feuille Soustons), l'Yprésien se réduit à 10 m de calcaire blanc à grisâtre, fin, dur, compact, à *Globorotalia*, globigérines, *Lagena*, bryozoaires.

Plus à l'Est, dans le forage Laborde 1, sur une puissance de 72 m, les calcaires sont beiges à blancs, à passées crayeuses, bioclastiques. On y trouve *Nummulites* spp., *Discocyclina* spp., *Globorotalia subbotinae*, mélobésiées et polypiers.

À l'Ouest, le forage de Frouas a montré des argiles et marnes grises à *Globorotalia crassata*, *G. densa*, *G. cf. aragonensis*.

Dans le forage de Contis, l'Yprésien est constitué par 48 m de calcaires argileux, blancs, tendres, à globigérines et globorotalidés, puis une série monotone de marno-calcaire d'une épaisseur de 78 m.

Éocène moyen à supérieur

Il représente le deuxième cycle sédimentaire de l'Éocène, avec la transgression lutétienne et la continentalisation de l'Aquitaine par les apports du Massif central rajeuni par les événements pyrénéens sur toute la partie septentrionale, et dans le Sud-Est par les apports de la chaîne.

Le territoire de la feuille est encore en domaine de mer ouverte, mais la proximité du talus progradant est cependant marquée par la présence de niveaux détritiques.

Les dépôts sont en général constitués par des séries monotones de marno-calcaires, de grès plus ou moins calcaires et d'argiles carbonatées de teinte grise à gris verdâtre.

Les épaisseurs rencontrées sont assez variables d'un forage à l'autre : 162 m à Frouas, mais plus couramment 300 à 400 m.

À Frouas 1 ont été recueillies des microfaunes caractérisant des dépôts de type pélagique (*Cibicides* cf. *hispaniolae*, *Vulvulina colei*, *Plectina eocenica*, *Globorotalia centralis*, *G. cerroazulensis* et débris de discocyclines). Au forage Laborde 1, la série atteint 371 m et est constituée de marnes plus ou moins gréseuses, légèrement glauconieuses, ayant fourni *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Globigerinatheka index*, *G. kugleri*, *Globorotalia pomeroli*, *G. cocoaensis*, *G. gr. cerroazulensis*, *G. cunialensis*, *G. bullbrooki*, *G. broeder-manni*, « *Globigerinoïdes* » *higginsii*, *Hantkenina primitiva* et *Globigerina corpulenta*.

Oligocène

À l'Oligocène, la continentalisation se poursuit avec le déplacement vers l'Ouest de la limite mer ouverte—plate-forme, malgré une extension plus grande du milieu marin de plate-forme qu'à l'Éocène supérieur.

Les faciès rencontrés sont cependant assez constants : marnes plus ou moins argileuses vers l'Ouest, à sableuses, gréseuses et calcaires dans le domaine de plate-forme. La faune et la microfaune sont relativement abondantes, comme à Frouas 1 avec : *Uvigerina mexicana*, *Cibicides cushmani*, *Marginulina asperuliformis*, des débris de mélobésiées, miliolidés, rotalidés, nummulitidés et, vers le haut de la série, *Valvulina granulosa*, *Tritaxilina* cf. *pupa*, *Clavulinoides szaboi*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Cibicides perlucidus*, *Uvigerina rustica* et *Karreriella hantkeniana*.

Au forage Laborde 1, l'Oligocène inférieur est constitué par 836 m de marnes grises légèrement silteuses puis sableuses, à microfaune typique d'un milieu pélagique avec *Globigerina officinalis*, *G. tapuriensis*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia increbescens*, et *Almaena escornebovensis* que l'on retrouve plus communément au toit de l'Oligocène.

L'Oligocène supérieur est représenté par 276 m de marnes grisâtres à passées sableuses à calcaro-sableuses, débris coquilliers et nummulites abondantes, caractérisant un milieu de dépôt de type plate-forme avec *Globorotalia acrostoma*, *Lepidocyclus* sp., *Nummulites* spp., *Almaena escornebovensis* et *Operculina complanata*.

Miocène

Après la régression de la fin de l'Oligocène, le début du Miocène est marqué par la transgression aquitainienne. Le bassin est rejeté à l'Ouest et la sédimentation a lieu dans un domaine essentiellement de plate-forme. Après la régression burdigalienne, l'ultime avancée marine se place au Miocène moyen, avant le retrait définitif de la mer et le comblement final du bassin par les dépôts détritiques continentaux au cours du Plio-Quaternaire.

La lithologie observée dans les forages obéit au schéma suivant :

- au Miocène inférieur, un cycle sédimentaire, avec à la base des niveaux argilo-sableux puis argileux à marneux, parfois molassiques ;
- au Miocène moyen, des dépôts plus détritiques sablo-gréseux plus ou moins calcareux, se terminant dans la partie orientale par des sables argileux et argiles de type continental (Sables fauves et Glaises bigarrées : séquence 1, cf. *infra*).

Ces niveaux sableux sont souvent fossilifères et constituent de véritables faluns, les argiles et marnes marines renferment également une riche microfaune.

Les argiles calcaires, sableuses, à passées gréseuses, plus ou moins glauconieuses, qui constituent le Miocène inférieur du forage Laborde 1, ont fourni, outre des débris de gastéropodes et de lamellibranches : *Ammonia beccarii*, *Operculina complanata*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globigerina ciperoensis* et de rares *Miogypsina* sp.

Plus à l'Ouest, à Frouas, le haut de la série miocène, constitué de marne argileuse gris verdâtre, sableuse et glauconieuse, a livré de nombreux débris de lamellibranches, gastéropodes et une riche microfaune : *Ammonia beccarii*, *Robulus calcar*, *R. echinatus*, *Cibicides dutemplei*, *C. lobatulus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia menardii*, *G. gr. scitula* *Dorothia burdigalensis*, *Uvigerina laviculata*, *U. pygmea*.

Les épaisseurs des dépôts, assez variables, sont de 569 m à Saint-Girons-en-Marensin, avec une moyenne se situant vers 300 m.

Miocène terminal—Plio-Quaternaire

À la fin du Miocène, le bassin est pratiquement comblé dans le secteur de Lit-et-Mixe. Ce substratum marin constituera le soubassement des arrivées détritiques continentales du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire qui vont achever le processus du comblement de l'Aquitaine.

Sur les feuilles à 1/50 000 Lit-et-Mixe et Morcenx, l'ensemble de cette série déritique a été reconnue et une succession lithostratigraphique a pu être établie. Chaque séquence déritique présente une géométrie à caractère progradant, ponctuée localement par des accumulations ligniteuses. Ainsi, cinq séquences virtuelles majeures ont été définies de bas en haut, sur les calcaires coquilliers, grès et marnes du substratum marin du Miocène et de l'Oligocène (fig. 4) :

Séquence 1 – *formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées* : sables plus ou moins fins, ocre et blanchâtres (Sables fauves) ; lignite (type Arjuzanx) ; argiles bariolées (Glaises bigarrées).

Séquence 2 – *formation d'Arengosse inférieure (type Solférino)* : sables et graviers roux ; sables organiques brun foncé ; lignite (type Solférino) ; argiles gris bleuté à marbrures rouille (argiles type Solférino).

Séquence 3 – *formation d'Arengosse supérieure (type Mézos)* : sables et graviers blanchâtres kaoliniques ; argiles silteuses kaoliniques blanchâtres à

taches rouille ; lignite (type Mézos) ; argiles grises et rouille à rares graviers emballés.

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

Séquence 5 – *formation du Sable des Landes* (l.s.) : sables grossiers blanchâtres fluviatiles (formation de Castets), éolisés au sommet (Sable des Landes s.s.) ; argiles gris sombre à débris organiques ; argiles et sables gris.

Seules les séquences 4 et 5 affleurent sur cette feuille.

Miocène supérieur. Formations des Sables fauves et des Glaises bigarrées (séquence 1). On trouvera la description de ces formations dans la notice explicative de la feuille Morcenx (Capdeville et Dubreuilh, 1990).

Pliocène. Formation d'Arengosse, parties inférieure et supérieure (séquences 2 et 3). Sables et graviers dans une matrice argileuse kaolinique blanchâtre, localement argiles et accumulations ligniteuses (épaisseur variable : 20 à 40 m). Les deux séquences majeures constituant cette unité cartographique, définies sous les vocables de Solférino et Mézos, présentent une répartition spatiale progradante d'Est en Ouest où la séquence de Solférino occupe la partie la plus orientale des Landes, relayée à l'Ouest par celle de Mézos. Chacune d'entre elles est coiffée localement par un cordon de lignite qui semble indiquer la proximité de la côte à une période donnée.

● **Séquence 2 (de base) de type Solférino** (quelques mètres à 15 m maximum). Définie plus au Nord sur la feuille à 1/50 000 Sabres, elle est constituée par une quinzaine de mètres de sables à matrice kaolinique blanchâtre, présentant des altérations de couleur ocre et des graviers de quartz hyalins, avec localement quelques mètres ou décimètres d'argiles bleues à gris bleuté à taches rouille, silteuses, compactes, à débris de matière organique, voire des accumulations de lignites de 4 à 6 m de puissance, comme c'est le cas à Solférino ou Labouheyre (feuille Sabres).

Ces argiles constituaient notamment la matière première de certaines petites unités de fabrication de terre cuite, implantées autrefois à proximité de la vallée de la Leyre.

● **Séquence 3 (supérieure) de type Mézos** (quelques mètres à une vingtaine de mètres). Ce second ensemble détritique, localement coiffé par les cordons de lignites de type Mézos, est constitué par des sables et des graviers de quartz hyalins semblables à ceux de la séquence de base. Le pourcentage de graviers varie de 10 à 20 % en moyenne, avec une forte représentation de grains émoussés-luisants. Les faciès de base, très souvent à matrice argileuse, laissent place localement à des sables propres et des graviers, comme au Sud-Ouest de Castets ou aux environs de la commune de Linxe, matérialisant une barre d'allongement N-S.

Quant aux corps ligniteux de type Mézos, ils sont localisés suivant deux, voire trois bandes subparallèles d'orientation N 20, n'excédant pas un kilomètre de large, dont la puissance varie de 2 m à 12 m maximum. Des argiles

beiges à grises et des sables argileux, le plus souvent ligniteux, constituent le mur de ces accumulations. À la partie orientale de ces dépôts, les formations sablo-graveleuses matérialisaient une levée à l'abri de laquelle se constituait une zone de marécages propice au développement d'une végétation importante. Ce type de phénomène se produit actuellement avec les courants d'Huchet ou de Messanges qui, suivant une dérive N-S, ne trouvent leur exutoire vers l'océan qu'après plusieurs kilomètres, favorisant ainsi le développement d'une végétation arborescente à proximité de leur cours. Le toit de la formation d'Arengosse varie de + 10 NGF aux environs d'Onesse-et-Laharie à l'Est, à - 55, - 60 NGF près du lieu-dit Cap-de-l'Homy en bordure de l'océan.

Les analyses morphoscopiques montrent, sur l'ensemble de la série, une forte population d'émoissés-luisants et de non-usés ayant subi un transport aquatique, alors que sur les zones affleurantes de la région de Morcenx (feuille à 1/50 000 Morcenx), l'usure éolienne prédomine. La fraction argileuse est constituée par un mélange de kaolinite et d'illite dans des proportions variables, voire d'interstratifiés de ces deux minéraux. Les minéraux lourds sont bien représentés par staurotide, sphène, grenat, zircon, épidote et sillimanite dans la fraction fine inférieure à 50 μ , alors que dans la fraction moyenne comprise entre 50 μ et 350 μ on ne trouve que staurotide, disthène, andalousite et tourmaline. Ce cortège minéralogique suggère des apports majeurs en provenance du Massif central, seuls quelques secteurs plus au Sud pouvant témoigner d'atterrissements méridionaux issus des Pyrénées. Par ailleurs, ces dépôts apparaissent assez semblables à ceux définis dans le bassin des Charentes sous l'appellation de formation d'Oriolles (Dubreuilh, 1987), dérivant de la bordure limousine du Massif central.

Les lignites sont constitués de nombreux débris de bois fibreux et de troncs fossilisés emballés dans une pâte amorphe noire, localement pyriteuse. La microflore est peu abondante, représentée par des pollens de pins fortement dominants (*Pinus diploxylon*, et *haploxylon*), associés à des feuillus (*Quercus*, *Alnus*, *Ulmus* et *Betula*) avec quelques espèces subtropicales (symplocacées et *Nyssa*).

L'ensemble de cette flore suggère un âge pliocène, comme le contenu floristique recueilli dans les argiles sus-jacentes aux lignites, qui est cependant plus diversifié et montre la présence d'arbres à affinité tertiaire dont *Pinus haploxylon*, *Liquidambar*, *Engelhardtia*, *Simplocos*, *Nyssa*, *Carya* et *Pterocarya*.

TERRAINS AFFLEURANTS

Quaternaire et formations superficielles

IV. Pléistocène inférieur. Formation d'Onesse (quelques mètres à 30 m). La formation d'Onesse (définie sur cette feuille) représente la quatrième séquence majeure du comblement landais.

Il s'agit de sables plus ou moins grossiers et de petits graviers (10 à 15 mm) roulés, blanchâtres, avec de très nombreux quartz hyalins. Ces faciès occupent quelques mètres à la base de la série, surmontés par des sables plus ou

moins argileux, micacés, gris à gris bleuté, terminés par des argiles silteuses gris-bleu sombre, parfois organiques. Localement, des horizons ligniteux, avec de nombreux bois flottés, s'intercalent au sein des assises supérieures, comme aux environs de Mimizan plus au Nord. Une seconde séquence, très réduite, apparaît au Nord, vers le sommet de la formation d'Onesse (cf. fig. 9).

Des accumulations importantes de micas de type muscovite ont pu être observées localement près des lieux-dits Chardine ou Les Campères sur la commune de Saint-Girons-en-Marensin, ou non loin des marais de Lit-et-Mixe, près du lieu-dit Le Point-du-Jour.

La base de cet ensemble nettement progradant d'Est en Ouest, varie de + 65 NGF à + 70 NGF dans les environs de Morcenx à l'Est de la feuille où il affleure, alors qu'à l'Ouest elle atteint la cote - 60 NGF sous le système dunaire proche de la côte actuelle. Son toit évolue de la même manière de + 70 NGF à l'Est à - 22 ou - 25 NGF à la partie occidentale de la feuille où il est toujours recouvert par les faciès sableux de la séquence 5. Ces dépôts affleurent sur la feuille à la faveur de l'évidement du marais de Saint-Julien-en-Born qui draine le courant de Contis. En amont du marais, ces faciès apparaissent en bordure du grand ruisseau d'Onesse, aux environs de la cote + 29 à + 27 NGF à la bordure orientale de la carte, pour arriver plus à l'Ouest dans le ruisseau du Courlis à la cote + 25 NGF. Plusieurs érosions, matérialisées par des chenaux, ont été observées au toit de cette formation sur une épaisseur de 8 à 10 m, comme c'est le cas au lieu-dit Moulin-Labat sur la commune de Mézos. À l'Ouest de Mézos, plusieurs sondages ont rencontré cette formation, dont la partie sommitale se situe aux environs de + 12 NGF près de Saint-Julien-en-Born ou + 17 à + 18 NGF aux abords immédiats du bourg d'Uza. C'est à partir de Lit-et-Mixe que la pente des dépôts s'accuse, probablement en raison de la proximité du talus matérialisant la limite entre la zone terrestre et le domaine marin de bordure.

Plusieurs analyses du contenu floristique ont été effectuées tant sur les niveaux ligniteux, tel que celui de Mimizan, que sur les argiles silteuses organiques du sommet de la formation. Le contenu sporo-pollinique obtenu sur les échantillons de cinq sondages est résumé dans le tableau 1.

Ces différentes associations, assez semblables quant à leur contenu, situeraient cette formation au sein du Pléistocène inférieur entre le Reuvérien et le Tiglien, probablement très près de la limite Plio-Quaternaire. G. Farjanel considère que ces associations sont comparables à celles décrites par Oldfield dans la région de Biarritz, au ruisseau de Chabiague. Au plan de l'organisation des dépôts, une attribution à la fin du Pliocène paraîtrait nettement plus probable.

NF1 ; NF2. **Pléistocène inférieur (?) à Pléistocène supérieur. Formation du Sable des Landes (I.s.)** (10 à 30 m). Cette formation correspond à deux assises superposées qui passent progressivement de l'une à l'autre. Elle représente la cinquième et dernière séquence de comblement du bassin landais.

Tableau 1 – Analyses palynologiques

Sondage LM (n° Code minier, feuille 923)	LM3 (4-9) 8*	LM7 (8-9) 27	LM11 (3-20) 28,5	LM12 (8-11) 6,5	LM14 (3-21) 31
Microflore	PA	PA	TA	TA	PA
Spores					
<i>Leiotriletes</i> sp.			+		
<i>Laevigatosporites haardti</i>		+	+	+	+
Osmondacées			+++	++	
Sphagnacées	+	+	+	++	+
Pollens					
<i>Pinus diploxylon</i>	++	+	+	+	+
<i>Pinus haploxylon</i>			+		
<i>Abies</i>					+
<i>Picea</i>			+		+
<i>Tsuga</i>			+		
<i>Sciadopitys</i>			+		
Cupressacées		+	+		+
Taxodiacées			+		
<i>Sequoia</i>			+		
<i>Engelhardtia</i>	+		+	+	+
<i>Pterocarya</i>			+		+
<i>Carya</i>					+
Juglandacées	+				
Myricacées	+		+	+	
<i>Nyssa</i>	+				
Symplocacées			+		
Monocolpées			+		
Oléacées	+				
<i>Quercus</i>	+	+	+	+	+
<i>Fagus</i>	+			+	+
<i>Ulmus</i>		+	+	+	+
<i>Tilia</i>		+		+	+
<i>Corylus</i>		+		+	
<i>Alnus</i>		+	+	+	+
<i>Ilex</i>			+		
<i>Carpinus</i>				+	
<i>Parthenocissus</i>			+		
<i>Betula</i>	+	+		+++	+
Araliacées	+				
Composées	+	+		+	+
<i>Artemisia</i>	+				
Ombellifères		+		+	
Graminées		+	+	+	+
Ericacées		+	+	+	
Chenopodiacées		+		+	+
Caryophyllacées	+			+	
Dispsacacées				+	
Cypéracées	+	+			
Nymphéacées			+		
<i>Nuphar</i>					+
<i>Typha</i>	+			+	+
Phytoplancton d'eau douce					
Zygnématacées			+		+
Ovoidites				+	+
Phytoplancton marin			+		

+ }
 ++ } fréquence relative
 +++ }

PA : peu abondant

TA : très abondant

* : profondeur du prélèvement (en mètres).

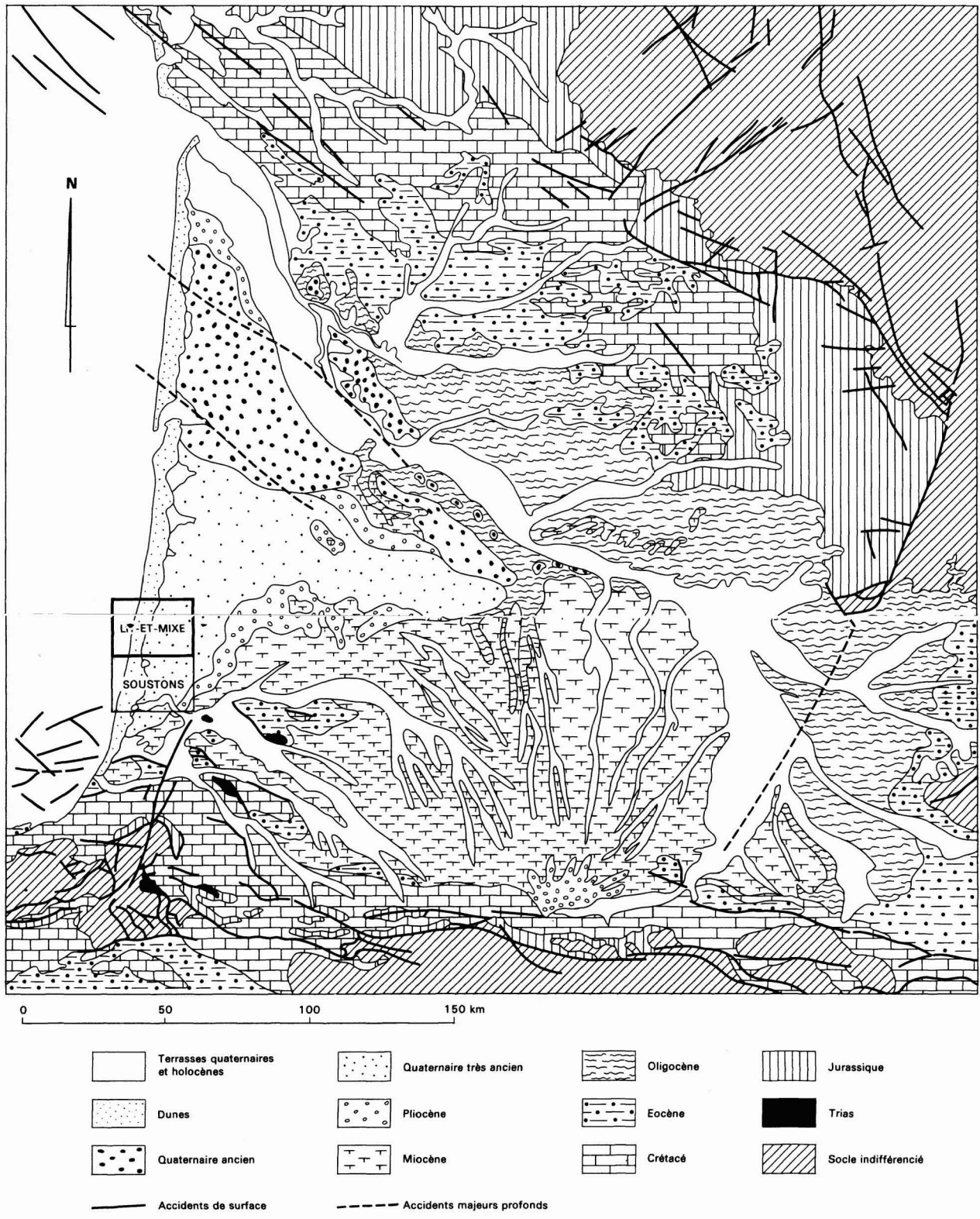


Fig. 1 - Situation géologique (G. Karnay; J. Dubreuilh - 1990)

NF1. **Sables fins, blanchâtres, fluviatiles** (formation de Castets). Cette accumulation détritique est formée de sables fins, gris-beige à blanchâtres, avec quelques minéraux lourds, très souvent homométriques, dont la partie supérieure est localement occupée par des lignites très sableux, voire des alternances de strates argilo-organiques centimétriques entrecoupées par des dépôts de sables blancs bien classés.

NF2. **Sables éolisés** (formation du Sable des Landes *s.s.*). La partie supérieure de la formation est très souvent éolisée et marquée par une phase de ruissellement. Une podzolisation, matérialisée par un alios ocre à brun ou une « garluche », s'imprime à la partie sommitale de cette formation.

Localement, des argiles silteuses grises, sur la commune d'Argelouse (feuille Saint-Symphorien) par exemple, à fins débris organiques, ont été observées, voire des sables argileux grisâtres épais de quelques décimètres à 1,50 m maximum. Cette formation, définie à proximité immédiate du bourg de Castets, a été reconnue sur l'ensemble du territoire couvert par la feuille Lit-et-Mixe, notamment aux abords des vallées. Son extension la plus orientale se situe sur la feuille Morcenx et s'étend au Sud jusqu'aux abords de la plaine alluviale des environs de Soustons—Magescq. Les études morphoscopiques révèlent un peu plus de 20 % en moyenne de grains émoussés-luisants, attestant d'un polissage en milieu aquatique pour les sables de la base de série. Quant à la partie supérieure des dépôts, on y observe de fortes éolisations, ainsi que les traces d'une influence glaciaire (fracturation des grains).

Le toit de la formation est affecté par l'érosion du réseau hydrographique et le débordement des étangs et des marais. Son pendage général vers l'Ouest est de l'ordre de 3 %.

Les débris organiques et les argiles grises situés au toit de la série ont fourni une microflore typiquement quaternaire, caractérisée par l'abondance des conifères (*Picea* et *Pinus diploxylon*) associés à une strate herbacée à composées et éricacées.

Par ailleurs, C. Thibault (1965) attribue la partie supérieure éolisée (NF2) aux deux derniers stades de la glaciation wurmienne (Würm III et IV), suite à la découverte de deux pointes à cran solutréennes aux environs de Sabres. Ces vestiges archéologiques étaient placés sous quatre mètres de sables éolisés couronnés par un podzol ferrugineux très développé, au sommet d'un lit argileux bleuâtre que l'on peut attribuer à la formation d'Onesse *l.s.*

Quant à l'ébauche des petits édifices dunaires de type parabolique, le plus souvent très remaniés de l'intérieur des terres, il semble qu'ils puissent être attribués à cette époque. Il n'existe cependant pas d'argument majeur en faveur de cette attribution.

Systèmes dunaires

Trois ensembles dunaires peuvent être observés dans ce secteur à proximité de la façade atlantique : les dunes actuelles en mouvement, alimentées

à partir de sables de l'estran ; puis un complexe distinct où dominent les édifices de type barkhane ; et enfin un système de dunes paraboliques.

Dya. Dunes protohistoriques. Édifices dunaires de type parabolique et sables des espaces interdunaires ou « lettes ». La majeure partie de cet ensemble dunaire présente des édifices en forme de U dont l'ouverture, de direction occidentale, se situe au vent. Les observations concernant l'ensemble des systèmes dunaires de la façade atlantique conduisent à situer leur édification pendant les âges du cuivre et du bronze au cours de la période subboréale. En Médoc (feuille à 1/50 000 Saint-Vivien — Soulac-sur-Mer), cet ensemble sableux est compris entre deux horizons tourbeux datés par 14 C à $5\,100 \pm 90$ ans B.P. et $3\,000 \pm 90$ ans B.P. (Dubreuilh, 1971).

Quant à leur mise en place, il convient de distinguer les édifices situés à l'intérieur, le plus souvent disséminés selon un « chapelet » le long de vastes couloirs de déflation matérialisant des zones déprimées au toit du Sable des Landes, et les ensembles dunaires plus continus proches de la façade océanique. Plusieurs observations amènent à penser que la situation géographique des édifices de ce type est fonction de la configuration de la cote à cette époque, marquée soit par un talus sableux au toit de la formation du Sable des Landes (*l.s.*), permettant l'empilement des édifices, soit par une zone déprimée facilitant leur migration vers l'intérieur des terres. En règle générale, les zones basses matérialisent des « couloirs » qui préfigurent l'amorce du réseau de drainage actuel. L'accumulation et l'enchevêtrement des édifices ont entraîné un blocage des eaux de l'intérieur, qui est à l'origine de la formation des zones de marécages par déficit de drainage, et du déblaiement des sables éolisés de la formation du Sable des Landes *s.s.*

Dyb-d. Dunes historiques. Complexe dunaire constitué d'édifices de type barkhane et parabolique, et sables des espaces interdunaires ou « lettes ». Ce complexe dunaire, fixé par la végétation, postérieur aux dunes paraboliques, est en réalité constitué de trois générations d'édifices qui sont de la plus ancienne à la plus récente :

- de puissantes barkhanes adossées aux édifices paraboliques responsables de la formation des étangs (Dyb) ;
- un ensemble de petites dunes de type parabolique (Dyc) ;
- une seconde génération de barkhanes qui transgressent totalement les formes intermédiaires (Dyd).

Sur cette feuille, les trois ensembles se remanient très fortement, ne permettant pas de les distinguer individuellement ; ils ont donc été notés de manière compréhensive (Dyb-d).

Le premier ensemble de puissantes barkhanes débute, selon les secteurs, vers 3 000 à 2 900 ans B.P. pour se poursuivre jusqu'au 13^e siècle, alors que le bref épisode marqué par la formation de dunes paraboliques se situe entre le 13^e et le 17^e siècle environ et que les dernières barkhanes, du même type que celles de Soulac ou d'Arcachon notamment, s'édifient entre le 17^e et le 19^e siècle (*cf.* envahissement de l'église de Soulac dans le Bas-Médoc).

Dz. **Dunes actuelles.** Le cordon dunaire actuel (de 10 à 15 m de hauteur) constitue une frange de quelques centaines de mètres de large, le long du littoral atlantique, alimentée par les sables de l'estran. Ces sables d'origine marine, à débris coquilliers, légèrement carbonatés, sont constitués de plus de 99 % de grains de la taille des arénites.

Cet ensemble s'engraisse ou au contraire s'érode fortement lors des grandes marées d'équinoxe, à la faveur des courants côtiers.

Formations alluviales

Fz; Fy-z. **Holocène. Formations des Marais et alluvions récentes** (4 à 10 m). Ces dépôts constituent la fin du comblement des chenaux creusés à la faveur de la dernière phase glaciaire. Les dépôts sont essentiellement représentés par des sables fins à grossiers, gris, jaunes à brun noirâtre, à passées argileuses et tourbeuses. L'âge de ces atterrissements peut être rattaché à une période débutant à l'Atlantique et se poursuivant jusqu'à l'actuel. Durant cette période, on enregistrera les incursions marines du Flandrien à l'Ouest, la formation des édifices dunaires de la côte et le nappage éolien de l'intérieur.

Sédiments déposés sur le plateau continental

Les sédiments détritiques déposés sur le plateau continental ont été représentés d'après la carte biosédimentologique réalisées par J.M. Bouchet en 1979, concernant la région Sud-Gascogne. La distribution de ces sédiments superficiels est matérialisée par la médiane ; ainsi il apparaît, du plus fin au plus grossier :

- des pélites ($> 63\mu$) superficielles évoluant de 0,1 % à plus de 5 % au large, pouvant recouvrir tous les autres dépôts ;
- des sables fins (médiane entre 125 μ et 250 μ) ;
- des sables moyens, le plus souvent constitués par des dunes hydrauliques (médiane comprise entre 250 μ et 500 μ) ;
- des sables grossiers et des graviers (médiane supérieure à 500 μ).

Ces derniers dépôts grossiers peuvent s'être « nourris » localement à partir de la formation d'Onesse.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU COMBLEMENT RÉCENT 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 (Sables fauves), postérieurement à leur dépôt. La limite entre les domaines continental et marin ne peut donc être basée que sur l'altération ou la non-altération des séries sableuses. La zone terrestre soumise à la pédogenèse est repoussée très loin à l'intérieur, autour d'un golfe central situé dans la région de

Lecture, 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. Quant à la zone marine plus profonde, elle se situe selon une position proche de la ligne de côte actuelle.

● Au **Miocène supérieur** (Tortonien—Messinien ; fig. 5), 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.

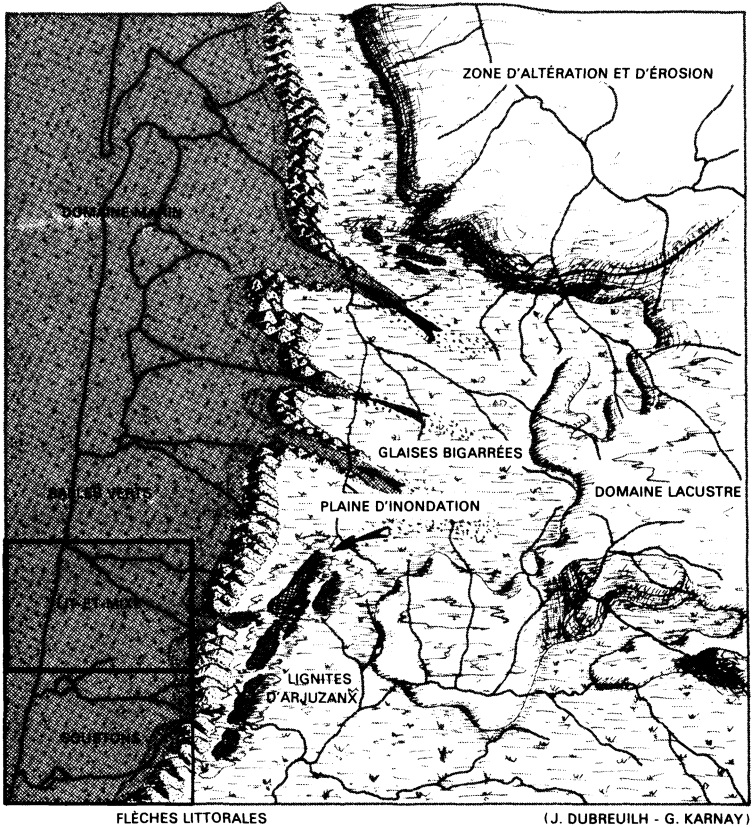
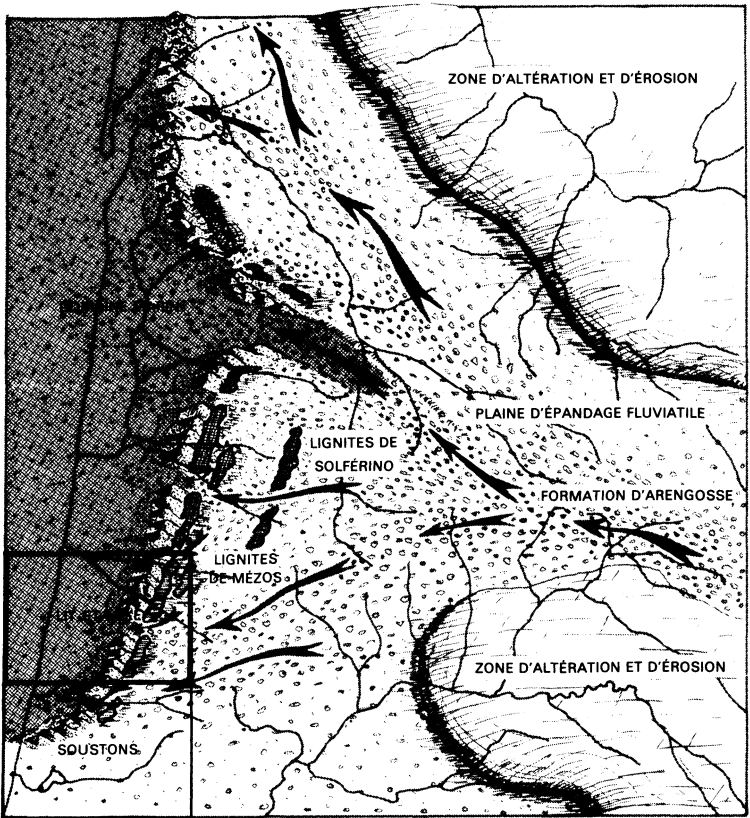


Fig. 5 - Evolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne : Miocène terminal

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

● Au **Pliocène** (Plaisancien ; fig. 6), la région landaise reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers (p). Deux séquences majeures à caractères progradant (formation d'Arengosse) peuvent être reconnues, coiffées par des flèches d'accumulations ligniteuses, préfigurant la physionomie de la



(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

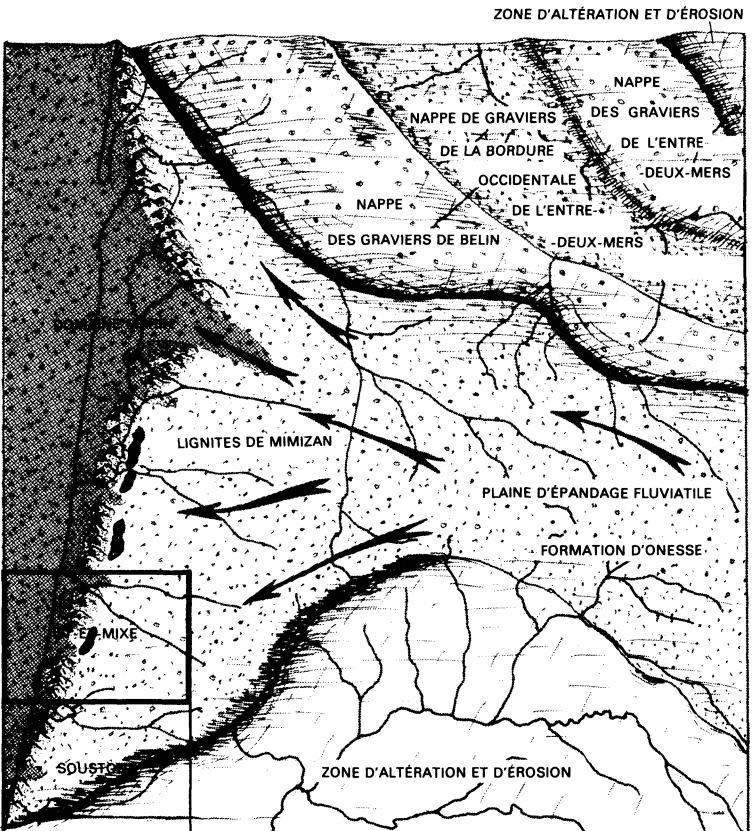
**Fig. 6 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne :
Pliocène**

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 à penser que le domaine marin devait se situer à quelque distance.

● Au **Quaternaire ancien** (fig. 7), 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 (IV) achève le comblement de la partie landaise, l'émissaire principal est rejeté peu à peu vers le Médoc dont il



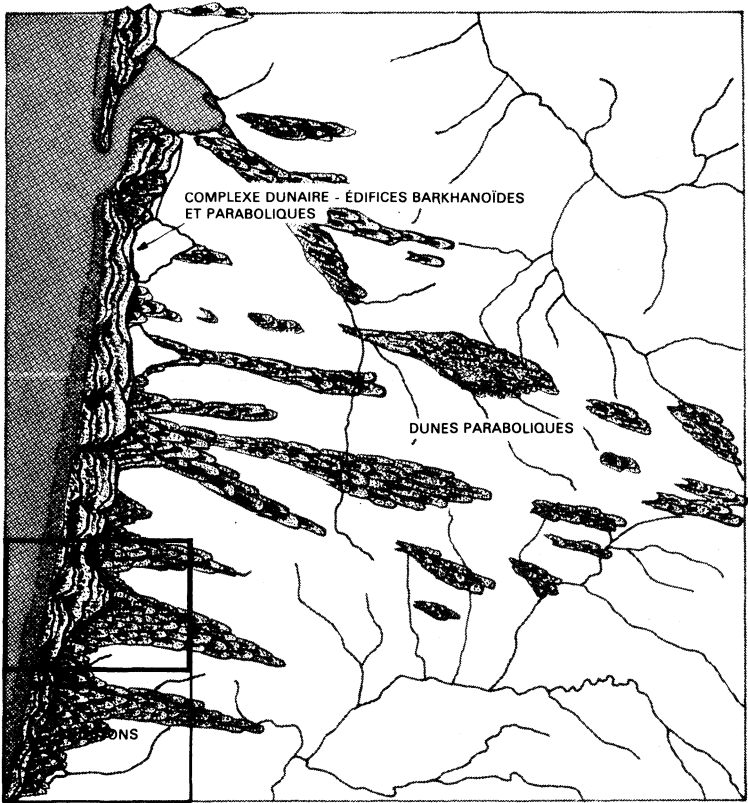
(J. DUBREUILH - G. KARNAY)

Fig. 7 - Evolution paléogéographique schématique du comblement récent des landes de Gascogne : Quaternaire ancien anté-glaciaire

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. C'est au cours des phases glaciaires qui suivront que le réseau structuré entamera profondément ces deux derniers épandages.

Pendant le même temps, la région landaise est soumise aux phénomènes glaciaires, à un ruissellement et une éolisation intenses, avec le dépôt de la formation de Castets (NF₁), éolisée par la suite au Würm récent (NF₂), donnant le Sable des Landes.

● Au cours de l'**Holocène** (fig. 8), s'édifieront les différents systèmes dunaires de la façade atlantique, lui donnant la physionomie que nous lui connaissons aujourd'hui.



**Fig. 8 - Evolution paléogéographique schématique
du comblement récent des landes de Gascogne :
Holocène**

OCCUPATION DU SOL

SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES ET ACTIVITÉS

Le territoire couvert par la feuille appartient au site inscrit des étangs landais-Sud. La vocation forestière des landes de Gascogne ne s'est réellement concrétisée qu'au siècle dernier, à partir de 1857 lorsque la loi autorisa le partage des communaux (A. Pinaud), ce qui eut pour conséquence d'activer l'assainissement des landes humides ainsi que le boisement par le pin maritime.

Il faut distinguer, dans les secteurs boisés, deux ensembles constitués l'un par les zones plates mal drainées et très humides, couvertes de forêts de pins, et l'autre par les bordures des entailles topographiques qui, mieux drainées, présentent un mélange où se mêle une population de feuillus.

Quant aux zones de marais situées au côté sous le vent des dunes où se développent la molinie, les bruyères et une faible végétation, elles servent localement à la culture du maïs ou à la culture maraîchère (asperges, haricots verts, pommes de terre) dans les secteurs les plus tourbeux, comme près du lieu-dit Contis-les-Marais.

La forêt constitue la ressource essentielle avec le sciage du bois (Mézos), la fabrication de lambris et parquets, pâte à papier, ainsi que l'élaboration de produits résiniques et terpéniques (Saint-Girons-en-Marensin) à partir du gemmage.

Il faut également compter avec la pisciculture, d'implantation récente, sur les petites rivières à fort débit estival constituant des exutoires de nappe (Mézos, par ex.).

ARCHÉOLOGIE PROTOHISTORIQUE

Sur le territoire couvert par la feuille, assez peu de vestiges archéologiques ont été découverts même en ce qui concerne les temps protohistoriques, du 4^e millénaire aux derniers siècles avant notre ère. Deux communes sont mentionnées par Dufourcet (1877) ou H. du Boucher (1878), sur lesquelles ont été recueillies des flèches à ailerons et pédoncules : il s'agit de Levignac et Linxe. La faiblesse des découvertes enregistrées dans la Haute-Lande n'est pas sans poser quelques questions qui tendent soit à mettre en relief une réelle pauvreté en vestiges archéologiques, soit une certaine désaffection des préhistoriens pour cette région.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Nappes profondes

Les nappes aquifères profondes ne sont pas vraiment sollicitées, à part celles du Miocène et de l'Oligocène, ce qui implique une très mauvaise évaluation de leurs caractéristiques hydrodynamiques.

● **Éocène inférieur—Paléocène—Crétacé supérieur** (dolomie, calcaires dolomitiques). Ces niveaux aquifères, plus ou moins en liaison hydraulique suivant les secteurs considérés, ont en général fourni des eaux douces d'assez bonne qualité chimique et surtout avec des caractéristiques hydrodynamiques intéressantes.

Les réservoirs sont essentiellement constitués de dolomies et calcaires dolomitiques souvent fissurés et vacuolaires. Les forages ont recoupé ces niveaux en général dans les zones anticlinales ; il est donc prudent d'envisager une dégradation des paramètres hydrauliques au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers les flancs des structures.

Un autre danger, celui de la détérioration de la qualité chimique, peut apparaître dans les zones diapiriques lorsque ces réservoirs ne sont pas protégés des niveaux salifères triasiques par un écran imperméable.

● **Oligocène—Éocène** (sables et grès calcaires). C'est un ensemble de nappes généralement discontinues, recoupées à la faveur des forages pétroliers. Le magasin est le plus souvent constitué par des passées gréseuses et calcaires séparées par des argiles et marnes. Les tests effectués par les pétroliers ont montré que, la plupart du temps, la qualité des eaux était médiocre (forte teneur en sel).

● **Miocène basal—Oligocène** (calcaires et grès stampiens—aquitaniens). C'est un aquifère de bonne qualité physico-chimique, mais avec des caractéristiques hydrodynamiques assez médiocres. Il fournit l'essentiel de la demande des agglomérations qui ont la chance d'avoir un faciès grésocalcaire dans leur sous-sol. À Dax, le Stampien, constitué de calcaires crayeux, a une transmissivité variant de 1,4 à $2 \cdot 10^3$ m²/s et un débit spécifique de 2,5 à 3 m³/h/m de rabattement. Vers l'Ouest, les faciès deviennent plus marneux et la qualité se dégrade rapidement.

● **Miocène moyen à supérieur** (sables et grès calcaires). Cet aquifère de qualité moyenne est souvent chargé en oxydes de fer et possède une productivité variable. Il est surtout utilisé pour l'irrigation du maïs, là où l'aquifère superficiel est peu productif. Cette nappe est souvent en relation avec l'aquifère plio-quadernaire.

Nappes du Plio-Quaternaire

Si l'on observe d'Est en Ouest la distribution paléogéographique des formations du comblement miocène à quaternaire, on constate l'existence de deux domaines distincts :

- à l'Est, un complexe Sables fauves—Glaises bigarrées ;
- à l'Ouest, un ensemble de faciès à dominante sablo-graveleuse de puissance variable.

La feuille, située à la partie occidentale du territoire landais, est recouverte par le second ensemble, dont le réservoir compréhensif est représenté par les formations d'Arenosse, d'Onesse et du Sable des Landes (*l.s.*), qui constituent un aquifère bicouche interrompu de manière assez continue par le sommet imperméable de la formation d'Onesse.

● **Formation aquifère inférieure d'Arenosse—Onesse.** Les faciès sablo-graveleux de la formation d'Arenosse (séquences de Solférino et de Mézos) et de celle d'Onesse, constituent localement un excellent aquifère captif (sous les argiles d'Onesse), très apprécié par les producteurs de maïs et les pisciculteurs.

Plusieurs sondages de reconnaissance ont en effet montré un artésianisme jaillissant dans les zones topographiquement basses, notamment en proximité du ruisseau du Courlis près du lieu-dit Pont-de-Lanès sur la commune de Mézos, ainsi qu'en bordure des ruisseaux de Harencin et de Coulin, ou près du lieu-dit Pont-Rouge sur la commune d'Onesse-et-Laharie. De nombreux autres ouvrages, non jaillissants, révèlent un artésianisme important. Au niveau du ruisseau du Courlis par exemple, alimentant la pisciculture de Mézos, les débits enregistrés en période estivale, plus de 9 000 m³/heure, attestent d'une alimentation par des exutoires de cette nappe.

Le forage A.E.P. d'Onesse-et-Laharie, profond de 51 m, capte une partie de l'ensemble aquifère des graviers d'Arenosse entre 30,50 et 47,50 m, avec un artésianisme au repos de + 4,02 m par rapport au niveau du sol.

La valeur de la transmissivité de l'aquifère, établie en pompage, est de $T = 5,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ m/s}$. L'eau est de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, avec une résistivité d'environ 8 816 ohm.cm, une teneur en fer total de l'ordre de 0,95 mg/l et une température avoisinant 13 °C.

● **Formation aquifère supérieure du Sable des Landes (*l.s.*).** Cet aquifère superficiel intéresse les faciès sableux de la formation de Castets et du Sable des Landes (*s.s.*). La base repose sur les argiles de la formation d'Onesse, ce qui l'isole, au moins localement, de l'aquifère inférieur d'Arenosse. Les courbes isopièzes sont très influencées par la topographie, ce qui traduit une alimentation par infiltration des eaux de pluie et un important drainage par les ruisseaux et leurs affluents qui modifient nettement la surface piézométrique. Comme pour l'aquifère sous-jacent, l'écoulement général de la nappe s'effectue d'Est en Ouest en direction de l'océan.

Dans la région d'Onesse-et-Laharie, cette nappe libre possède une transmissivité moyenne en pompage de $2,9.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, une teneur en fer total de 1,03 mg/l et une température de 14,5 °C. Il s'agit d'une eau de type bicarbonaté calcique, chloruré sodique, dont la résistivité est de l'ordre de 5 368 ohm.cm.

Ces eaux de surface, relativement chargées en fer, sont utilisées pour les besoins locaux dans les secteurs de Mézos et Saint-Girons-en-Marensin où le coefficient de perméabilité (coefficient de Darcy) varie de $1,8.10^{-4}$ à 4.10^{-5} .

Nappes des systèmes dunaires

Quelques niveaux aquifères perchés, alimentés par la pluviométrie, apparaissent localement et de manière temporaire à la faveur de petits horizons tourbeux inclus dans les édifices dunaires.

SUBSTANCES MINÉRALES ET EXPLOITATIONS

Peu de substances sont exploitées sur le territoire couvert par la feuille ; il existe néanmoins des gisements potentiels de matériaux dont des tourbes, des lignites, des sables extra-siliceux, des argiles et des micas.

Tourbes

Plusieurs indices de tourbes ont été mis en évidence sur le territoire couvert par cette feuille.

Ces accumulations tourbeuses sont le résultat de l'évolution d'associations végétales à l'abri de l'air, constituées de plantes hydrophiles phanérogames mais également de cryptogames tels que des mousses (sphaignes) ou des hépatiques, bien adaptés à ces milieux particuliers très acides.

La création et la croissance de la tourbière sont conditionnées par la présence d'eau qui s'accumule et stagne en amont de l'étang, sans grande différence de niveau entre l'été et l'hiver.

Les espèces végétales acidophiles sont caractérisées par des flores de bas-marais, avec des joncacées, des cypéracées et des graminées en ce qui concerne les strates herbacées et sous-arbustives, ainsi que des sphaignes et autres bryophytes dans la strate muscinale.

Ces petites tourbières portent l'empreinte d'actions anthropiques tendant à améliorer leur drainage, ce qui se traduit par un embryement massif et un début de colonisation par la flore arbustive, consécutifs à la modification du régime hydrique de la tourbière.

La teneur en cendres varie suivant l'évolution de la matière organique et s'échelonne d'environ 5 % pour les tourbes blondes à près de 30 % pour les tourbes noires. Quant à leur degré d'évolution, quantifié par le rapport carbone sur azote total, il varie de 40 à 70 dans ses valeurs extrêmes, montrant

en règle générale un matériau moyennant évolué. Le pH de l'eau de constitution est compris entre 4,2 et 6,0.

Les qualités de ces tourbes correspondent aux normes AFNOR (U 44 551 et U 44 051) concernant les supports de culture et amendements organiques.

Les différents indices se situent principalement dans le marais de Saint-Julien-en-Born en bordure du ruisseau du Courant, près de la gare de Mézos, ou en bordure du grand ruisseau d'Onesse où elles se présentent le plus souvent sous des faciès comparables à celles du marais de Saint-Michel-Escalus (feuille Soustons).

Lignites

Les premiers indices de lignite, définis après prospection sous le vocable de gisement de Mézos, ont été découverts lors des travaux de reconnaissance réalisés pour le levé de la feuille, près du lieu-dit Le Moulin-de-Labat en bordure du grand ruisseau d'Onesse.

À cet endroit, la couche ligniteuse, dont le toit se situe à la cote - 2 NGF, possède une épaisseur de 5 m. Le toit des argiles de la formation d'Onesse sus-jacente accuse, en ce point, une érosion de l'ordre d'une dizaine de mètres.

Ces accumulations ligniteuses, subparallèles, au nombre de trois dans les environs du secteur Onesse-et-Laharie-Mézos, ont une orientation sensiblement N 20° et une puissance comprise entre quelques décimètres et 12 m. Reconnues au Nord-Est de la feuille, ces dépôts se poursuivent au Nord sur les feuilles Sabres et Parentis.

Ces lignites, ultime terme coiffant la séquence de type Mézos, sont toujours recouverts par les sables bleutés argilo-micacés et les graviers de la séquence de type Onesse qui les ravinent le plus souvent (fig. 9 et 10).

Le lignite est constitué d'une pâte amorphe dans laquelle apparaissent de petits débris végétaux non encore réduits (mousses, bois fibreux,...).

Les analyses pratiquées en lumière réfléchie et fluorescence (P. Robert) montrent qu'il s'agit de charbons purs de la classe des lignites tendres, comparables à ceux d'Arjuzanx exploités par la centrale thermique d'EDF.

Les huminites (humocollinites et humotélinites) sont abondantes, les exinites sont très présentes et constituées de pollens, sporinites, liptodétrinite, fluorinite et chlorophyllinites, alors que les inertinites (sclérotés et inertodétrinites) sont rares. La partie supérieure apparaît plus riche en matériel hydrogéné.

Leur pouvoir calorifique inférieur sur brut est en moyenne de 2 200 thermies/tonne à 53 % d'humidité et leur résistivité moyenne de l'ordre de 60 ohm.m.

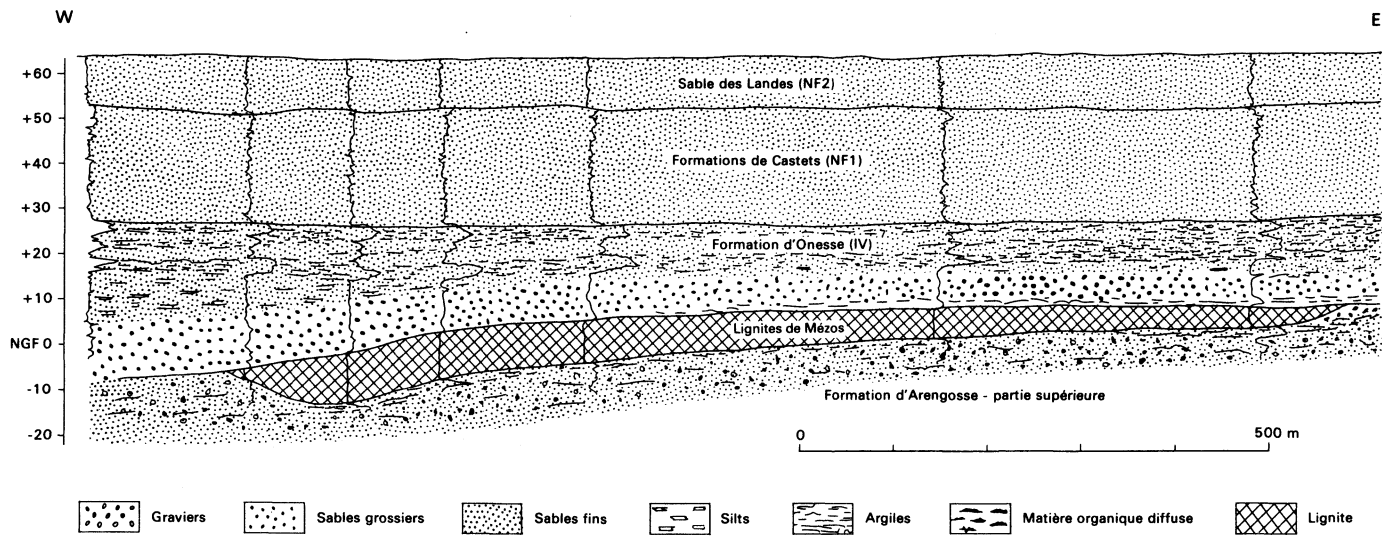


Fig. 9 - Exemple de coupe lithologique transversale au gisement de lignite de Mézos (J. Dubreuilh, G. Karnay, 1984)

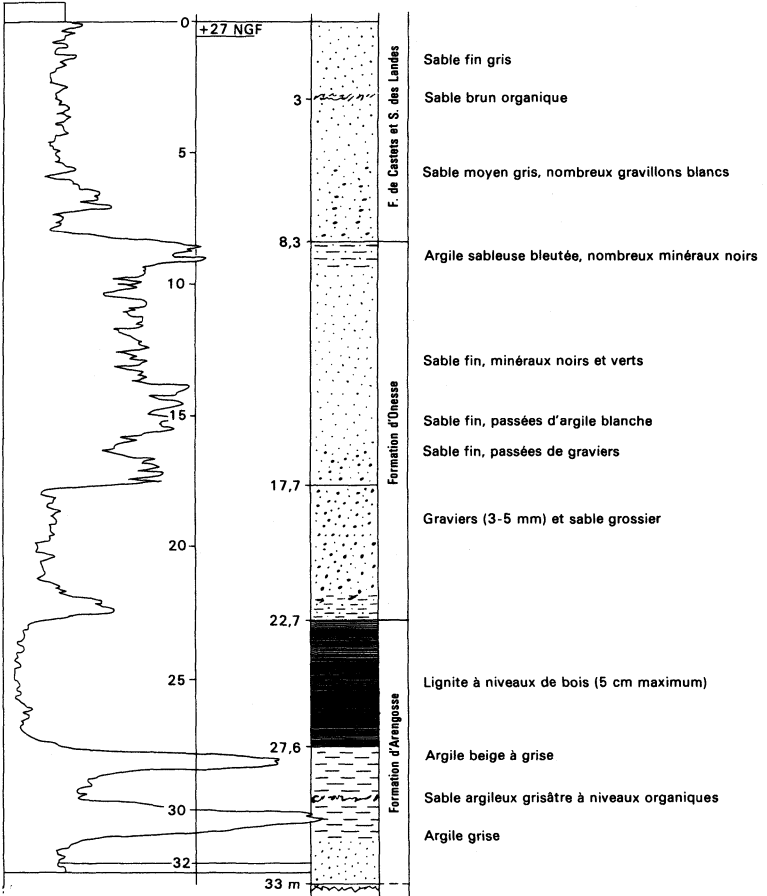


Fig. 10 - Exemple de forage ayant atteint les lignites de type Mézos

Le pourcentage de cendres sur sec s'établit autour de 10 % tandis que le soufre total sur sec évolue entre 2,5 % et 3 % environ. Les matières volatiles montrent un pourcentage sur sec de 47 à 50 % en moyenne et la teneur en carbone avoisine le plus souvent 60 %.

La comparaison avec les lignites d'Arjuzanx, actuellement exploités, montre que le taux de cendres de ces derniers est nettement supérieur (23 % en moyenne) à celui de Mézos, qui s'établit aux environs de 10 %. Le pourcentage de matières volatiles sur sec, ainsi que le taux de carbone sur sec, sont supérieurs à ceux enregistrés à Arjuzanx, conférant aux lignites de Mézos un pouvoir calorifique légèrement supérieur.

L'ensemble du gisement de Mézos reconnu a été divisé en plusieurs « taches » qui ont reçu des appellations particulières. Il s'agit, du Sud au Nord, des « taches » suivantes (fig. 11).

- Mézos-Sud : 26 millions de m³ (feuille Lit-et-Mixe) ;
- Onesse : 35 millions de m³ (feuilles Lit-et-Mixe et Sabres) ;
- Escource : 60 millions de m³ (feuille Sabres) ;
- Luë : 20 millions de m³ (feuille Sabres) ;
- Pontenx : 4 millions de m³ (feuilles Sabres et Parentis) ;
- Marlenx : 20 millions de m³ (feuille Sabres).

C'est 165 millions de m³ de lignites qui ont ainsi été reconnus entre les environs de Mézos au Sud et la région de Pontenx au Nord.

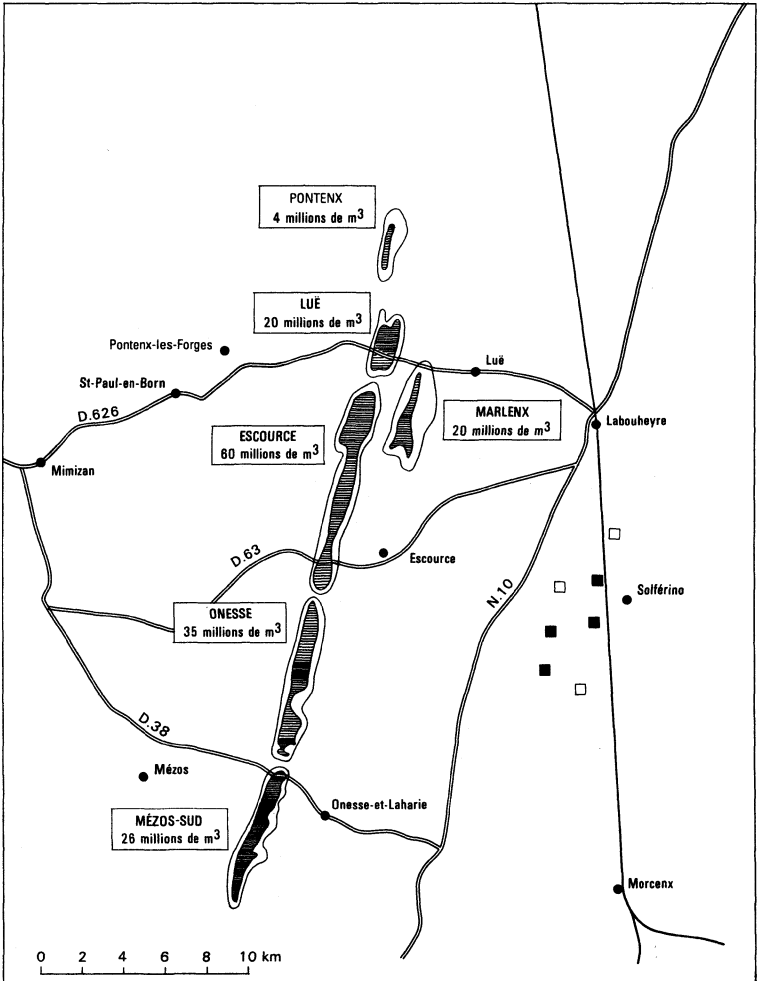
D'autres accumulations ligniteuses ont été mises en évidence dans les environs de Labouheyre et Solférino (feuille Sabres), entre les dépôts les plus orientaux d'Arjuzanx et ceux de Mézos à l'Ouest. Ainsi, plusieurs accumulations ligniteuses ponctuent les avancées du prisme de dépôt des formations fluviatiles au cours du Néogène et du Quaternaire.

Sables micacés

La formation d'Onesse, constituée de sables micacés, présente dans certains secteurs des accumulations importantes de micas blancs aluminopotassiques de type muscovite.


Sur la commune de Saint-Julien-en-Born, près du ruisseau du Courant, des analyses ont été réalisées sur ces matériaux sableux micacés, révélant une teneur en micas supérieures à 20 % du matériau brut. Il s'agit de sables fins et de silts très micacés à matrice argileuse verdâtre à gris-vert, dont le toit se situe à 13 m de profondeur (cote - 7 NGF) et le mur à une quarantaine de mètres (cote - 29 NGF). Les couches sablo-argileuses à fortes concentrations en micas, résultant de conditions très particulières de vannage, ont une puissance de 2 à 3 m et alternent avec des passées grossières constituées de sables et de graviers de quartz (10 à 20 mm) blancs, roulés. Les puissances cumulées présentant de fortes concentrations sont de l'ordre de 10 à 12 m.

L'aire de sédimentation de ces dépôts semble se situer dans une lagune protégée par un cordon sableux plus ou moins continu, édifié à la partie



LÉGENDE

Épaisseur du lignite

 de 12 à 4 m

 inférieur à 4 m

Indices de Solférino

 supérieur à 4 m

 inférieur à 4 m

Fig. 11 - Gisement de lignite de Mézos

occidentale de la feuille, grossièrement à l'aplomb des systèmes dunaires subactuels. Ainsi, plusieurs indices ont été rencontrés en forages près de Saint-Girons-en-Marensin, Lit-et-Mixe, Uza et Saint-Julien-en-Born au Nord.

La séparation des différents éléments par flottation révèle 22 % de micas, 18 % d'argile de type kaolinite et des feldspaths altérés associés, et 60 % de silice.

Ces micas pourraient constituer des produits de charges utilisables dans la fabrication de peintures spéciales, le revêtement des baguettes de soudure ou autres applications de type industriel.

Sables fins extra-siliceux

Les sables extra-siliceux (> 95 % de silice) existent principalement dans la formation de Castets (NF₁). Il s'agit de sables fins légèrement argileux (1 à 5%) bien classés, avec une médiane entre 0,25 et 0,30 mm, présentant plus de 20 % de grains émoussés-luisants témoignant d'un polissage en milieu aquatique.

Les isopaches de cette formation montrent des épaisseurs d'une vingtaine de mètres à l'Est d'une ligne passant par Saint-Michel-Escalus (feuille Soustons)—Saint-Girons-en-Marensin—Uza, le maximum d'épaisseur (30 m) se situant au Sud-Est de la commune de Saint-Girons.

Ces sables ont été autrefois exploités pour les besoins locaux de la fonderie, comme à Uza par exemple. Semblables à ceux exploités à Marcheprime (feuille à 1/50 000 Audenge), ils peuvent être employés en verrerie, en fonderie ou dans le bâtiment pour la confection des enduits. Quelques petites exploitations, le plus souvent ouvertes en bordure des vallées, servent actuellement aux besoins locaux, comme c'est le cas sur la commune d'Uza.

Minerai de fer ou « garluche »

La garluche, nom local donné à un grès quartzeux à ciment ferrugineux, a également reçu la dénomination de « pierre de Pissos » ou « pierre de Comensacq ». Ce matériau, employé dans la construction des maisons ou des édifices publics, a également été utilisé comme minerai de fer depuis le 13^e siècle. Cet horizon à concentration ferrugineuse a une épaisseur moyenne de 20 à 40 cm, il est le plus souvent horizontal et discontinu.

D'après N. Gourdon-Platel et P. Legigan (1985), ce cuirassement se développe dans la zone d'écoulement de la nappe au niveau des zones déprimées, à la faveur de l'oxygénation des eaux de la nappe phréatique.

Les analyses chimiques montrent un taux de fer compris entre 15 et 25 % de Fe₂O₃, l'alumine est faible (0,8 à 3,2 %), la matière organique est nettement inférieure à 1 %.

Sur le territoire couvert par la feuille, il existait des forges sur la commune d'Uza (lieu-dit Étang-de-la-Forge), du 13^e siècle jusqu'en 1930.

Le maximum d'exploitation du minerai de fer apparaît aux alentours de 1855-1860 où il atteint 25 000 tonnes, et c'est en fait sur toute la période allant de 1830 à 1870 que sera concentré l'essentiel de l'activité extractive.

Argiles

Les argiles bleutées de la formation d'Onesse ont jadis alimenté de petites tuileries, briqueteries et poteries pour la résine, comme ce fut le cas le long de la vallée située entre Onesse-et-Laharie, ou à Mézos et Saint-Julien-en-Born.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE D'EXCURSION GÉOLOGIQUE ET TOURISTIQUE

L'itinéraire, au départ de la RN 10, emprunte la départementale 38 vers l'Ouest à partir de Laharie en direction d'Onesse sur la feuille Morcenx à 1/50 000. La commune de Laharie, ancienne étape sur la route de Saint-Jacques-de-Compostelle, regroupée avec celle d'Onesse, offre quelques arrêts agréables sur les rives de la vallée du grand ruisseau d'Onesse au cœur de la forêt de pins. La route se poursuit en direction de Mézos, à travers les formations sableuses (NF2) éolisées du Sable des Landes. Quelques petits chemins forestiers permettent d'accéder à la vallée qui serpente au milieu d'une végétation luxuriante ; ainsi, il est possible d'atteindre le moulin de Labat ou non loin de là, de l'autre côté en amont du ruisseau, se trouve la fontaine de dévotion des Argileyres, réputée pour ses vertus curatives en ce qui concerne les maladies de la peau.

Après un retour sur la D 38, prendre vers l'Ouest la direction de Mézos par la D 63 où l'on pourra observer d'anciennes demeures à colombages et son église gothique fortifiée du 14^e siècle, construite avec des « pierres de garlu-che ». À partir de Mézos, prendre la D 166 en direction de la petite commune de Saint-Julien-en-Born à travers les épandages sableux de type Castets (NF1) et les dépôts sablo-argileux de la formation d'Onesse (IV) visibles en bordure des petites vallées affluentes du ruisseau du Courlis, prolongement occidental du grand ruisseau d'Onesse. Avant d'arriver aux abords de Saint-Julien, la route passe à proximité du château, d'allure médiévale, de Castetja. Il est rapporté que cette petite bourgade a dû déplacer son habitat de plusieurs kilomètres vers l'Est en raison de la progression des systèmes dunaires dont quelques reliques subsistent près des lieux-dits Couquillat et Le Grand-Pont, en bordure orientale de la grande zone des marais de Contis. Quelques témoins de l'occupation romaine y ont été recensés (poteries, monnaies, ainsi que les traces d'une ancienne voie).

À partir de Saint-Julien-en-Born, deux directions peuvent être prises, l'une vers le Nord par la RN 652 puis la D 41 pour se rendre à Contis-les-Bains où la route borde de manière agréable la partie septentrionale des

Tableau 2 – Coupes résumées des forages pétroliers.

Feuille Lit-et-Mixe	Indice BRGM	Z sol	Plioc.	Miloc.	Oligocène		Éoc. sup. moyen	Éoc. inf.	Paléoc.	Sénon.	Turon. Cénom.	Crét. inf.	Port. Kimm.	Oxford	Dogger	Toarc.	Pliens.	Siném.	Nott.	Trias sup.	Trias moy.	Trias inf.	Paléo zoïque	Série de base	Prof. finale
					sup.	inf.																			
Contis 1 (Cts 1)	923.2.1	+ 28	?	115	471		1 440	1 990	2 075	2 156	2 275	-	-	-	-	-	-	-	-	2 441	3 630	3 660	4 045	Dévonien	4 806
Frouas 1 (Fr 1)	923.6.11	+ 29	?	72	572	1 001	1 158	1 320		1 335		-	-	-	-	-	-	1 575		1 589	-	-	-	Trias sup.	1 609
Laborde 1 (Lbd 1)	924.5.16	+ 78	?	76	221	497	1 233	1 604	1 676	1 736	1 905	-	2 110	2 163	2 314	2 556		2 794		3 170	-	448	-	Trias inf.	4 522
Léon H 2 (LH 2)	924.8.1	+ 70	65 ?	100	270		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Oligocène	1 195
Léon F 5 (LF 5)	924.3.1	+ 20	?	100	405		1 110	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Éocène sup.	1 204
Lit-et-Mixe (LM 1)	924.6.1	+ 35	?	48	130		1 336	1 600	-	1 728	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1 955	-	-	-	Trias sup.	2 102
Mézos F1 (MF 1)	924.4.1	+ 37	?	106	248		-	-	-	?	852	-	-	-	-	-	-	-	-	893	977	993	-	Trias inf.	996
Mézos 2 (M 2)	924.3.2	+ 24	?	65	334		1 090	1 430	-	1 687	1 950	-	2 141	2 337	2 510	2 744	2 916	-	-	3 150	-	-	-	Trias sup.	3 266
Mézos 3 (M 3)	924.4.5	+ 47	?	60	210		825	1 185	-	1 363		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Crétacé sup.	1 715
St-Girons 1 (SGM 1)	924.6.12	+ 48	50	75	644		1 150	1 315	-	1 337		-	-	-	-	-	-	-	-	1 598	3 336	3 388	4 190	Carbonifère sup.	4 366

Les cotes données sont celles du toit des formations

marais, l'autre vers le Sud pour atteindre la petite commune de Lit-et-Mixe. Par la RN 652, après le lieu-dit Larroque, apparaît la vallée du ruisseau du Courant où affleurent quelques dépôts de tourbes brunes à blondes au droit de la zone plate des marais. Arrivé sur la commune de Lit-et-Mixe, où Lit était un ancien port intérieur comblé par les sables vers la fin du 18^e siècle, on apprend que cette bourgade abrita la commanderie de Saint-Jean-de-Jérusalem et servit de refuge aux pèlerins. L'église romane de Lit, restaurée au 19^e siècle, comportant trois nefs modernes, et la petite chapelle romane de Mixe valent bien un arrêt ; comme celle du Cap-de-l'Homy que l'on atteint en prenant la route D 83 vers l'Ouest jusqu'à l'océan qui, suivant la saison, pourra conduire à la baignade ou à l'observation des oiseaux de mer en quête de nourriture au niveau de l'estran.

Après le village de Mixe et sa petite chapelle, reprendre la D 652 puis, sur la gauche, la D 397 en direction de Linxe à travers les épandages NF₁ et NF₂. Plusieurs maisons anciennes à colombages peuvent attirer l'attention, ainsi que plusieurs châteaux d'inspiration Renaissance. L'église romane du 11-13^e siècle fortifiée au 19^e, permettra un arrêt culturel agréable, avant de reprendre la D 382 en direction de Vielle pour rejoindre par la D 652 la commune de Léon, les abords de son étang, et son courant chanté par de nombreux poètes.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles font l'objet du tableau 2.

BIBLIOGRAPHIE

ALVINERIE J. (1969) – Contribution sédimentologique à la connaissance du Miocène aquitain. Interprétation stratigraphique et paléogéographique. Thèse, Bordeaux, n° 218, 2 t., 404 p., 31 cartes, 60 fig., 16 pl.

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. 1987-1989.

BOILLOT G., MONTADER L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) – Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson édit.

BONIJOLY D. (1980) — Étude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. *Doc. BRGM*, n° 26, 303 p., 81 fig.

BREMONTIER N.T. (1797) — Mémoires sur les dunes et particulièrement sur celles qui se trouvent entre Bayonne et la pointe de Grave, à l'embouchure de la Gironde. Paris : Imp. de la République, 78 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 M. (1978) — Tectonique des plaques et Pyrénées. *Bull. Soc. géol., Fr. (7)*, t. XX, n° 5, p. 689-700, 7 fig.

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, p. 69-89, 16 fig.

DAGUIN F. (1948) — L'Aquitaine occidentale. Géologie régionale de la France V. *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. de Borda*, Dax, p. 55-64.

DUFOURCET E. (1877) — Quelques notes archéologiques et historiques sur le pays de Marensin. *Bull. Soc. de Borda*, Dax, t. 2, p. 345-359.

DUBREUILH J. (1971) — Étude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques. D.E.S., Bordeaux, 147 p., 30 fig., 2 pl. h.t.

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

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, nov. déc. 1975.

HUARD J. (1966) — Paléobotanique. 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. (1973) — Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignite néogènes des Landes (France). 5^e Congrès Néogène méditer., 1971, Lyon. *Mém. BRGM*, n° 78, t. 2, p. 509-512.

HUARD J., KLINGEBIEL A. (1965) — Recherches paléobotaniques et sédimentologiques sur les couches à lignite d'Arjuzanx (Landes). *Bull. Soc. de 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. expl. prod. Elf-Aquitaine*, 5, p. 681-699.

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

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

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

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

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

MATTAUER M. (1968) — Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* (2), XVIII, fasc. 1, p. 49-66.

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

MULLER L., ROGER P. (1977) — L'évolution structurale des Pyrénées. *Géol. alpine*, 53, p. 149-191.

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.

RICHARD P. (1986) — Étude structurale et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays-Basque français). Université d'Orléans.

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

SUBRENAT M. (1970) — Géomorphologie dunaire du littoral aquitain (région s'étendant du courant de Contis jusqu'à l'Adour). T.E.R. Inst. géogr. Bordeaux III, 86 p., 14 fig., 5 pl. phot.

THIBAUT C. (1965) — À propos de la pointe à cran solutréenne de Sabres (Landes) et des sables des landes de Gascogne. *L'Anthropologie*, t. LXIX, n° 3-4, 1965, p. 377-380, 1 fig.

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

VIGNEAUX M. (1950) — Sur l'Helvétien de la lande de Morcenx (Landes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1-2, p. 26-27.

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.

Autres publications consultées : H. Enjalbert (1960), A. Vatan (1948), M. Kieken (1973).

Carte géologique de la France à 1/80 000

— Feuille *Vieux-Boucau* (214), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J. Goguel (1965).

— Feuille *Sore—Contis-les-Bains* (203), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J. Goguel (1965).

— Feuille *Mont-de-Marsan* (215), 1^{ère} éd. par E. Jacquot (1888) ; 2^e éd. par J.J. Burger, J. Schoeffler, J. Dupouy-Camet, M. Vigneaux, L. Damesin, H. Feinberg (1966).

Carte géologique de la France à 1/50 000

— Feuille *Morcenx*, par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh (1990).

— Feuille *Soustons*, par J. Dubreuilh, G. Karnay, J.M. Bouchet (1991).

— Feuille *Parentis-en-Born*, par J.P. Platel (1991).

— Feuille *Sabres*, par J. Dubreuilh (1991).

Rapports de fin de sondages pétroliers : Lit-et-Mixe 1, Laborde 1, Saint-Girons-en-Marensin 1, Contis 1, Frouas 1, Mézos (F1, F2, F3), Léon (H2, F5).

Atlas géologique du plateau continental aquitain à 1/250 000 : Institut de géologie du bassin d'Aquitaine, BRGM.

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

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

Documentation BRGM recueillie au titre du Code minier.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire de l'ensemble 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 Docteur Albert Schweitzer, 33600 Pessac ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES

Microfaune : forage Laborde 1, P. Andreieff (BRGM) ;

Microflore : G. Farjanel (BRGM).

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Feuille Lit-et-Mixe à 1/50 000	Feuille Mont-de-Marsan à 1/80 000	Feuille Vieux-Boucau à 1/80 000	Feuille Sore à 1/80 000
Dz – Fz Dyb-d Dya		Ad	
Fy-z		a2 + m4	a2
NF1 ; NF2			
IV	A1S	A1S	

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1988 par Jacques DUBREUILH et Gabriel KARNAY, ingénieurs géologues au BRGM.

Présentation au CCGF : 30 juin 1989

Acceptation de la carte et de la notice : 6 mars 1990

Impression de la carte : 1991

Impression de la notice : novembre 1991