



LEMBEYE

La carte géologique à 1/50 000
LEMBEYE est recouverte par
la coupure CASTELNAU (N°228)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

Hagetmau	Aire-sur- l'Adour	Plaisance
Arthez-de- Béarn	LEMBEYE	Vic-en- Bigorre
Pau	Moriàs	Tarbes

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

LEMBEYE

par

G. KARNAY, B. MAUROUX, J.J. CHÂTEAUNEUF

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

G. KARNAY, B. MAUROUX, J.J. CHÂTEAUNEUF

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : KARNAY G., DUBREUILH J. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lembeye (1005). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Karnay, B. Mauroux, J.J. Châteauneuf (1998), 50 p.

pour la notice : KARNAY G., MAUROUX B., CHÂTEAUNEUF J.J. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Lembeye (1005). Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par G. Karnay, J. Dubreuilh (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2005-9

5014 - Les Presses du Val de Loire - Orléans - 08/98

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	8
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	16
DONNÉES STRUCTURALES	29
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	31
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	37
<i>CLIMAT</i>	37
<i>SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES</i>	37
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	39
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	41
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	42
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	42
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	43
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	43
AUTEURS	46
ANNEXES	47
<i>MICROFLORE DES ARGILES LIGNITEUSES DE SAINT-JAMMES</i>	
<i>COUPE GÉOLOGIQUE INTERPRÉTATIVE</i>	
<i>COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU SONDAGE VIC-BILH 1</i>	

RÉSUMÉ

La feuille Lembeye à 1/50 000 est située en Béarn, plus précisément dans le Vic-Bilh, pour l'essentiel en rive gauche du cours amont de l'Adour, lorsque ce dernier acquiert une direction S-N.

Depuis l'Est jusqu'à l'Ouest, le territoire de la feuille est successivement traversé par le Louet, le Larcis, le Léés, le Grand-Léés, le Gabas et le Luy de France. Leurs directions sensiblement parallèles sont dirigées Sud à Nord pour le Louet puis SSE-NNW pour les suivants. Ils forment ainsi une alternance de reliefs allongés (serres) et de larges vallées dissymétriques.

Le fond des vallées est rempli par les accumulations détritiques liées aux phases glaciaires du Quaternaire, qui ont disséqué les reliefs initiaux, et par les alluvions récentes des cours d'eau.

Des reliefs en lambeaux allongés et d'une puissance d'environ 150 m sont constitués de « molasses » d'âge éocène supérieur à miocène inférieur, sur lesquelles se sont déposés les Sables fauves, les Glaises bigarrées et les nappes fluviales du Pliocène. En profondeur, les molasses reposent en discordance sur la série mésozoïque à éocène du bassin d'Arzacq et des structures de Garlin-Maubourguet.

L'histoire géologique du secteur est dominée par la tectonique pyrénéenne dès le Jurassique terminal, avec la formation des bassins décro-extensifs d'Arzacq, de l'Adour et de Mirande. La subsidence importante au Crétacé inférieur dans le bassin d'Arzacq, s'estompe au Crétacé supérieur, alors que simultanément le bassin turbiditique (« sillon flysch ») s'accroît au Sud.

Après la phase paroxysmale de compression pyrénéenne, les dépôts « molassiques » post-tectoniques vont combler les dépressions encore existantes et une large partie du plateau continental de l'époque. Ce type de dépôt va persister jusqu'à la fin du Miocène inférieur. Après une courte transgression marine très littorale marquée par des faluns sableux d'âge miocène moyen basal à Sallespisse (feuille Arthez-de-Béarn), en relation avec le golfe de Lectoure, la sédimentation devient continentale et se poursuit avec le dépôt des Sables fauves (Miocène moyen), des Glaises bigarrées (Miocène supérieur) et des nappes fluviales pliocènes (Formation de Lannemezan *s.l.*).

Dès le Pléistocène inférieur terminal, un réseau structuré va profondément s'encaisser dans le substrat en déposant une succession de terrasses fluviales liées aux phases glaciaires du Quaternaire.

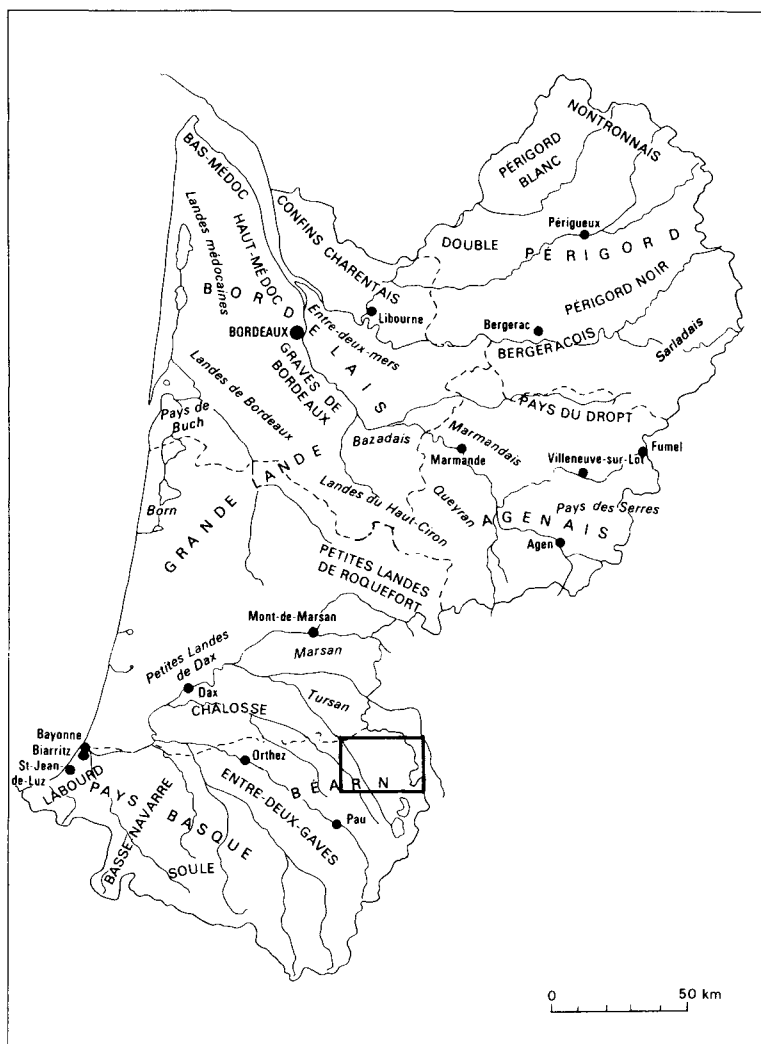


Fig. 1 - Situation géographique

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Lembeye (fig. 1) est située au cœur du Béarn, à la limite nord-est du département des Pyrénées-Atlantiques et déborde légèrement sur celui des Hautes-Pyrénées, à l'extrême Est de la feuille.

Le réseau hydrographique est caractérisé par des vallées subparallèles de direction SSE à NNW, généralement de forme dissymétrique, à pente douce en rive gauche et pente abrupte en rive droite, indiquant une évolution des cours vers le Nord-Est. Les rivières et ruisseaux se jettent en général dans l'Adour, largement en dehors des limites de la feuille.

L'essentiel de l'activité humaine est tournée vers le secteur agricole et la viticulture, se traduisant au niveau densité de population par une moyenne de 10 à 50 habitants par kilomètre carré.

En règle générale, les crêtes miocènes sont occupées par des prairies d'élevage, les plateaux pliocènes et les basses plaines par une polyculture céréalière, et les coteaux sont recouverts par un massif forestier naturel.

CADRE GÉOLOGIQUE

La géologie des formations affleurantes est relativement monotone, et le substrat « infra-molassique » n'est visible qu'en forage.

Les terrains molassiques affleurants (Éocène à Miocène) sont constitués d'argiles plus ou moins silteuses, carbonatées, à graviers, intercalées de niveaux carbonatés palustres et parfois lacustres d'aspect souvent grumeleux. Il existe également des niveaux à galets de quartzite dominants, agglomérés par un ciment calcaire plus ou moins sableux, formant de véritables poudingues. Ailleurs, les niveaux de galets deviennent rares et la matrice argilo-carbonatée domine.

Sur ces dépôts, on trouve localement les Sables fauves (Miocène moyen), puis les Glaises bigarrées (Miocène supérieur), et enfin les nappes fluviales d'âge pliocène.

Le reste de la feuille est occupé par les systèmes fluviales quaternaires structurés, d'âge pléistocène inférieur terminal à holocène.

TRAVAUX ANTÉRIEURS
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille à 1/50 000 Lembeye s'inscrit en totalité dans l'ancienne carte géologique à 1/80 000 Castelnau (n° 228).

De nombreuses études ont permis de préciser la stratigraphie des dépôts miocènes à quaternaires : M. Boule (1894) distingue la Formation de Lanne-mezan des molasses miocènes et des argiles « pontiennes ». F. Taillefer (1951) puis F. Crouzel (1956), H. Enjalbert (1961) et H. Alimen (1964) proposent des hypothèses d'évolution géologique des terrains plio-quaternaires, et H. Icole (1978) étudie les altérations des dépôts alluviaux quaternaires.

L'étude des gisements d'Orignac et de Capvern (Bugnicourt *et al.*, 1988 ; Huard, 1974 ; Huard et Lavocat, 1963 ; Sauvage, 1969) a permis de caler les dépôts du piémont pyrénéen avec ceux du complexe fluvial landais.

La cartographie de la feuille a été réalisée avec un objectif de corrélation avec les nappes fluviales du complexe landais et avec les épandages continentaux du piémont pyrénéen (Dubreuilh *et al.*, 1995). Les formations notées m-p et p sur les anciennes cartes, ont pu être dissociées suivant trois nappes à lithologie distincte.

En ce qui concerne les alluvions quaternaires, les terrasses ont été différenciées sur des critères lithologiques et corrélées avec les phénomènes marquants du complexe fluvial de la moyenne Garonne.

Des coupes lithologiques levées et interprétées avec l'aide de sondages effectués à la tarière ont permis de faire abstraction d'une partie des colluvions qui ont tendance à napper la plupart des coteaux. Très souvent, les colluvions d'épaisseur inférieure à 1,50 m n'ont pas été représentées.

La cartographie a bénéficié de l'apport des photographies aériennes des missions les plus récentes de l'Institut géographique national, en particulier pour la représentation des formations alluviales et des formations superficielles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Sur le territoire de la carte, quarante-huit forages de recherche et d'exploitation pétrolière sont répertoriés dans la banque de données du sous-sol du BRGM et ont été consultés. Aucun de ces ouvrages n'a recoupé les

dépôts paléozoïques, cinq d'entre-eux ont atteint le Trias et cinq autres la base du Lias, en particulier sur la structure de Garlin-Maubourguet.

Sur le champ pétrolier de Vic-Bilh, trente-et-un forages se sont arrêtés dans les calcaires et dolomies des formations de Mano et de Lons (Kimméridgien à Tithonien et Kimméridgien inférieur). Parmi les forages restants, trois ont atteint les calcaires d'âge aptien et albien, trois ont traversé les formations de Pilo et Jouansalles (Cénomaniens et Turoniens), et un forage s'est arrêté dans les Calcaires de Lasseube (Paléocène).

Paléozoïque

Les sondages les plus proches ayant reconnu les terrains paléozoïques sont situés au Sud et au Sud-Ouest de Pau.

Le sondage le Rouat 1 (Lrt 1 ; 1029-7-11) s'est arrêté à 5 118 m de profondeur dans 18 m d'argilites plus ou moins schisteuses, noires, légèrement silteuses et charbonneuses, à ptéropodes, attribuées au Dévonien.

Le sondage Bory 1 (Bor 1 ; 1029-7-9) a recoupé 74 m de dolomie cristalline noduleuse grise, gris-beige ou rosé, à joints d'argilite grise, gris verdâtre et rouge, ferrugineuse, à fissures et plages de dolomite cristallisée beige. L'âge de ces dépôts a été placé au sein du Carbonifère et plus précisément au Viséen.

Les terrains les plus anciens reconnus dans le forage Soust 1 (Sst 1 ; 1029-8-11) ont été attribués au Permien. De 5 603 m à 5 724 m, l'ouvrage a rencontré des alternances d'argilite silteuses rouge brique à lie-de-vin, et de grès fin à moyen brun-rouge à ciment argilo-siliceux, avec des passées de grès grossier et microconglomératique à éléments de dolomie, et vers la base des passées de conglomérat : galets quartzeux et quelques éléments d'anhydrite et de dolomie.

Trias

Seule la partie sommitale des dépôts triasiques a été atteinte sur la structure de Garlin.

Dans le forage Garlin 7 (G 7 ; 1005-3-4), le Trias est représenté de bas en haut par 7 m d'argile salifère entrecoupée de lits de sel, puis par 118 m d'argile azoïque parfois carbonatée, versicolore, légèrement sableuse ou dolomitique, pyriteuse, à passées d'anhydrite et d'argile rouge plastique à quartz bipyramidés.

Plus à l'Ouest, dans le forage Garlin 2 (G 2 ; 1005-2-1), les dépôts triasiques sont constitués par 19 m d'argile salifère et 145 m de brèches polygéniques fracturées, à ciment marno-dolomitique violacé, à passées d'ophite.

Lias

L'ensemble de cette série constitue la « Zone à anhydrite » et le « Lias dolomitique » des pétroliers, que l'on peut rattacher au bassin évaporitique hettangien.

Dans le forage Garlin 6 (G 6 ; 1005-2-3), la base du Lias est formée par 170 m d'anhydrite à passées de sel, de dolomie cristalline localement légèrement poreuse, de marne et de rares intercalations de calcaire oolitique.

Durant le Sinémurien et le Pliensbachien, la sédimentation devient franchement carbonatée, avec le dépôt de 60 m de dolomie finement cristalline à lits d'anhydrite, puis de 15 m de calcaire localement argileux, parfois dolomitique, à oolites et débris d'échinodermes.

À la fin du Lias, la plate-forme aquitaine est entièrement recouverte par la mer et la sédimentation est généralement caractérisée par des faciès marneux. Dans ce même forage, les dépôts sont constitués de bas en haut par 31 m de marne sableuse, pyriteuse, à passées de calcaire sableux avec localement des dolomies et des lits anhydritiques, à nodosariidés et débris d'échinodermes, puis 14 m de marne légèrement sableuse à débris filamenteux d'échinodermes.

Dogger

Acquise dès le Lias supérieur, la géométrie du Bassin aquitain est liée à la marge stable de direction N-S du proto-Atlantique, avec trois domaines bien différenciés (Curnelle et Dubois, 1986) :

- une plate-forme externe à sédimentation marneuse à l'Ouest ;
- une barrière oolitique littorale sensiblement N-S (Tarbes–Nérac–Marmande–Ribérac–Angoulême), d'une largeur de 15 à 55 km ;
- à l'Est, une plate-forme interne carbonatée, dépendante du haut-fond occitan, à sédimentation localement confinée (anhydrites du Comminges).

Cette structuration va perdurer jusqu'à l'Oxfordien.

Le territoire de la feuille Lembeye se situe à la limite entre le domaine de plate-forme externe et le domaine de plate-forme moyenne, dans la zone de barrière récifale proche du domaine marin ouvert.

Dans le forage Garlin 6, les dépôts classiques des « Calcaires à filaments » sont représentés par 90 m de calcaire et calcaire argileux à débris filamenteux, à rares pellets et quelques lithistidés, coiffés par 236 m de calcaire et calcaire argileux à filaments et débris d'échinodermes. Plus à l'Est, dans le forage Crouseilles 1 (CRS 1 ; 1005-3-9), le Dogger est constitué par 287 m de calcaire à microfilaments, de calcaire argileux à anhydrite et de calcaire wackestone à gravelles et glauconie.

Malm

• **Oxfordien.** Le Jurassique supérieur débute dans le dernier forage par 34 m de calcaire à gravelles, oolites et bioclastes, surmonté par 142 m de calcaire argileux, localement dolomitique, à glauconie, bioclastes et rares gravelles (« Formation de Baysère » des pétroliers). La formation, classique en Aquitaine, des « Marnes à ammonites » de l'Oxfordien supérieur n'a pas été rencontrée dans ce forage.

Vers l'Ouest, dans le forage Vic-Bilh 1 (VBH 1 ; 1005-2-7, cf. annexe) les « Marnes à ammonites » sont constituées par 171 m de calcaire mudstone argileux et de marne silteuse. Encore plus vers l'Ouest, le forage Garlin 101 (GLN 101 ; 1005-2-5) s'est arrêté dans 13 m de marne gris foncé à petits lits de calcaire mudstone-wackestone à pellets et spicules.

• **Kimméridgien–Tithonien.** Le Kimméridgien–Tithonien constitue l'essentiel des dépôts carbonatés du Jurassique, avec la trilogie bien connue en Aquitaine :

– « Calcaires de Cagnotte » ;

– « Calcaires de Lons » (Kimméridgien inférieur) ;

– « Dolomie de Mano » (Kimméridgien supérieur à Tithonien), coiffée sur le secteur de la feuille par la « Brèche de Garlin ».

L'ensemble représente 1 077 m de dépôts carbonatés dans le forage GLN 101, avec la succession lithologique suivante :

– Calcaires de Cagnotte : 214 m de calcaire mudstone-wackestone légèrement dolomitique et anhydritique ;

– Calcaires de Lons : 156 m de calcaire dolomitique et anhydritique ; 124 m de calcaire argileux et dolomitique à oolites ;

– Dolomie de Mano : 115 m de dolomie, calcaire dolomitique et anhydrite ; 62 m de dolomie cristalline souvent saccharoïde ; 94 m de calcaire dolomitique ; 216 m d'alternances d'anhydrite et de dolomie ;

– Brèche de Garlin : 96 m de dolomie cristalline à niveaux de calcaire mudstone-wackestone et anhydrite.

Crétacé basal

Les faciès de plate-forme interne apparus dès le Kimméridgien terminal

vont subsister jusqu'au Barrémien, malgré le passage à un système tectonique décro-extensif (phase néocimmérienne).

• **Berriasien.** Les géologues pétroliers ont rattaché à cet étage les formations des « Calcaires de Ger » et des « Argiles du gamma-ray ». Dans le forage Garlin 101, les Calcaires de Ger sont formés de calcaires à graviers et oolites sur une épaisseur de 46 m avec, au-dessus, 10 m d'argiles noires à brunes à gros quartz (Argiles du gamma-ray).

Latéralement (CRS 1), la base du Crétacé est représentée par les Argiles de Nay, constituées par 45 m d'argiles silteuses à sableuses parfois indurées et gréseuses.

• **Barrémien.** Les attributions stratigraphiques des niveaux généralement admis d'âge valanginien à barrémien ont été révisées sur la feuille Orthez (Henry *et al.*, 1989) et rattachées à l'unique Barrémien par la présence de choffatelles et de *Palaeodictyoconus* à la base, et d'orbitolines et *Nannoconus* au sommet. Ainsi, ont été rattachés à l'étage Barrémien, les « Calcaires à *Dictyoconus* » assimilés anciennement au Valanginien, ainsi que les « Calcaires à annélides » inférieurs et les « Argiles du latérolog », considérés comme hauteriviens.

Dans le forage GNL 101, le Barrémien est constitué par la succession suivante :

- Calcaires à algues : 133 m de dolomie et calcaire wackestone-packstone ;
- Calcaires à annélides inf. : 79 m de calcaire wackestone-packstone à annélides ;
- Argiles du latérolog : 25 m d'alternances d'argile grise et de calcaire dolomitique ;
- Calcaires à annélides sup. : 45 m de calcaire mudstone-wackestone localement graveleux à bioclastes et présence d'anhydrite.

Crétacé inférieur

À partir de l'Aptien, la plate-forme aquitaine, disloquée dès la fin du Jurassique, enregistre, dans sa sédimentation, deux zones à très forte subsidence : le bassin de Parentis et le bassin pyrénéen.

• **Aptien inférieur.** Ce sous-étage correspond au dépôt des Marnes de Sainte-Suzanne. Cette formation, très largement représentée en Aquitaine, est caractérisée au droit du forage GLN 101 par 308 m de marne grise silteuse intercalée de petits bancs de calcaire argileux légèrement glauconieux.

• **Aptien supérieur.** En Aquitaine, l'Aptien supérieur est généralement défini par l'apparition des faciès carbonatés souvent riches en rudistes.

Dans le forage Garlin 101, son faciès est celui d'un calcaire mudstone-wackestone argileux, devenant très argileux et renfermant des spicules de spongiaires, sur une puissance de 292 m (Formation de Clèdes inférieure).

Plus à l'Ouest, dans le forage Thèze 301 (Tz 301 ; 1005-1-2), l'Aptien supérieur (1069 m) est divisé en deux formations par les pétroliers :

- Formation de Brassempouy : 312 m de dolosparite beige clair veinée de dolomite, à passées de micrite dolomitique ; 40 m de micrite et microsparite beige clair à bioclastes ; 272 m de dolosparite beige ; 28 m de biomicrite beige parfois graveleuse et dolosparite ;
- Formation de Gaujacq : 61 m de micrite beige localement dolomitisée ou bioclastique ; 115 m d'alternance de micrite et microsparite beige à bioclastes et de dolosparite beige clair ; 241 m de dolomicrosparite à dolosparite beige clair.

D'une manière générale sur le territoire de la feuille, les dépôts caractérisent un domaine de plate-forme moyenne.

• **Albien.** Le schéma sédimentaire acquis à l'Aptien supérieur se poursuit durant l'Albien.

Dans le forage Garlin 101, l'étage est représenté par les formations de Geaune et de Coudures, avec de bas en haut les faciès suivants :

- Formation de Geaune : 81 m de marne grise sableuse et glauconieuse ; 198 m de calcaire argileux localement dolomitique ;
- Formation de Coudures : 31 m de calcaire mudstone à *Hedbergella*.

Plus à l'Ouest dans le forage Thèze 301, l'étage est caractérisé par les formations de Thèze, d'Assat et de Coudures :

- Formation de Thèze : 170 m de biomicrite beige à intercalations de dolomicrosparite et dolosparite blanchâtre fracturée ; 148 m de biomicrite et biomicrosparite beige localement silicifiée, à passées de marne grise silteuse ;
- Formation d'Assat : 367 m d'argile plus ou moins micritique, gris foncé, silteuse, pyriteuse ou ligniteuse, à rares passées de grès fin à ciment calcaire ;
- Formation de Coudures : 85 m de micrite et microsparite localement graveleuse à grains de quartz, rhomboèdres de dolomite et bioclastes, à intercalations de dolomie finement cristalline gris clair, à rares vacuoles et fines passées marneuses.

Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur forme une épaisse série carbonatée bien représentée sur l'ensemble de la feuille Lembeye.

• **Cénomaniens.** Les « Couches de Pilo » des géologues pétroliers constituent les faciès attribuables au Cénomaniens. Ce sont dans le forage Thèze 301, 157 m de micrite et microsparite beige, graveleuse à la base (sur 69 m), à bioclastes, puis 35 m de micrite légèrement argileuse à passées de marne silteuse.

Ces niveaux ont fourni une microfaune de préalvéolines, miliolines et cunéolines.

• **Turonien–Coniacien–Santonien.** C'est à ces étages que les géologues pétroliers attribuent la Formation de Jouansalles déposée en domaine de plate-forme interne.

Dans le forage Thèze 301, le Turonien est constitué par 68 m de calcaire fin beige clair, à rhomboèdres de dolomite, à bioclastes de bryozoaires, spongiaires, échinodermes, restes de nodosariidés et hedbergelles. Au-dessus viennent des calcaires micritiques à sparitiques beige clair à crème, localement graveleux, à rhomboèdres de dolomite, à miliolles, rotalidés, cunéolines et débris d'échinodermes, attribués au Coniacien–Santonien.

Dans le forage GLN 101, la Formation de Jouansalles est formée par 71 m de calcaire packstone-grainstone très graveleux, et à l'Est à Crouseilles 1, par 28 m de calcaire bioclastique, crayeux, beige à blanc, à rhomboèdres de dolomite.

• **Campanien–Maastrichtien.** Au Sénonien supérieur, la région de Lembeye enregistre le dépôt des « Couches de Pé-Marie » et des « Couches de Dumes » caractéristiques du Campanien et du Maastrichtien, avec la succession lithologique suivante dans le forage Thèze 301 :

– Couches de Pé-Marie : 230 m de micrite et biomicrite gris beige et beige blanchâtre à plages silicifiées, points de glauconie, silex blonds localement abondants, à pithonelles et spicules ;

– Couches de Dumes : 268 m de micrite grise localement argileuse, silteuse, ligniteuse ou glauconieuse, à plages silicifiées et silex.

À l'Est, dans le forage Crouseilles 1, le terme inférieur est constitué par 108 m de calcaire wackestone-packstone argileux, localement silicifié, à bioclastes et glauconie, et le terme supérieur par 156 m de calcaire glauconieux localement silicifié, de calcaire wackestone-packstone bioclastique et de calcaire argileux à glauconie et pyrite.

Paléocène

Dans le Sud de l'Aquitaine, le passage Secondaire/Tertiaire est généralement marqué par une formation de calcaire blanchâtre à plages rosées, d'âge danien, appelée « Calcaires de Lasseube ».

Dans le forage Crouseilles 1, cette formation est constituée par 151 m de dolomie cristalline parfois vacuolaire et de calcaire crayeux localement graveleux. Le reste de la série paléocène est composée de 167 m de calcaire mudstone crayeux, de calcaire packstone et de calcaire grainstone graveleux et bioclastique. À l'Est de la feuille (Thèze 301), le Paléocène se réduit à 27 m de biomicrite blanche, crayeuse à micrograveleuse.

Cette formation affeure au Sud de Pau entre Lasseube et Gan sous forme de calcaires plus ou moins argileux, gris blanchâtre, à petits filaments de

calcite, parfois d'aspect grumeleux, passant à des calcaires gris-beige puis blanchâtres à pâte fine et bancs souvent métriques. Les niveaux supérieurs montrent localement des plages rosées à saumon à interlits marneux verdâtres à rougeâtres. Les carrières fournissent de bonnes observations de couches contournées, de phénomènes de glissements synsédimentaires (slumps) et de karstifications localement intenses. Notons également la présence, dans les bancs calcaires, de stylolites et striolites de forme sigmoïde, à l'approche du chevauchement sous-pyrénéen septentrional (feuille Arthez-de-Béarn).

Ces niveaux ont fourni une macrofaune assez riche à *Nautilus danicus*, *Jeronia pyrenaica*, de nombreuses espèces de *Coraster*, *Echinocorys*, *Offaster*, *Galeaster* et d'abondantes lithothamniées. La microfaune est représentée à la base par *Globigerina daubjergensis*, *Globorotalia compressa*, et vers le sommet par *G. angulata*, *G. pseudobulloides* et *G. pusilla*.

Les spécialistes s'accordent à penser que l'âge de la formation, au Sud de Pau, débute au Danien et déborde sur le Thanétien inférieur (Plaziat *et al.*, 1975).

Éocène

Le passage Paléocène/Éocène inférieur n'est pas marqué par un changement brusque de faciès ; il est avant tout caractérisé par l'apparition franche et massive des nummulites à l'Ilerdien inférieur. L'Ilerdien est souvent représenté par une série monotone calcaro-argileuse, et le Cuisien par des dépôts argilo-sableux puis gréseux à nummulites vers le sommet.

Dans le bassin d'Arzacq, à l'Est de la feuille, la lithologie des terrains d'âge yprésien est franchement argileuse, avec des épaisseurs pouvant atteindre 665 m (Pomps 1 ; cf. Karnay, 1997). La faune est représentée par des restes de spicules, des globorotalidés, des globigérines et des radiolaires.

Dans le forage Thèze 301 la série éocène est constituée par la succession suivante :

- 167 m de marne grise à gris verdâtre, sableuse, à intercalations de micrite gris-beige, sableuse et de biomicrite beige clair localement graveleuse ;
- 110 m d'alternance de micrite et microsparite gréseuse beige clair à rares bioclastes et de marne grise sableuse ;
- 45 m de micrite argileuse gris blanchâtre, légèrement gréseuse ;
- 511 m d'argile grise, silteuse, ligniteuse et pyriteuse, à fines passées de grès gris moyen à grossier à ciment micritique ;
- 119 m d'alternance de grès moyen pyriteux à nummulites, d'argile grise et de sable moyen à grossier à nummulites (« Grès à nummulites ») ;

- 86 m de sable moyen à grossier, blanc rosé à translucide, à intercalations de lignite, de grès calcaire jaune à ocre et d'argile jaune-ocre (« Sables de Lussagnet ») ;
- 162 m d'alternance d'argile, de sable et de grès, et quelques niveaux de calcaire sableux à la base.

À l'Est de la feuille (Crouseilles 1), l'Éocène est plus réduit :

- 35 m de d'argile calcaire et marne sableuse, glauconieuse, d'âge yprésien ;
- 120 m de grès moyen gris clair à blanc, friable, à nummulites, pyrite, glauconie et de sable moyen à grossier à fins lits d'argile silteuse (« Grès à nummulites ») ;
- 150 m d'alternance d'argile silteuse grise, de sable moyen à grossier gris à translucide, de grès moyen gris à blanc, pyriteux et glauconieux, à ciment calcaire.

L'âge des sables continentaux de Lussagnet pose depuis longtemps problème aux spécialistes, en particulier à cause du diachronisme probable de la formation. Cependant, le dépôt de ces sables est attribuable à une fourchette de temps assez restreinte que les géologues pétroliers situent au Lutétien–Bartonien sur le champ pétrolifère de Vic-Bilh et entre la fin du Cuisien et la base du Lutétien, plus à l'Ouest, sur la feuille Arthez-de-Béarn.

TERRAINS AFFLEURANTS

Sur le territoire de la feuille Lembeye, l'observation à l'affleurement est souvent difficile en raison de la présence très fréquente d'altération superficielle, de colluvions ou dépôts de pente et de ruissellement issus des épanchages miocènes à pliocènes.

Tertiaire

Éocène à Miocène

e-mM. **Molasses argilo-sableuses jaunâtres à vert-bleu, carbonatées, à graviers et cailloutis.** Le bassin d'Arzacq constitue une dépression allongée d'une quarantaine de kilomètres, où se sont accumulés jusqu'à 1 500 m de dépôts continentaux. Il est difficile de donner un âge précis à ces dépôts de remplissage. Cependant, leur place dans la série sédimentaire, en particulier sur les bordures et là où sont conservées quelques inondations marines, permet de proposer l'Éocène supérieur, voire même la fin de l'Éocène moyen, pour le début de la sédimentation à caractère molassique. Les couches les plus récentes sont coiffées par les niveaux à faluns

d'âge langhien basal à Sallespisse (Karnay, 1997), et par les calcaires inférieurs de l'Astarac attribués au passage Burdigalien/Langhien près de Sombrun et Caixon (feuille Vic-en-Bigorre). Ceci positionne l'âge de la sédimentation molassique de la région de Lembeye entre la fin du Lutétien et la fin du Burdigalien.

Les molasses affleurantes sur le territoire de la feuille Lembeye peuvent pour une grande part être considérées d'âge miocène. En surface, les observations n'ont pu être faites qu'à la faveur de travaux routiers ou d'aménagements relativement importants, car les coupes sont vite altérées par les pluies et recouvertes par les produits de ruissellement (fig. 2).

Ces molasses sont constituées par une série monotone argilo-carbonatée, mais dans le détail on peut noter de nombreuses séquences de dépôt, avec une grande variété de faciès, des figures de chenalisation et de nombreux horizons rubéfiés. Le faciès dominant est une argile carbonatée souvent silteuse à sableuse, jaune, grise, verdâtre ou saumon à rougeâtre, à poupées calcaires jaunâtre clair, pulvérulentes ou indurées, localement très abondantes.

Dans ce faciès très largement représenté, viennent s'intercaler des lits d'argile chocolat à roux d'origine probablement pédogénétique, des sables moyens à grossiers, des graviers et des cailloutis polygéniques à éléments bien roulés parfois agglomérés, par un ciment carbonaté, en grès de couleur fauve ou en conglomérat (Conchez-de-Béarn, Cadillon, Arricau-Bordes et Crouseilles) d'épaisseur pouvant atteindre le mètre (e-mM(2)).

Des niveaux de calcaires palustres à lacustres (e-mM(1)) se développent au Nord-Est de la feuille près de Madiran et Soublecause, avec des faciès calcaires massifs d'aspect grumeleux, jaunâtres à verdâtres, souvent argileux et parfois d'aspect bréchique. La puissance de ces calcaires avoisine 15 m entre Madiran et la vallée de l'Adour, mais se réduit rapidement à quelques mètres à l'Ouest de la D 48, puis la couche devient discontinue et lenticulaire.

On retrouve ces bancs lacustres et palustres près de Villefranque, Lahitte, Monségur (voir coupe du château de Navailles, fig. 3), Momy, Lembeye, Crouseilles, Arricau-Bordes, Cadillon et Conchez-de-Béarn. Ces niveaux semblent se raccorder, vers l'Est, aux calcaires inférieurs de l'Astarac de la feuille Vic-en-Bigorre, dont l'âge se situe à la limite Burdigalien supérieur/Langhien basal.

Miocène moyen

m4. Formation des Sables fauves (Serravallien) : sables argileux jaune-ocre à cailloutis rubéfiés (0-35 m). La Formation des Sables

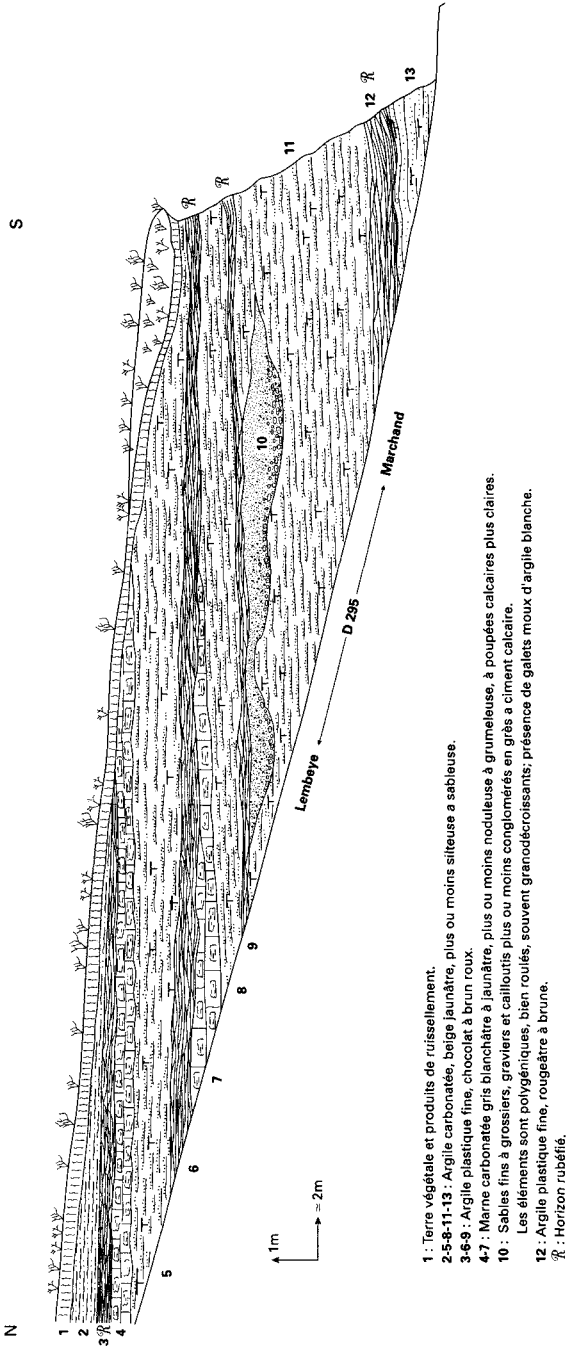


Fig. 2 - Affleurement de la D 295

fauves est constituée de sables fins à grossiers, souvent argileux, jaunes, blancs, vieux rose ou ocre, avec de petits graviers de 3 à 4 mm, quelques graviers et cailloutis de 30 à 50 mm ; aucune structure sédimentaire n'y a été observée. Très souvent rubéfiés, les sables contiennent de petites plaquettes ferrugineuses et des cailloutis gréseux totalement altérés et pulvérulents. On constate la présence de grands axes de surépaississement dans la formation, avec un développement des cailloutis et galets et un apparent surcreusement de la base correspondant à une chenalisation (fig. 4). Ce phénomène a été mis en évidence par J.P. Capdeville (1997) sur la feuille Hagetmau où ce phénomène est bien développé.

Vers l'Ouest (Karnay, 1997 ; Karnay *et al.*, 1986), des témoins d'incursions marines attribués au Serravallien s'intercalent vers la base de la formation.

Miocène supérieur

m5. Formation des Glaises bigarrées (Tortonien) : argiles plastiques blanches à rouges et grises à noirâtres, à débris ligniteux (0-30 m). La Formation des Glaises bigarrées conserve son faciès typique défini dans les Landes (feuille Morcenx) : aspect bariolé où se mêlent, sur une couleur de fond jaunâtre, des teintes vertes, bleues, grises, rouge brique, ocre et blanches. Les faciès proches des carbonates lacustres n'ont pas été rencontrés sur la feuille Lembeye, ni les intercalations sableuses et graveleuses de quartz blanc.

Le toit de la formation est caractérisé par une rubéfaction très intense matérialisée par des lisérés de couleur rouge vermillon à carmin, alternés de bandes blanchâtres kaoliniques parfois bien développées (Ouest de Lembeye).

Les analyses polliniques effectuées sur des échantillons ligniteux prélevés près de Lembeye n'ont pas permis d'attribuer un âge précis à ces argiles, mais les corrélations lithostratigraphiques les placent en équivalence de celles affleurant à Arjuzanx, datées par leur cortège sporo-pollinique et par la présence de *Dorcatherium* à la base de la formation (Huard et Lavocat, 1963).

En revanche, les argiles ligniteuses affleurant sur le territoire de la commune de Saint-Jammes, au Sud immédiat de la feuille Lembeye (1/50 000 Morlaàs), se sont révélées très fossilifères. Leur étude palynologique et un résumé des différentes interprétations biostratigraphiques données pour les dépôts à lignite des Landes sont présentés en annexe.

Les qualités physico-chimiques de ces argiles en ont fait un matériau de prédilection pour l'artisanat de la poterie, en particulier à l'époque gallo-romaine.

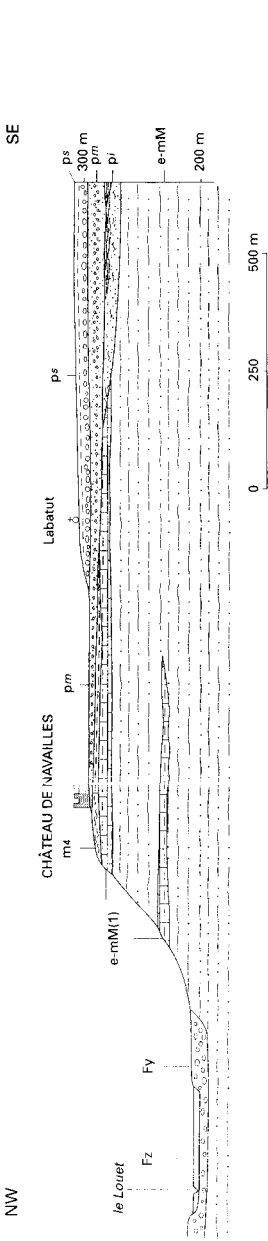


Fig. 3 - Coupe du château de Navailles

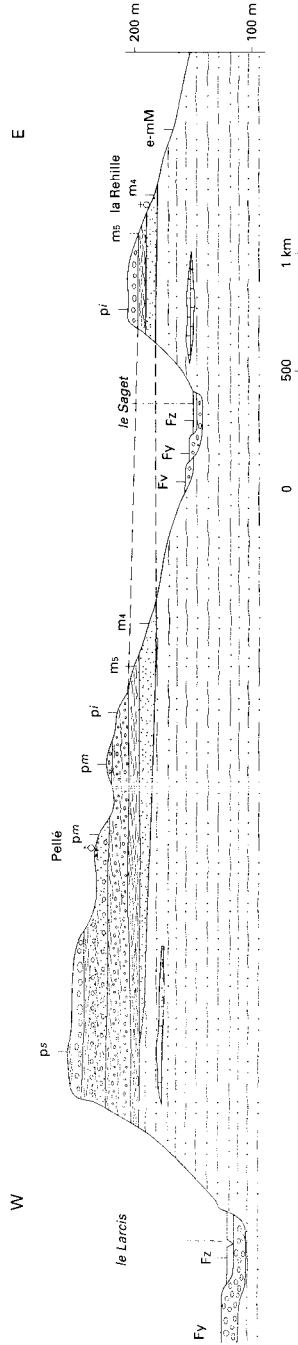


Fig. 4 - Coupe de Pellé - la Rehille (Nord Arrosés)

Pliocène

pi. Nappe alluviale inférieure. Gravier à matrice argileuse blanchâtre, à grandes marbrures rouges (20-30 m). La nappe inférieure des « argiles à graviers » repose principalement sur la Formation des Glaises bigarrées. La base de la nappe, relativement régulière, varie entre les cotes + 260 à + 270 NGF au Sud (Lucarré, Anoye, Simacourbe) et + 205 à + 225 NGF au Nord (Cadillon, Conchez, Arrosès : cf. fig. 4), soit une pente moyenne de 0,25 % à 0,3 %.

La série est constituée par deux séquences positives granodécroissantes avec, à la base, un cailloutis et des graviers généralement peu altérés, emballés dans une matrice argilo-sableuse blanchâtre. Localement, de grandes rubéfections de couleur carmin sont visibles vers le sommet des séquences.

Les éléments sont surtout représentés par des quartzites, du quartz, des lydienes parfois corrodées en surface, des schistes, des grès quartziques pourris et de rares calcaires ; leur taille dépasse rarement 5 cm avec une moyenne de 2 à 3 cm.

L'attribution stratigraphique de la nappe inférieure pose un sérieux problème du fait de l'absence d'élément de datation ; cependant, l'altération encore fortement marquée incite à penser que le dépôt aurait pu s'effectuer au Pliocène inférieur, voire pour partie au Miocène terminal.

pm. Nappe alluviale moyenne. Gravier et cailloutis rubéfiés ; matrice silto-argileuse jaunâtre crème (20-35 m). La nappe moyenne repose principalement sur la nappe inférieure sauf près de Labatut-Monségur où elle est directement au contact des Glaises bigarrées, ou même des molasses (cf. fig. 3).

Elle se différencie de la nappe inférieure par sa lithologie : les éléments, essentiellement constitués de quartzite et de quartz, sont bien roulés et présentent un cortex d'altération à patine claire bien spécifique. La taille des éléments est en moyenne de 4 à 5 cm (cailloutis), avec parfois quelques éléments de 7 à 8 cm emballés dans une matrice à graviers et sables argileux jaunâtre crème. La matrice, sablo-graveleuse vers la base, devient sablo-argileuse puis silto-argileuse vers le sommet.

L'épaisseur de la nappe diminue graduellement vers le Nord-Ouest avec une cote de base située vers + 280 à + 300 NGF près de Anoye et Lucarré, et + 230 à + 250 NGF près de Arrosès et Mont-Disse.

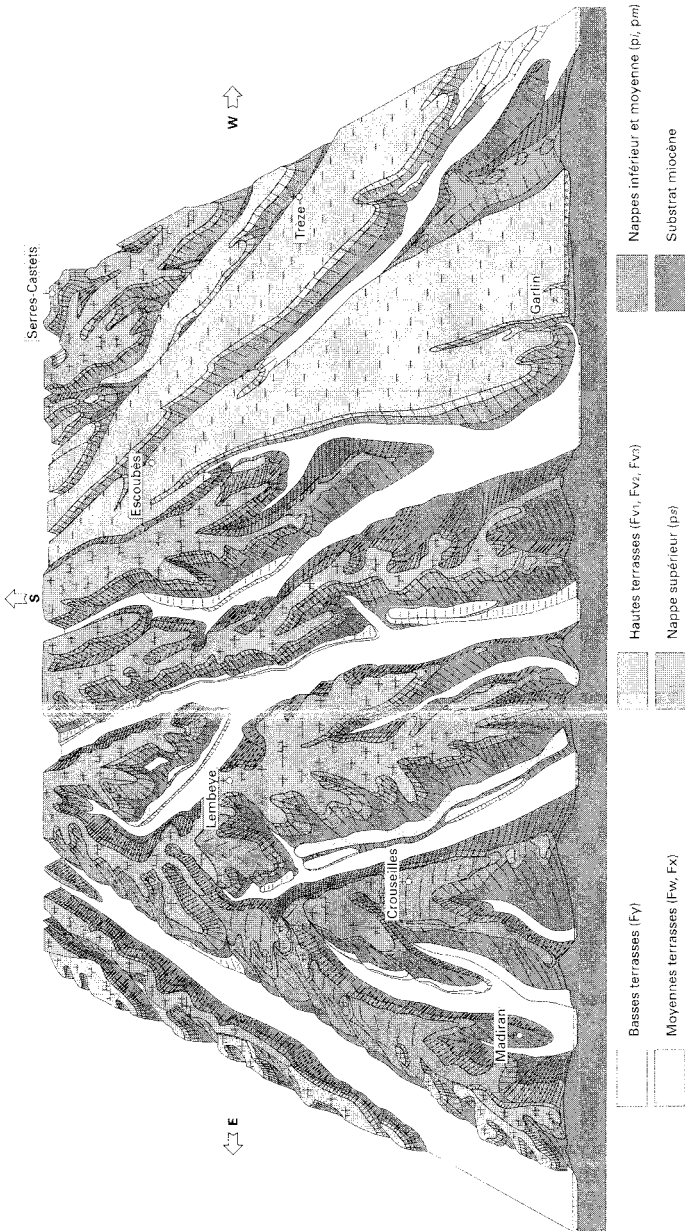


Fig. 5 - Schéma géomorphologique (vue depuis les Landes de Gascogne vers les Pyrénées)

Comme la nappe inférieure, elle est constituée par deux séquences gradodécroissantes marquées par un cailloutis basal. La base de la nappe moyenne alimente la plupart des ruisseaux des environs de Aurions-Idernes, Bassillon-Vauzé et Labatut.

Les éléments de datation font également défaut dans cette formation, mais l'altération semble nettement moins poussée et correspond plus volontiers à un contexte pliocène.

ps. Nappe alluviale supérieure. Galets et cailloutis polygéniques ; matrice sablo-argileuse rubéfiée (0-25 m). La nappe supérieure à galet n'est bien représentée que dans l'Est et l'angle sud-ouest de la carte, et constitue en général le dépôt ultime des plateaux.

Les éléments sont allongés, à surface rugueuse, de taille moyenne 10 cm, mais peuvent atteindre 20 à 30 cm. Ils sont constitués de grès quartziques (68,3 %), schistes métamorphiques (18,1 %), quartz (13,6 %) mais pas de lydiennes, et sont fortement altérés : les granites sont totalement arénisés. La matrice, peu représentée, est constituée d'argile jaunâtre à rougeâtre saumon, à débris de roches diverses.

À l'inverse des nappes précédentes, les dépôts ne semblent pas s'organiser en séquences, mais leur sommet est souvent recouvert par une pellicule parfois métrique de limon argilo-sableux occultant toute observation.

Comme pour les nappes précédentes, l'attribution stratigraphique n'est étayée par aucune datation précise et correspond plutôt à des corrélations de faciès et de géométrie des dépôts : c'est le prolongement septentrional de la nappe de Maucor réputée d'âge pliocène terminal. Cette nappe pourrait cependant constituer, dans le secteur de Lamayou, une partie de la Formation de Lannemezan *s.s.*, caractérisée par ses galets à patine bien lisse, beige et en forme de prisme arrondi.

Quaternaire et formations superficielles

Formations alluviales

Fv1, Fv2, Fv3. Terrasses en trois générations, à gros galets sphéroïdes à facettes, peu altérés et matrice sablo-argileuse plus ou moins rubéfiée (Pléistocène inférieur terminal : Günz) (20-30 m). L'apparition de la phase froide du Pléistocène inférieur terminal (Günz), marque, en Aquitaine, l'édification des premières terrasses appartenant à un réseau fluvial structuré. Ces terrasses constituent des replats bien marqués qui s'inscrivent dans la morphologie (fig. 5).

On peut distinguer plusieurs générations de terrasses issues *a priori* du même glacier (glacier de Lourdes ?), avec des lithologies très semblables.

La terrasse qui semble la plus ancienne (Fv₁), très disséquée, est visible à l'Est de la feuille près de Lamayou, Labatut, Lahitte, Villefranque, Hagedet, Soublecause et Priéllé. Les cotes de base du dépôt varient de + 315 NGF au Sud à + 235 à + 240 NGF au Nord, soit une pente d'environ 0,4 %.

La surface alluvionnaire se situe entre + 328 NGF au Sud et + 246 NGF au Nord, soit à 100 m d'altitude par rapport à la basse vallée de l'Adour près de Priéllé.

Dans la partie ouest de la carte, un deuxième système de terrasses alluvionnaires (Fv₂) s'est incrit dans le substrat mio-pliocène : ce sont les surfaces de Escoubès-Garlin, Barique-Thèze et Saint-Armou-Astis.

Les surfaces de Garlin et Thèze (prolongement de la surface de Boucoué sur la feuille Arthez-de-Béarn) semblent se réunir près de Claracq pour ne former qu'un seul édifice fluvial d'altitude 290 m à 295 m au Sud et 200 m à 205 m au Nord, soit une pente d'environ 0,45 %.

Plus en amont, cette terrasse se poursuit près de Limendous (feuille Morlaàs) et Loubajac (feuille Lourdes), et semble recouper la terrasse précédente en léger contrebas à l'Est de Luquet. Près de Loubajac, les alluvions viennent buter sur le complexe morainique frontal du glacier de Lourdes.

La surface d'Astis (Fv₃) qui prolonge vers l'amont celle de Séby (feuille Arthez-de-Béarn), s'observe en rive gauche du Luy de France jusqu'à Morlaàs et Andoins (feuille Morlaàs) où elle est recoupée par une terrasse plus récente qui se développe au Nord de Pau dans la lande de Pont-Long.

Tout le long de leurs cours parallèles, les surfaces de Thèze-Garlin et Astis gardent un écart d'altitude très constant de l'ordre de 10 m. Les pentes des deux surfaces sont équivalentes et la puissance des dépôts peut être estimée à environ 20-25 m pour la terrasse d'Astis, et de l'ordre de 30 m pour la terrasse de Thèze-Garlin. Leur altitude par rapport à l'Adour est de l'ordre de 80 m et 90 m.

Plusieurs affleurements permettent d'observer en partie le matériel alluvial de ces terrasses : les galets sont généralement bien roulés en forme de prisme arrondi, et leur taille moyenne se situe vers 20 cm, avec quelques éléments atteignant 30 à 40 cm.

Les galets de quartzite présentent en général une altération superficielle de quelques millimètres avec une patine lisse assez claire ; par contre les schistes métamorphiques et granites sont fortement altérés et peu représentés. Les quartz ne semblent pas être marqués par les phénomènes d'altération.

La nature pétrographique des galets se répartit de la façon suivante : quartzite 98,2 %, quartz 1,5 %, granite 0,3 %.

La terrasse d'Astis, plus récente, semble s'enrichir en galets de granite mais ils sont souvent désagrégés et de nombreux réduits à l'état de fantômes (cf. feuille Morlaàs). La matrice à dominante argileuse avec passées sableuses et silteuses parfois micacées est souvent rubéfiée en larges plages ou grandes flammes à dominante de rouge, ocre, fauve et saumon sur un fond grisâtre clair parfois bleuté.

Cette terrasse se rattache aux nappes de Limendous et du Camp-du-Ger (feuille Morlaàs) et semble constituer l'équivalent des cailloutis ultimes du plateau de Lannemezan avec une partie des épandages notés ps (Formation de Lannemezan *s.s.*).

Fw. Terrasse à galets, cailloutis, et matrice argileuse rubéfiée (Pléistocène moyen ancien : Mindel) (5 à 8 m). Les phases froides du Pléistocène moyen ancien sont responsables de l'édification d'une terrasse fluviale en général bien développée dans le piémont béarnais. Cette terrasse semble se raccorder en amont aux édifices morainiques et aux dépôts fluvio-glaciaires associés du glacier de Lourdes, et se suit nettement dans la morphologie depuis les environs de Lourdes jusqu'à la vallée de l'Adour près de Dax où elle s'ennoie dans la terrasse précédente.

Ce niveau de terrasse est peu représenté ; cependant on le rencontre au Sud de Serres-Castets, le long de la vallée du Louet et en rive gauche du Gabas, où il est matérialisé par un replat d'érosion.

Le matériel est constitué de galets bien roulés, altérés, noyés dans une matrice hétérogène à dominante argileuse et lentilles sableuses, souvent altérée. Quelques affleurements sur les feuilles voisines montrent des galets de taille moyenne (15 à 20 cm) de quartzite bien conservé (42 %), de schiste (31 %), de granite (23 %) très altéré et quelques grès, quartz et roches métamorphiques et volcaniques (1,7 %). La nature pétrographique de ces alluvions se différencie des précédentes par la disparition complète des quartzites à surface plus ou moins rugueuse de type Lannemezan et par la présence significative de granites.

La puissance des dépôts peut être estimée à 5-8 m et la pente générale du replat alluvionnaire à 0,3 %.

L'encaissement général par rapport à la terrasse précédente est bien marqué dans la morphologie : 80 m en contrebas de la terrasse de Hagedet, soit à une hauteur relative de 20 m par rapport à la basse terrasse de l'Adour. L'étagement avec la terrasse du Pléistocène inférieur terminal est visible au Sud-Est de la feuille entre Serres-Morlaàs et Soumoulou (feuille Morlaàs).

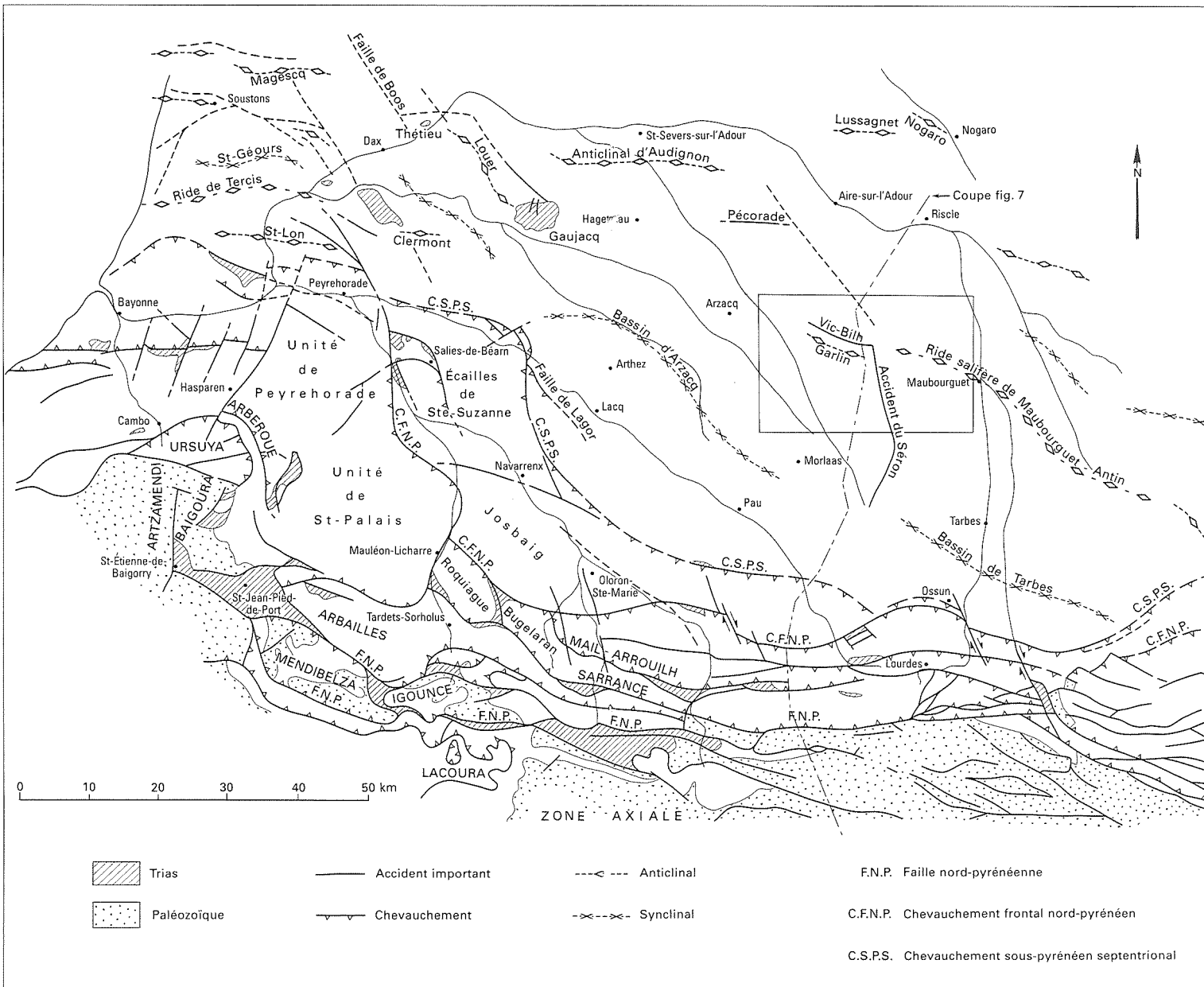


Fig. 6 - Cadre structural

Ce niveau de terrasse est plus connu au Nord de Pau sous l'appellation « nappe de Pont-Long ».

En Bigorre, les découvertes d'ossements et d'industries humaines placent le dépôt de la nappe de Pont-Long en équivalence avec la glaciation du Mindel (Alimen, 1964), alors que sur la feuille Dax, C. Thibault (1970) attribue apparemment la même terrasse à la période Riss, du fait de la présence d'un niveau d'argile basal daté de l'interglaciaire Mindel-Riss près de Hinx. Comme sur la feuille Tartas, les différentes terrasses anté-rissiennes de l'Adour ne semblent pas marquées par un talus dans la morphologie, mais constituent un vague glacis ne permettant pas de tracer des limites de terrasses pourtant reconnues par sondage. Ainsi donc, sur les feuilles Dax et Orthez, les terrasses attribuées d'après leur morphologie au Riss, doivent être pour une grande part le prolongement de la nappe des alluvions déposées pendant la glaciation attribuée au Mindel par H. Alimen (1964).

Fx. Terrasse à galets, cailloutis et matrice argilo-sableuse plus ou moins rubéfiée (Pléistocène moyen récent : Riss) (10 m environ). Cette terrasse alluvionnaire est peu représentée sur la feuille Lembeye. On la rencontre dans les vallées du Gabas et du Louet, marquée de façon discrète dans la morphologie car liée à des vallées d'importance secondaire.

Les affleurements montrent des cailloutis bien roulés, dans une matrice sablo-argileuse jaunâtre à fauve, parfois rougeâtre, à une altitude relative de 15 m.

La nature pétrographique des éléments se distribue de la façon suivante : quartzites 42 %, granites 40 %, schistes 11 %, quartz 2 %, calcaires 2 %, et divers 3 %. Les granites sont encore bien altérés mais cohérents et représentent une proportion importante du stock de galets.

Fy. Terrasse à gros galets, cailloutis à granite sain et matrice sableuse (Pléistocène supérieur : Würm) (5-20 m). Les alluvions déposées lors de la dernière phase glaciaire sont caractérisées par l'absence d'altération des éléments et de la matrice. La pétrographie des galets est dominée par la forte proportion de granites ou de schistes, une présence significative des calcaires, et une disparition des quartzites sauf remaniement des stocks précédents.

La surface alluvionnaire, plane et régulière, domine le lit de l'Adour de 5 m et enregistre une pente de 0,125 % dans cette vallée ; elle atteint plus de 0,5 % dans celle du Louet.

Fz. Alluvions récentes et actuelles indifférenciées (Holocène) (0,5-3 m). Les dépôts holocènes sont principalement constitués par une reprise des

éléments locaux (quartzites) noyés dans une matrice sablo-limoneuse grisâtre à brun-jaune. On ne peut pas distinguer les dépôts correspondant au maximum de transgression du Flandrien (période Atlantique) de ceux déposés postérieurement.

Les atterrissements sont en général peu épais, et forment une pellicule de 0,5 à 1 m de limons argilo-sableux, gris à noirâtres, 3 à 5 m en contrebas de la surface de la terrasse wurmienne.

Dans le lit actuel, les alluvions sont typiquement pyrénéennes et constituées de galets emballés dans une matrice généralement sableuse.

FC. Alluvions et colluvions de fond de vallée et cônes de déjection associés (0,5-3 m). Ces alluvions et colluvions argilo-sableuses plus ou moins reprises par les différents ruisseaux sous forme d'alluvions, se présentent sous quelques centimètres à localement plusieurs mètres, dans les vallons temporairement secs et leurs cônes de déjection associés.

Il s'agit le plus souvent de dépôts argilo-silteux à sableux jaunâtres à brunâtres, à graviers et cailloutis parfois abondants lorsque les nappes d'âge pliocène sont en proche amont.

Formations colluviales

CF. Colluvions et dépôts de versant (0,5-5 m). Ces colluvions sont bien représentées sur l'ensemble du territoire de la feuille : série molassique, dépôts mio-pliocènes et talus de terrasse. Elles sont particulièrement développées dans la vallée du ruisseau de Larcis, du Léés, du Grand-Léés.

Il s'agit de matériel de nature assez variée, directement dépendante des formations dont il est issu (molasses, nappes pliocènes, alluvions) mais qui se présente le plus souvent comme un mélange argilo-silteux à argilo-sableux avec présence plus ou moins importante de cailloutis et de graviers divers, et présence de petits nodules d'oxydes métalliques.

L'épaisseur de ces colluvions varie de 0,5 m à 1 m mais peut localement atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Sur la carte, elles n'ont pas été figurées lorsque la nature du substrat était connue à faible profondeur.

DONNÉES STRUCTURALES

L'essentiel de l'architecture des terrains de la feuille Lembeye est directement lié à la structuration des Pyrénées. La carte d'ensemble (fig. 6, en pages centrales) fait apparaître quatre grands domaines structuraux :

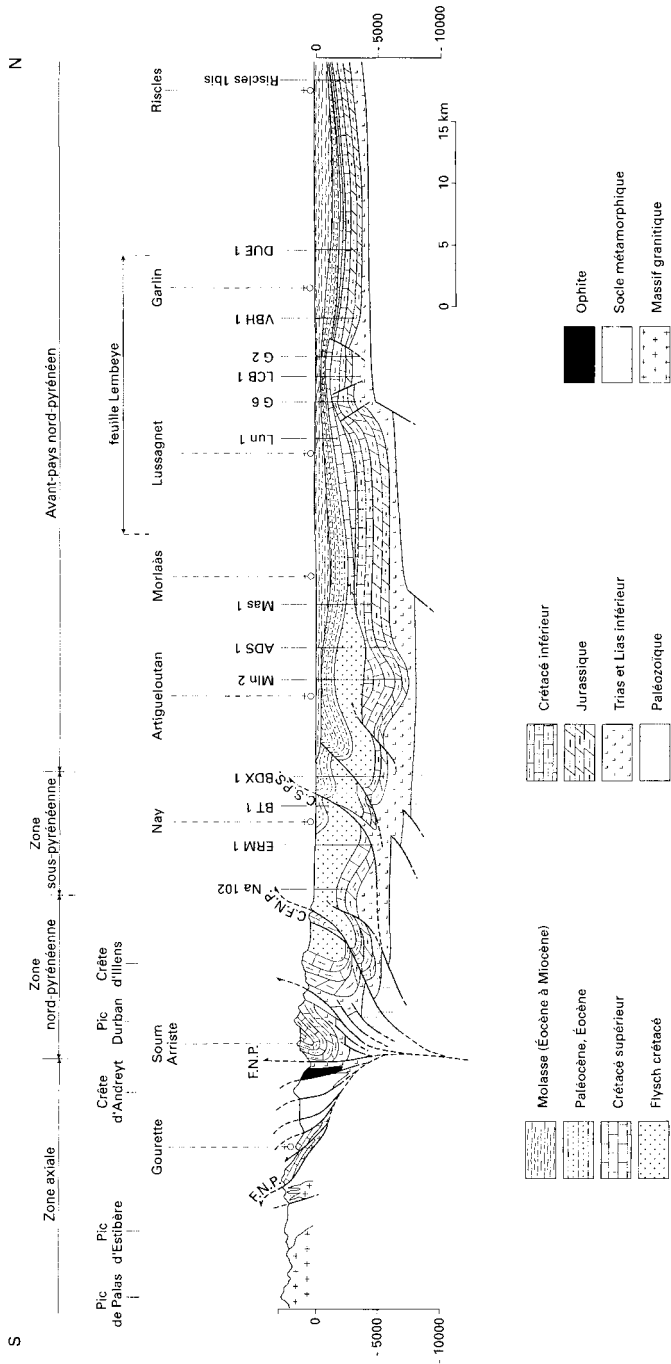


Fig. 7 - Coupe schématique Sud-Nord de l'Aquitaine méridionale

– une vaste zone d’affleurement de matériel ancien paléozoïque correspondant aux régions frontalières et appelée *zone primaire axiale*. Cette zone axiale porte l’empreinte des déformations propres au cycle varisque, en particulier, les plis et fractures dirigés N110.

Sur son bord septentrional, la haute chaîne primaire est délimitée par la *faille nord-pyrénéenne* (F.N.P.). Cet accident important, bien marqué et sub-vertical à l’Est de la haute vallée d’Aspe, semble se scinder en plusieurs segments dans la zone d’ennoiement de la chaîne primaire, qui délimitent des massifs paléozoïques (Igouze, Mendibelza) et présentent souvent un caractère chevauchant à vergence sud. C’est dans le prolongement en profondeur de cet accident que se situent les épïcêtres des séismes ;

– entre la zone axiale et le *chevauchement frontal nord-pyrénéen* (C.F.N.P.), la *zone nord-pyrénéenne* est constituée d’une succession de synclinaux et de plis faillés de terrains mésozoïques parfois transformés par des phénomènes métamorphiques (marbres) ou injectés de matériel mantellique (lherzolites, ophites,...) ;

– la *zone sous-pyrénéenne*, comprise entre le chevauchement frontal nord-pyrénéen et le *chevauchement sous-pyrénéen septentrional* (C.S.P.S.). C’est une zone de terrains turbiditiques d’âge crétacé supérieur qui, avec ceux de l’Éocène inférieur, sont agencés en plis réguliers déjetés ou légèrement déversés vers le Nord (fig. 7) ; en profondeur, le Trias salifère est à l’origine de dysharmonies impliquant des phénomènes de diapirisme et de décollement de couverture ;

– au Nord du chevauchement sous-pyrénéen septentrional, l’*avant-pays nord-pyrénéen* est structuré en dômes (Lacq, Garlin, Audignon, Louer) et bassins (Arzacq, Tarbes,...). Ces structures, essentiellement issues de phénomènes d’halocinèse, se sont révélées très intéressantes pour leurs potentialités en hydrocarbures (Lacq, Vic-Bilh, Meillon, Pécorade,...).

Le territoire de la feuille s’inscrit dans le domaine de l’avant-pays nord-pyrénéen, dans un domaine relativement éloigné du chevauchement sous-pyrénéen septentrional. Les structures importantes sont l’accident du Séron, la ride salifère de Maubourguet–Antin et l’anticlinal faillé de Garlin–Vic-Bilh.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

À la fin de l’orogénèse hercynienne, le socle paléozoïque est affecté durant le *Permien* par d’importants décrochements qui vont conditionner la structuration ultérieure de l’Aquitaine. Dès la fin du Permien, le bâti paléozoïque subit les effets d’une distension donnant naissance à des petits bassins en demi-graben, limités par des accidents à rejeu normal de direction N30 à N60 (faille de Toulouse–Villefranche).

Ces bassins fortement subsidés montrent au cours du *Trias* une organisation des dépôts guidée par le cadre morphostructural (Curnelle, 1983) :

– à la base, près des reliefs actifs, des dépôts de type cône alluvial (conglomérats) passent latéralement à un milieu de plaine alluviale à chenaux fluviatiles (grès, siltites), puis à un milieu évaporitique de type sebka (argiles silteuses, dolomitiques et anhydritiques) ;

– une série évaporitique dépassant 1 500 m dans le Sud-Ouest du bassin, de type playa, avec dolomie basale (« Dolomie de Sébastopol »), un complexe salifère à halite dominante, à intercalations d'argiles et d'anhydrite, et intrusions d'ophites vers le toit ;

– une série dolomitique (« Dolomie de Carcans ») caractérisant un stade post-évaporitique d'âge rhétien à hettangien, suivant une disposition concentrique.

La présence d'accidents actifs, d'ophites et l'enregistrement de fortes subsidences au Sud de l'accident nord-aquitain (accident celtaquitain), tendent à confirmer l'hypothèse généralement admise d'une extension continental triasique (rifting ; Boillot *et al.*, 1984). Le Bassin aquitain s'organise selon une direction WNW-ESE entre les accidents pyrénéen et celtaquitain ; il communique probablement avec le domaine de la Téthys par la Catalogne (Curnelle et Dubois, 1986).

Durant le *Lias inférieur*, la sédimentation de caractère argilo-évaporitique montre une polarité différente de celle du Trias, avec à l'Est une zone haute, le môle occitan, alignée le long de la faille hercynienne de Villefranche, et à l'Ouest un bassin subsidé évaporitique centré sur l'actuelle Grande-Lande, Chalosse et Nord du Béarn.

La zone haute est soulignée par la présence de brèches et de formations détritiques d'épaisseur réduite, alors que le bassin recueille des dépôts alternés à dolomie, anhydrite et sel sur des épaisseurs pouvant atteindre 800 à 900 m. Cette période caractérise le déclin de l'extension continentale et le passage à un régime flexural, avec le début de la différenciation d'une vaste plate-forme (plate-forme aquitaine) séparant les domaines marins permanents atlantique et mésogéen.

Dès la fin du *Lias inférieur*, l'inondation progressive du paysage évaporitique va être marquée par le dépôt de faciès de barrières calcaires oolitiques et bioclastiques.

Au cours du *Lias supérieur*, la transgression marine s'accroît sur la plate-forme aquitaine, qui sera le siège d'une sédimentation marneuse au Toarcien.

Pendant le *Dogger-Oxfordien*, le bassin présente une structuration subméri-dienne : à l'Ouest, un domaine de plate-forme externe soumise aux influences pélagiques (« Calcaires à filaments », « Marnes à ammonites », etc.) ; au

centre, un domaine de plate-forme moyenne frangée à l'Ouest par une barrière littorale à cordons oolitiques et localement à constructions récifales (Formation de Meillon), présent depuis Angoulême, Agen et Pau ; à l'Est un domaine de plate-forme interne allant jusqu'aux termes supralittoraux d'émersion (lignite), limité à la faille de Bordeaux et au môle occitan.

Durant le *Kimméridgien*, le môle occitan submergé va être le lieu de dépôt des faciès de calcaires argileux à ammonites correspondant à la dernière période de liaison directe entre domaines marins externes atlantique et mésogéen. Simultanément, la structure du bassin aquitain est profondément bouleversée par la genèse de trois zones plus subsidentes d'orientation WNW-ESE : les bassins de Parentis, de Mirande et de l'Adour.

Ces changements structuraux se traduisent par un phénomène de distension du bassin, interprété comme une nouvelle phase d'extension continentale (rifting) précédant l'ouverture du golfe de Gascogne.

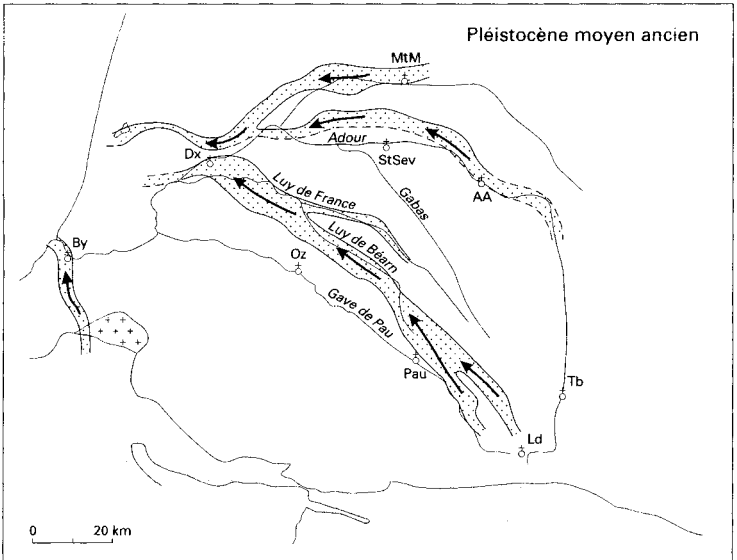
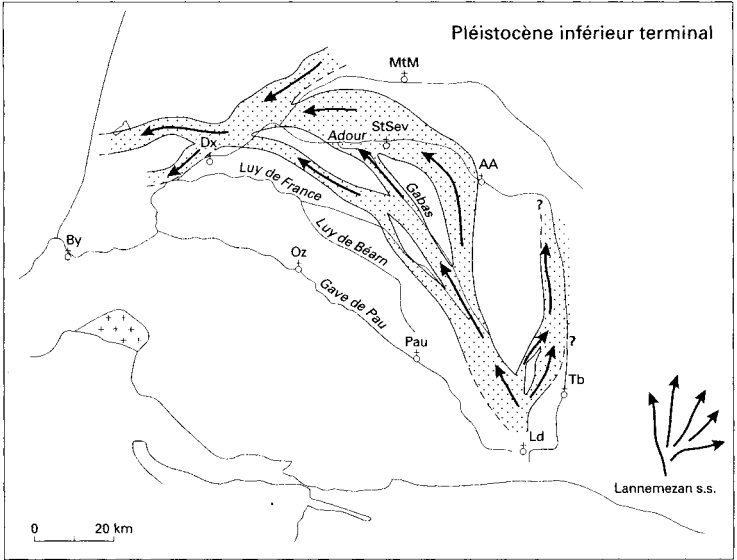
Au *Jurassique terminal*, le môle occitan réémerge et la plate-forme moyenne migre rapidement vers l'Ouest dans l'actuel golfe de Gascogne, et le domaine marin externe ne persiste que dans le bassin de Parentis au Nord-Ouest et dans le bassin de Biscaye au Sud-Ouest (présence de calpionelles). La presque totalité de la plate-forme aquitaine est à nouveau occupée par des faciès de plate-forme interne (« Dolomie de Mano ») et par une sédimentation plus active (calcaréo-évaporitique) dans les bassins de l'Adour et de Mirande.

Le début du Crétacé est marqué par la reprise d'une érosion (grès purbeckiens) et, pendant le Néocomien, les faciès argilo-carbonatés de plate-forme interne persistent sur l'ensemble de l'Aquitaine. Au *Barrémien*, l'Aquitaine est constituée d'un vaste lagon sous faible tranche d'eau et de fossés où se déposent d'épais niveaux de calcaires fins à algues et characées (« Calcaire à annélides ») et des couches à tendance évaporitique ou supralittorale (« Argiles du latérog »). C'est à cette période que l'on rattache les premières manifestations de l'halocinèse en Aquitaine.

À partir de l'*Aptien*, la plate-forme aquitaine mise en place dès le Lias inférieur est disloquée (dislocation amorcée dès la fin du Kimméridgien) et développe des zones à forte subsidence : le sous-bassin décro-estensif de Parentis au Nord et le domaine pyrénéen au Sud, séparés par la plate-forme centrale aquitaine ou « haut-fond landais ».

Durant l'*Aptien-Albien*, les taux de subsidence sont très importants dans les sous-bassins (Parentis, Arzacq, Tarbes, Comminges) où plusieurs milliers de mètres de dépôts de type turbidite ou de type argilo-silteux peuvent s'accumuler (« Marnes à spicules »).

Le caractère lithosphérique de ces dislocations est affirmé au Sud par des venues volcaniques ultrabasiqes et par une phase de métamorphisme. Cette



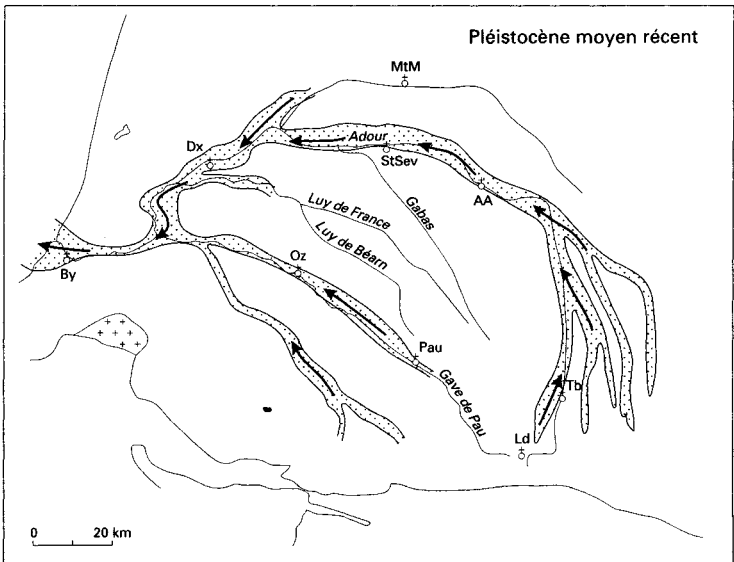


Fig. 8 - Évolution du réseau fluvial au cours du Pléistocène inférieur et moyen

dislocation de la plate-forme aquitaine peut être interprétée dans un mouvement de cisaillement, senestre entre les plaques ibérique et aquitaine. La zone de cisaillement limitée par l'accident profond nord-aquitain et par l'accident profond nord-pyrénéen, semble s'organiser suivant un modèle de fracturation de Riedel avec ouverture de sous-bassins en rhombo-graben.

Au *Cénomaniens-Turonien*, les sous-bassins décro-extensifs du Pays Basque, Tarbes et Comminges se trouvent réunis en une unité cohérente d'axe E-W et forment le « sillón flysch » des auteurs : il s'agit d'un bassin d'avant-pays à sédimentation marine très épaisse (4 500 m), profonde, de type turbiditique.

Du Turonien au Maastrichtien, le bassin d'avant-pays va progressivement migrer vers le Nord, sous l'effet du début de la compression de direction N20.

Cette migration va s'accompagner au *Paléocène-Eocène inférieur* de la mise en place synsédimentaire d'unités tectoniques chevauchantes (chevauchement nord-pyrénéen). Au niveau de la plate-forme aquitaine, la compression pyrénéenne induit progressivement un bombement (« seuil des Landes ») entre les sous-bassins pyrénéens et de Parentis, affecté par des lignes anticlinales souvent dissymétriques où l'halocinèse joue un rôle important. Ces diverses structures sensiblement E-W sont découpées par des systèmes d'accidents décrochants dextres et senestres N140-150 et N30-50 à injection de sel, en accord avec la compression pyrénéenne.

L'*Éocène moyen* correspond à la phase majeure de compression pyrénéenne caractérisée par la surrection des Pyrénées et le rajeunissement du Massif central, confirmé par les importantes venues détritiques du Nord du bassin.

À l'*Éocène supérieur*, les molasses s'accumulent dans le bassin ; ce phénomène va perdurer jusqu'à la fin du Miocène inférieur.

À la fin du *Miocène supérieur*, un calme tectonique apparent va permettre le développement de faciès de plaine d'inondation (Glaises bigarrées) dans un contexte plat de marécage côtier. Au *Pliocène*, le domaine landais reçoit un maximum de dépôts détritiques grossiers issus du Massif central, apportés par un émissaire majeur orienté SE-NW et débouchant aux environs de Parentis ; simultanément, dans le piémont pyrénéen va s'édifier le complexe du Lannemezan (Dubreuilh *et al.*, 1995).

Au *Quaternaire ancien*, l'ultime comblement des Landes et du Médoc intervient, avec une succession d'épandages selon un mouvement en éventail balayant l'Ouest et le Nord-Ouest de la région nord-aquitaine. Peu à peu, l'émissaire principal est rejeté vers le Nord.

Dès la fin du Pléistocène ancien, suite aux bouleversements climatiques, le réseau fluvial se structure et entame profondément le paysage, constituant le complexe de terrasses étagées du réseau Adour-gave de Pau issu du « glacier de Lourdes ».

Depuis le Pléistocène inférieur terminal jusqu'au Pléistocène moyen récent, les cours successifs marquent chaque étape d'un balayage antihoraire en éventail, débutant par une direction sensiblement parallèle à celui de l'Adour actuel et aboutissant le long du gave de Pau actuel (fig. 8).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

CLIMAT

Le climat de la région de Lembeye est de type océanique tempéré. La température moyenne enregistrée à la station météorologique de Pau est de 12,4 °C, avec une amplitude modérée (15 °C). La moyenne d'enneigement est relativement réduite (12 j./an), et la précipitation annuelle de 1 136 mm.

Le nombre de jours de pluie est estimé à 166 jours à Pau dont 40 jours de pluie supérieurs à 10 mm. L'hiver (339 mm) est encadré par deux saisons de même pluviosité (286 mm) et l'été se caractérise par une légère diminution des pluies (225 mm). Les jours d'orage sont relativement nombreux (33 j.) mais la tendance à la sécheresse est nette en été et souvent préjudiciable aux cultures à cycle estival.

SOLS, VÉGÉTATION, CULTURES

On peut distinguer trois grands types de sols sur le territoire de la feuille Lembeye, caractérisés par la nature de leur substrat géologique :

- le système alluvionnaire des basses vallées ;
- les alluvions anciennes sur lesquelles se développent les « touyes » ;
- les coteaux du Béarn et de Chalosse.

Dans les *basses vallées* (Fy, Fz) de l'Adour, du Larcis, du Lées, du Grand-Lées, du Petit-Lées et du Gabas, le fond des vallées montre des textures plutôt légères sablo-limoneuses, mais parfois plus argileuses dans les plaines d'étalement des inondations. Les sols sont en général peu évolués, alluviaux, avec parfois une hydromorphie de profondeur par nappe pouvant engendrer la formation de gley.

Les pH du sol se situent vers 6 avec une teneur en matière organique d'environ 2 % et une capacité d'échange cationique de l'ordre de 15, et absence de carbonate de calcium.

Sur le plan agricole, si le milieu est convenablement drainé, s'observent des sols profonds, sans obstacle mécanique à la pénétration des racines, non appauvris chimiquement. Ces sols sont excellents mais peuvent être soumis aux inondations, lesquelles, autrefois, étaient recherchées pour l'apport en limons frais et fertilisants.

La R.F.U. (réserve en eau facilement utilisable) sur 40-80 cm est de 40 à 85 mm minimum, ce qui permet d'obtenir un excellent maïs sans irrigation même en années sèches. Sont à exclure les zones hautes, terreuses où des dessèchements rapides peuvent avoir lieu en saison estivale (les « grilles » de l'Adour).

Depuis les environs du Luy de France jusqu'à la vallée du Petit-Lées, les *terrains fluviatiles anciens* constituent de vastes replats bien visibles dans la morphologie. Sur ces surfaces, on peut trouver des sols profonds, limoneux, riches en humus, très acides à l'origine, pouvant passer à des sols jaunes ou des tourbières. Jusque dans les années 60, ils portaient une végétation de landes à ajoncs nain (le « touye » en béarnais) et servaient de pacages hivernaux aux troupeaux transhumants. Le défrichement des années 60-70 les ont transformés en zones maïsicoles de premier ordre sous le climat local, même sans irrigation.

Ces terrasses d'âge pléistocène inférieur terminal, constituées de cailloutis et galets, sont souvent recouvertes par une pellicule de remaniement issue des reliefs molassiques et miocènes couronnés par les nappes pliocènes où s'est développé un sol hydromorphe humifère, profond, limoneux.

Ces sols, à l'origine très humifères (9 à 12 % de matière organique) et très acides (pH = 4 à 5) ont été transformés par l'activité agricole et l'utilisation des amendements carbonatés (pH 5,5 et 6 % M.O.) et des engrais.

Dans les zones où le régime hydrique est maîtrisé (drainages), les productions de maïs à l'hectare dépassent 60 q sans irrigation.

Sur les *reliefs et coteaux* où le sous-sol est constitué essentiellement par les molasses, les Sables fauves, les Glaises bigarrées et par les placages de cailloutis pliocènes, s'est développé un sol brun acide plus ou moins lessivé, parfois des pseudogleys ou des sols dégradés glossiques.

Dans ces sols profonds mais non sans obstacle mécanique aux racines, le pH varie de 4,1 à 4,5 et les R.F.U sont élevées (65 à 150 mm).

La nature des sols et le climat ont tourné l'activité agricole vers la culture du maïs et des céréales sur les immenses surfaces planes constituées par les terrasses anciennes où la S.A.U. a évolué de plus de 20 % entre 1955 et 1970.

La culture de la vigne s'est fortement développée ces dernières années avec la production des vins rouges d'A.O.C. Madiran et des vins blancs d'A.O.C. Pacherenc de Vic-Bilh.

Dans les zones de relief, l'essentiel de l'activité agricole est représenté par l'élevage et la production laitière.

RESSOURCES EN EAU

Les renseignements d'ordre hydrogéologique acquis lors des anciens forages pétroliers et, plus récemment, à la suite d'exploration par forage pour l'irrigation ou l'alimentation en eau potable, ont permis de mettre en évidence plusieurs aquifères contenus dans les formations détritiques du Quaternaire, du Tertiaire, et les formations carbonatées du Crétacé et du Jurassique.

Aquifères des alluvions quaternaires

Le fond des vallées est rempli d'alluvions récentes et actuelles le long des cours d'eau et de terrasses fluviales d'âge pléistocène moyen ancien à pléistocène supérieur (Mindel, Riss et Würm). Ces alluvions plus ou moins propres peuvent être le siège de petites nappes libres en relation hydraulique avec les cours d'eau et alimentées par les ruissellements provenant des coteaux. Leur extension latérale est limitée et leur productivité est faible.

De même, les terrasses d'âge pléistocène inférieur terminal (Günz), largement présentes sur la partie ouest de la carte, peuvent contenir de petites nappes libres, perchées, alimentées par la pluviométrie.

Aquifères du Pliocène et du Miocène moyen

Ces aquifères sont constitués par les épandages fluviales du Pliocène et les Sables fauves du Serravallien, qui reposent sur les molasses. Ils se situent au niveau de terres plus ou moins larges que séparent les vallées actuelles. Ils comprennent de nombreuses petites nappes perchées, discontinues, de faible extension latérale, de faible épaisseur, avec des caractéristiques hydrauliques médiocres, et vulnérables aux pollutions de surface.

Des sources et des suintements en ligne sont souvent visibles au contact de ces formations avec les molasses sous-jacentes et à la base des niveaux caillouteux plus perméables des séquences d'épandage reposant sur les horizons argileux de la séquence précédente. Quelques puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur sollicitent ces nappes, mais, compte tenu du faible débit des ouvrages (quelques centaines de litres à quelques mètres cubes par heure), ces nappes sont peu exploitées.

Aquifères intra-molassiques

Les séries molassiques, d'extension régionale, sont des dépôts continentaux caractérisés par une sédimentation discontinue et apparemment désordonnée. Elles contiennent des niveaux individualisés ou des horizons diagénétiques diffus, (chenaux, lentilles,...) généralement lenticulaires de calcaires plus ou moins argileux, de grès ou de conglomérat à ciment calcaire. Ces niveaux peuvent être aquifères ; leur réalimentation sera d'autant plus importante que l'on se situera à proximité d'une structure anticlinale.

Hors de la carte, de nombreux ouvrages exploitent ces nappes de faible extension latérale, avec des débits faibles de un à quelques dizaines de mètres cubes. Au droit de la carte, aucun captage n'exploite cette ressource.

Aquifères infra-molassiques

Sous les molasses et au-dessus des marnes albiennes, plusieurs réservoirs aquifères profonds, captifs, superposés et d'extension régionale sont présents ; les principaux par profondeur croissante sont :

- les sables « sous-molassiques » (Sables de Lussagnet) et Grès à nummulites ;
- les calcaires d'âge yprésien, lorsqu'ils ne sont pas argileux ;
- les calcaires et dolomies du Paléocène ;
- les calcaires du Sénonien inférieur.

Les *Sables de Lussagnet* et *Grès à nummulites*, de 50 m à 200 m d'épaisseur, voient leur puissance diminuer à l'approche de la structure de Garlin. Le toit de la formation se situe vers 200 m de profondeur, au droit de cet anticlinal, et à plus de 1 200 m à la limite nord de la carte.

Les débits nominaux relevés sur les forages existants varient dans une assez large fourchette : 50 à 400 m³/h en partie par artésianisme.

Les niveaux statiques s'étagent de + 120 m (1005-2-6) à + 150 m (1005-7-3). La nappe s'écoule vers le Nord-Est avec un gradient de 2 ‰ environ. Les transmissivités déterminées par pompage sont de l'ordre de 3.10⁻⁴ m²/s (1005-7-3) à 2.10⁻³ m²/s (1005-3-2) avec des coefficients d'emmagasinement de 4.10⁻⁴ (1005-3-2) à 4.10⁻³ (1005-7-3). Les eaux captées sont destinées à l'alimentation en eau potable des populations et à l'irrigation.

Les eaux pompées sont bicarbonatées calciques et peu minéralisées (conductivité de l'ordre de 300 µS/cm), mais elles peuvent présenter des teneurs importantes en fer (supérieures à 0,2 mg/l au 1005-2-6 et 1005-7-3) voire en ammonium (0,3 mg/l au 1005-2-6).

Le réservoir constitué par les Sables de Lussagnet est le siège de stockage de gaz au niveau de la structure de Lussagnet et de l'Isaute ; leur exploitation modifie la piézométrie de la nappe.

L'aquifère des *calcaires de l'Yprésien*, d'extension régionale, présente souvent des faciès marneux au droit de la carte, conférant à la nappe une faible productivité. Aucun ouvrage ne la capte, alors qu'elle est exploitée plus à l'Ouest.

L'aquifère du *Paléocène*, reconnu par les forages pétroliers (1005-2-2), n'est pas exploité au droit de la carte, mais l'est fortement vers le Nord-Ouest au niveau de la structure d'Audignon, pour l'alimentation en eau potable, le thermalisme et l'irrigation.

Cet aquifère, qui présente potentiellement une bonne productivité, a une extension régionale entre deux limites de faciès : au Sud, faciès argileux pélagique de type flysch ; au Nord, passage à des faciès continentaux. Les eaux sont bicarbonatées calciques, et l'écoulement général se fait du Sud-Est vers le Nord-Ouest, avec un gradient de 1 à 2 ‰. Le toit de cette formation se situe entre 500 m de profondeur au niveau des structures anticlinales, et 1 500 m de profondeur environ. Dans le cadre du projet GDF de Siougos, le gaz devrait être stocké dans ce réservoir.

L'aquifère du *Sénonien inférieur*, reconnu par les forages pétroliers (1005-2-2), n'est pas exploité au droit de la carte. Ses caractéristiques hydrogéologiques seraient médiocres.

SUBSTANCES UTILES

Il n'existe pas de substance minérale actuellement exploitée de façon industrielle sur le territoire de la feuille Lembeye, mais par le passé, plusieurs ressources minérales ont fait l'objet d'une activité relativement importante.

Argiles

Depuis le Moyen-Âge, les niveaux argileux des nappes pliocènes et de la Formation des Glaises bigarrées ont été exploitées de façon artisanale dans la région pour la fabrication de poteries.

L'argile des nappes pliocènes représente un potentiel pour l'élaboration de terres cuites, mais les niveaux intéressants étant lenticulaires et relativement réduits, aucune possibilité d'extraction industrielle n'est envisageable.

Granulats

Les granulats nobles – sables, graviers et galets – sont assez abondants sur la feuille Lembeye, mais leur qualité peut être variable du fait de la présence d'une matrice souvent argileuse.

Les formations les plus sollicitées sont les nappes alluviales du Quaternaire (Fx, Fy) mais parfois aussi des niveaux peu argileux dans les Sables fauves et les cailloutis pliocènes.

Pierres dimensionnelles

Les niveaux calcaires lacustres de la molasse ont fait l'objet, par le passé, d'une exploitation à ciel ouvert comme la carrière Feuga (commune de Lasque), ou en souterrain telle la carrière du Prouzet au Sud-Est de Madiran, actuellement recyclée en champignonnière.

La carrière Feuga serait susceptible d'être à nouveau exploitée à petite échelle pour une utilisation locale de type rénovation de monuments historiques.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

L'itinéraire débute au lieu-dit la Gare dans la vallée de l'Adour. Prendre la direction de Lascazères par la D 67 en traversant les alluvions récentes (Fz) de la vallée du Louet et la terrasse wurmienne (Fy) qui affleure à la base du Bosc. Un peu plus loin, près du terrain de sport, le talus de la route laisse apercevoir les cailloutis de la terrasse rissienne (Fx).

Tourner à droite par la D 48 puis à gauche en direction de Hagedet. L'itinéraire traverse un lambeau de terrasse mindélienne (Fw) puis remonte le coteau formé de molasses (e-mM) entrecoupées de bancs calcaire-marneux, puis les deux premières nappes fluviales du Pliocène (pi et pm). La terrasse la plus ancienne, d'âge pléistocène ancien terminal (Fv), affleure dans le virage en limite du plateau, avec son cortège caractéristique de gros galets ronds de quartzite grisâtre. Après le château d'eau, on passe insensiblement sur la nappe supérieure pliocène (ps) à galets altérés de couleur brun-rouge.

Traverser la D 48 et prendre à gauche en direction des Techenères, puis encore à gauche vers Madiran. Après avoir redescendu la série pliocène, le chemin traverse un niveau peu développé de Glaises bigarrées (m5), puis descend dans les terrains molassiques, et recoupe un banc de calcaire lacustre devenant palustre vers la base, d'une épaisseur d'environ 15 à 20 m (e-mM(11)). Creusé de galeries artificielles, ce calcaire abrite actuellement des champignonnières.

Traverser Madiran puis tourner à gauche en direction d'Arrosès. Peu avant le village, près du lieu-dit Lasgraves, les Sables fauves (m4) affleurent

au dessus des molasses, puis les Glaises bigarrées (m5) sous forme d'argiles blanches à marbrures rouges. Continuer l'itinéraire jusqu'au lac de Cadillon ; là, près de la base du coteau, dans le virage, affleurent des argiles plastiques grises, bistres à noirâtres représentant les faciès organiques des Glaises bigarrées.

Traverser Cadillon. Sur la route de Saint-Jean-de-Pouge, ces mêmes Glaises bigarrées reposent sur une molasse où apparaissent successivement deux niveaux calcaires puis, au bas du coteau un banc conglomératique (e-mM(21) à éléments de quartzite et ciment calcaro-gréseux.

Traverser les crêtes de Burosse puis les vallées du Grand-Lées et du Petit-Lées. Après le village de Taron, en direction de Claracq, la route remonte les coteaux molassiques et atteint un vaste replat qui traverse la feuille Lembeye du Sud au Nord : c'est la terrasse de Garlin-Thèze d'âge pléistocène inférieur terminal (Fv).

Pour conclure l'itinéraire géologique, il est intéressant de se rendre à Lembeye par Simacourbe : après la vallée du Lées, la route remonte le long du coteau où affleurent successivement les molasses avec leurs niveaux calcaires, les Glaises bigarrées et les nappes de cailloutis pliocènes.

Pour achever agréablement votre tournée de terrain, n'omettez pas de prendre la route de Crouseilles et Madiran où vous aurez le plaisir d'exciter vos papilles avec les vins rouges de Madiran et les blancs de Vic-Bilh.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés sur le territoire de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Aquitaine, parc technologique Europarc, 24, av. Léonard-de-Vinci, 33600 Pessac soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIMEN H. (1964) - Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 394 p., 117 fig., 12 pl. photo.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson, 342 p.

- BOULE M. (1894) - Le plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, n° 43, p. 447-469.
- BRUNET M.F. (1991) - Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse doct. univ. Paris VI, 288p.
- BUGE E., DEBOURLE A., DELOFFRE R. (1973) - Gisement miocène à nodules algaires (rhodolithes) à l'ouest de Salies-de-Béarn (Aquitaine Sud-Ouest). *Bull. Centre rech. Pau SNPA*, 7, 1, p. 1-51, 2 fig., 1 tabl., 12 pl.
- BUGNICOURT D., CLARAC P., DUPEYRON J., PRIVÉ-GIL C., SAUVAGE J. (1988) - Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite de Capvern (plateau de Lannemezan, Hautes-Pyrénées). *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 12, 2, p. 739-757.
- CROUZEL F. (1956) - Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 54, 248, p. 1-264, 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.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986) - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8) t. II, n° 4, p. 529-546.
- DINIZ F. (1984) - Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène portugais. Rio Major : un bassin de référence pour l'histoire de la flore, de la végétation et du climat de la façade atlantique de l'Europe méridionale. Thèse État, univ. sci. tech. Languedoc (Montpellier), 230 p.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., FARJANEL G., KARNAY G., PLATEL J.P. SIMON-COINÇON R. (1995) - Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-26, 15 fig.
- ENJALBERT H. (1961) - Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Bordeaux : impr. Brière, 618 p.
- HENRY J., ZOLNAÏ H., LE POCHAT G., MONDEILH C. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Orthez (1003). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par SNPA (1987).
- HUARD J. (1974) - Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignite néogènes des Landes. *Mém. BRGM*, n° 78, t. 2, p. 509-512.
- HUARD J., LAVOCAT R. (1963) - Sur la découverte de fossile dans les formations à lignite d'Arjuzanx et leur signification stratigraphique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 257, p. 3979-3980.
- ICOLE M. (1973) - Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire. Thèse État, Paris VI, 328 p., 26 fig., 34 tabl., 6 pl.

- KARNAY G., avec la collaboration de BERDOY A. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Arthez-de-Béarn (1004). Orléans : BRGM, 48 p. Carte géologique par J. Dubreuilh, G. Karnay (1997).
- KARNAY G., LE POCHAT G., MONDEILH C., MOREAU C.F. (1986) - Développement des ressources en eau thermale de Salies-de-Béarn (64). Étude géologique et hydrogéologique préliminaire. Rap. BRGM 86 SGN 680 AQI.
- PLAZIAT J.C., TOUMARKINE M., VILLATTE J. (1975) - L'âge des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paléocène), bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point sur leurs faunes d'échinides. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 68/3, p. 613-647, 10 fig., 2 pl.
- POUMOT C., SUC J.P. (1984) - Flore pollinique de la fin du Néogène en Méditerranée sud-orientale. *Paléobiol. continentale*, 14, 2, p. 397-401.
- SAUVAGE J. (1969) - Étude sporo-pollinique des formations miocènes d'Orignac (Pyrénées centrales françaises). Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon, 31, p. 1-19.
- SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986) - Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 40, p. 53-65, 6 fig., 2 tabl., 3 diagr., 2 pl. photo h.-t.
- TAILLEFER F. (1951) - Le modelé périglaciaire dans le Sud du bassin d'Aquitaine. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, t. XXII, p. 113-123.
- THIBAUT C. (1970) - Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse État, Bordeaux I., 2 t., 814 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Castelnau* (228), 2^e édition, par F. Crouzel, H. Feinberg, F. Taillefer, H. Vogt, P. Usselman, J. Khobzi. (1965)

Rapports de fin de sondages pétroliers

Bory 1 (Bor1)

Crouseilles 1 (CRS1)

Garlin (G1, 2, 6, 7)

Garlin 101 (GLN101)

Le Rouat 1 (Lrt1)

Soust 1 (Sst1)

Vic-Bilh (VBH1, 101)

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

Esquisse pédologique de l'Aquitaine à 1/50 000, par J. Wilbert (1987).

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1996 par Gabriel KARNAY, avec la collaboration de Bruno MAUROUX pour le chapitre « Ressources en eau », et de Jean-Jacques CHÂTEAUNEUF pour l'étude palynologique des argiles de Saint-Jammes, tous trois ingénieurs géologues au BRGM.

Présentation au CCGF : 11 décembre 1995.

Acceptation de la carte et de la notice : 6 décembre 1996.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

ANNEXES

MICROFLORE DES ARGILES LIGNITEUSES DE SAINT-JAMMES (1/50 000 MORLAÏS)

La microflore prélevée aux épontes de la couche de lignite (celle-ci étant constituée essentiellement de bois flottés, attribuables en grande partie à des taxodiacées) est d'une grande richesse, à la fois générique et spécifique. La conservation est excellente, tant pour les spores et pollens, que pour les débris de bois ou de vaisseaux, indiquant un milieu palustre dont le confinement n'atteint pas le stade de réduction des sulfates en sulfures (peu de pyrite présente) au moment du dépôt, et qui a certainement été scellé rapidement par le dépôt des argiles qui le surmontent.

La microflore représentée dans ces couches est essentiellement constituée de fougères de grande taille et d'une strate arbustive représentée par une forêt mixte mésophytique où les éléments tempérés dominants sont associés à certains éléments mégathermes et à des coniférales.

Cette microflore se répartit de la façon suivante.

Ptéridophytes (fougères)

Cyatheaceae : *Cyathea* (1 %)

Gleicheniaceae : *Gleichenia* (2 %)

Schizeaceae : *Lygodium* (10 %)

Azollaceae : *Azolla*

Selaginellaceae

Polypodiaceae : *Pteris*, *Polypodium*, *Pteridium* (4 %)

Osmundaceae : *Osmunda* (2 %)

Gymnospermes (conifères)

Cupressaceae (1 %)

Taxodiaceae : *Taxodium* (6 %)

Sequoia (1 %)

Pinaceae : *Pinus* (6 %)

Cathaya (2 %)

Abies

Picea

Tsuga

Angiospermes

• *Milieu aquatique*

Oenotheraceae : *Jussiaea*

• *Flore arbustive*

Araliaceae : 3 %

Caprifoliaceae : *Lonicera*

Icacinaceae : *Iodes* ? (1 %)

Myricaceae : *Myrica* (1 %)

Myrthaceae

Cyrillaceae - Clethraceae

Thymeleaceae

• *Herbacées*

Ericaceae : *Andromeda* (1 %)

Gramineae

• *Flore arborée*

Hamamelidaceae : *Hamamelis* (2 %)
Liquidambar

Symplocaceae : *Symplocos* (8 %)

Aceraceae : *Acer* (38 %)

Aquifoliaceae : *Ilex* (4 %)

Betulaceae : *Alnus* (38 %)
Betula : (2 %)
Carpinus
Corylus (1 %)

Euphorbiaceae (3 %)

Fagaceae : *Fagus*
Quercus

Juglandaceae : *Carya* (4 %)
Pterocarya
Engelhardtia

Nyssaceae : *Nyssa* (1 %)

Tiliaceae : *Tilia*

Ulmaceae : *Ulmus* (1 %)

Sapotaceae

La position stratigraphique de ces niveaux tient compte de deux types d'arguments complémentaires. Il s'agit tout d'abord des corrélations avec des niveaux de flore ou microflore déjà reconnus dans le bassin d'Aquitaine,

dont la position stratigraphique a été établie soit par son contexte lithostratigraphique, soit par référence à d'autres datations (microfaune marine ou restes de mammifères). La comparaison ensuite avec l'évolution des flores régionales (méditerranéennes ou atlantiques) permet de dégager les grands traits climatiques qui constituent des repères dans le temps, par exemple la diminution du Miocène et du Pliocène des genres ou des familles dites mégathermes (c'est-à-dire tropicales ou intertropicales) et leur disparition progressive des associations végétales d'Europe.

Plusieurs gisements de lignites sont connus dans le Sud-Ouest de la France qui peuvent être rapprochés de celui du Madiranais. Il s'agit des gisements de Capvern et d'Orignac situés au Sud-Est de Morlaàs et des gisements des Landes (lignites d'Arjuzanx et lignites d'Hostens).

Les lignites de Capvern et d'Orignac sont très comparables. Ils ont livré sur le plan de la flore des bois de taxodiacées (*Taxodium* et *Sequoia*) et une microflore à spores, conifères : cupressacées-taxodiacées, *Pinus*, *Cathaya*, *Tsuga* et nombreuses formes d'angiospermes parmi lesquelles myricacées, betulacées, juglandacées, ulmacées, fagacées et euphorbiacées dominent. Les formes chaudes telles que hamamelidacées, tiliacées, sapotacées, symlocacées sont signalées (Bugnicourt *et al.*, 1988 ; Sauvage, 1969).

Aux différences près, correspondant aux variations des environnements de dépôt et aux variations de représentativité de chacune des formes (pourcentage), ces deux niveaux de lignites sont très comparables à ceux du Madiranais. Notons que, sur la base d'une riche faune de mammifères découverte dans le gisement d'Orignac, F. Crouzel (1957) avait rapporté ces niveaux au « Pontien ».

La flore et la microflore d'Arjuzanx (Huard, 1957 ; Suc *et al.*, 1986) sont beaucoup plus riches que celles que nous venons d'évoquer, ce qui est probablement dû au fait que ce lignite a été intensément exploité et étudié et non pas au fait que la végétation soit plus luxuriante ou développée. La microflore peut varier (représentativité de certaines espèces et abondance), suivant que l'on se situe dans la couche de lignite ou dans ses épontes immédiates (Sables Fauves à la base ou Glaises bigarrées au toit). On retrouve dans l'ensemble les genres ou familles décrites ci-dessus dans le lignite de Saint-Jammes. Les pinacées sont bien représentés (*Pinus* et *Cathaya*), *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga* et *Picea* étant plus rares. Parmi les formes mégathermes on retrouve : *Nyssa*, symlocacées, *Liquidambar*, euphorbiacées, tiliacées, juglandacées et de rares sapotacées. Parmi les formes mésothermes, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Carpinus* sont le mieux représentés. Les aquifoliacées (*Ilex*) et les araliacées peuvent présenter des pics importants dans les argiles qui sont immédiatement en contact avec le lignite d'Arjuzanx, tout comme à Saint-Jammes.

L'âge de ces gisements dont on admet qu'ils sont à peu près contemporains (Saint-Jammes, Orignac, Capvern, Arjuzanx) varie selon les auteurs du Miocène supérieur (Messinien) au Pliocène inférieur (équivalent du Brunsummien hollandais ou du Zancléen méditerranéen). J. Huard (1974) les rapporte au Miocène supérieur, par comparaison aux flores européennes et aux datations d'Orignac par les restes de mammifères (Crouzel, 1957). Pour leur part, J.P. Suc *et al.* (1986) optent pour un âge pliocène inférieur par référence aux flores du Rio Major du Portugal (Diniz, 1984).

Sur le plan climatique, l'apparition de niveaux de lignite au cours du Miocène revêt une signification indéniable. La végétation palustre qui leur a donné naissance a trouvé les conditions de température et d'humidité durant une oscillation chaude et humide qui contraste avec les conditions qui ont régné au moment du dépôt des Sables fauves (avant le dépôt des lignites) ou des Glaises bigarrées (après le dépôt des lignites).

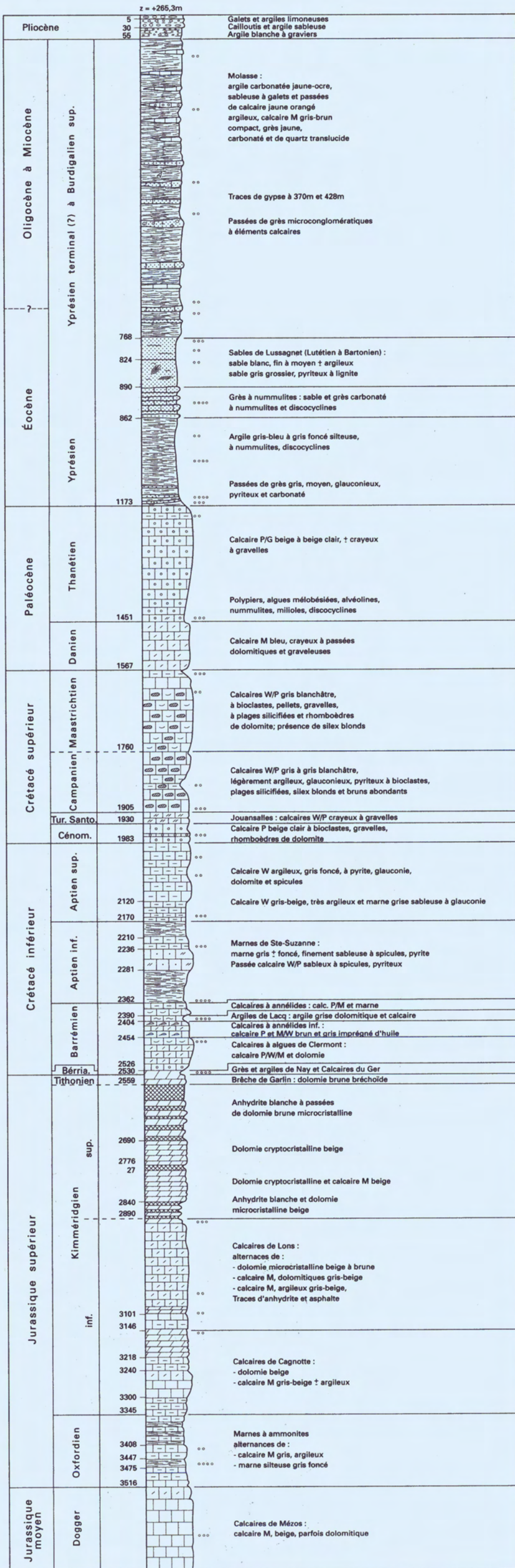
Si l'on se rapporte aux divers diagrammes climatiques publiés pour le Néogène et se situant entre le Miocène moyen et le Pliocène supérieur, une poussée importante des flores mégathermes (chaudes) est signalée dans le Messinien supérieur, très près de la limite avec le Pliocène basal (Zancléen) par C. Poumot et J.P. Suc (1984).

Les courbes d'humidité, par contre, montrent un minimum au niveau du Messinien (crise de salinité du domaine méditerranéen) et une remontée très forte dès la base du Pliocène (NN12-14 dans les zones marines et base du Ruscinien pour ce qui concerne la nomenclature stratigraphique en zone continentale).

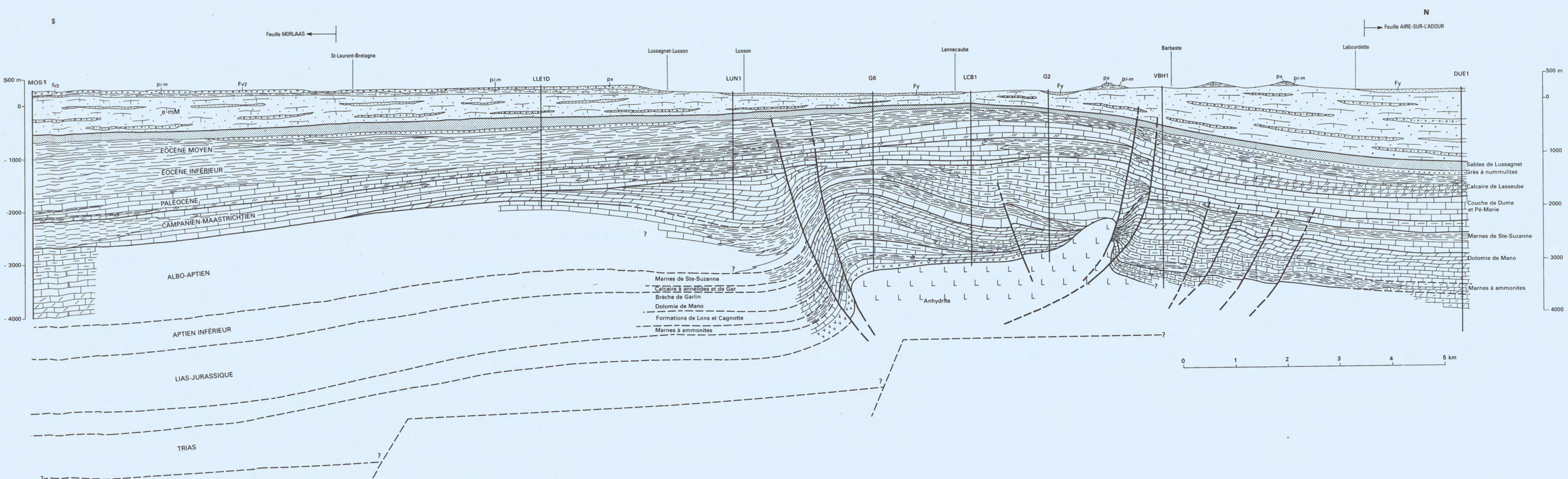
Ceci nous conduirait à placer le dépôt des lignites landais vers l'extrême base du Pliocène.

Il faut cependant considérer avec prudence ces calages stratigraphiques à partir des courbes de température et humidité, dans la mesure où la grande majorité des sections de référence publiées concernent la zone méditerranéenne. Le climat atlantique qui a régné au moment du dépôt des lignites landais et pyrénéens peut avoir joué un certain rôle sur le plan hygrométrique au moment de la « crise messinienne » et avoir favorisé dès le Miocène supérieur l'installation de la flore marécageuse à l'origine du dépôt des lignites.

**COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU SONDAGE
VIC-BILH 1 (VBH 1)**



ooo : principales surfaces d'inondation



COUPE GÉOLOGIQUE INTERPRÉTATIVE