

Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine*

Jacques DUBREUILH ⁽¹⁾
Jean-Pierre CAPDEVILLE ⁽²⁾
Geneviève FARJANEL ⁽³⁾
Gabriel KARNAY ⁽⁴⁾
Jean-Pierre PLATEL ⁽⁵⁾
Régine SIMON-COINÇON ⁽⁶⁾

The Aquitaine Basin as an example of Neogene to Quaternary continental infilling

Géologie de la France, n° 4, 1995, pp. 3-26, 15 fig.

Mots-clés : Sédimentation continentale, Néogène, Quaternaire, Synthèse bibliographique, Bassin aquitain.

Key Words: Terrestrial sedimentation, Neogene, Quaternary, Review, Aquitaine Basin.

Résumé

Depuis dix millions d'années environ, l'histoire continentale du centre du bassin d'Aquitaine se caractérise par l'évolution des paysages à partir de la plaine deltaïque landaise mio-pliocène pour aboutir aux réseaux fluviaux structurés du Quaternaire, tels que nous les connaissons.

Ce bassin a constitué, durant tout le Cénozoïque, un modèle de comblement détritique, dont la partie occidentale a servi d'ultime réceptacle aux dépôts néogènes. En effet, dès le Miocène moyen, la régression marine favorise la sédimentation continentale au sein du delta landais qui présente alors la physionomie d'une vaste plaine marécageuse arborescente à l'abri des influences marines. Au Miocène supérieur, le Massif central recommence à se soulever, entraînant une nouvelle surélévation des horsts et une réactivation locale des fossés. Grâce à des basaltes s'écoulant dans les paléovallées, quelques étapes de l'installation du réseau hydrographique peuvent se déduire. Dans le Cantal, les basaltes les plus anciens (11 à

9 Ma, Serravallien - Tortonien inférieur) comblent des vallées déjà encaissées de plusieurs dizaines de mètres. A partir de 8,5 Ma (Tortonien), un axe de drainage majeur existe avec une paléo-Truyère à l'ouest, tandis qu'un paléo-Lot s'installe en bordure sud de l'Aubrac. Au sud du Rouergue, les drains s'orientent NE-SW. Ces systèmes fonctionnent jusqu'au Pliocène supérieur durant lequel des captures se produisent. Dans le bassin d'Aquitaine, pendant le Pliocène, deux marges exondées situées au nord et au sud du domaine landais se distinguent de la plaine deltaïque où plusieurs émissaires s'individualisent selon un axe est-ouest, édifiant un ensemble de séquences majeures à caractère progradant. Au cours du Pliocène supérieur et du début du Pléistocène, la sédimentation détritique constitue un vaste éventail couvrant encore le sud des Landes et qui envahit peu à peu le Médoc selon une direction SE-NW. Dès le Pléistocène inférieur, en provenance des Pyrénées et du Massif central, s'emboîtent plusieurs nappes alluviales qui recouvrent tout le Médoc, et dont les témoins les plus au nord-est se situent au niveau du Bazadais, de l'Entre-Deux-Mers, du Bour-

geais et du Blayais. A l'issue de ces périodes de comblement majeur, le domaine occidental ne sera plus soumis à des influences fluviales importantes, mais à un régime de ruissellement, d'altération et d'éolisation. C'est à la fin du Pléistocène inférieur, avec l'installation de conditions périglaciaires, que s'amorcent la structuration et l'incision des réseaux fluviaux, dont celui du paléo-Adour au sud, avec le dépôt de terrasses étagées. Ces conditions de dépôts se poursuivent durant tout le Pléistocène moyen et supérieur avec une translation des cours vers l'est et un encaissement tendant à leur donner une configuration proche des réseaux actuels. La période holocène, caractérisée par une remontée globale du niveau de la mer, favorise l'anastomose des exutoires et le développement de marécages.

English abridged version

The continental history of the centre of the Aquitaine Basin has been characterised over the past 10 millions years by a landscape evolution from the Miocene-Pliocene Landes deltaic flood plain

* Communication orale lors du colloque "Géologie de la France", Paris 14-15 décembre 1993.

Manuscrit initial reçu le 16 mars 1994, accepté définitivement le 9 juin 1995.

(1) BRGM, Service Géologique National, SGR/Bretagne, 4 b, rue du Bignon, 35000 Rennes.

(2) BRGM, Service Géologique National, Département Infrastructure géologique et géophysique - Région Midi-Pyrénées, 9, rue Paulin Talabot, BP 1342, 31106 Toulouse Cedex.

(3) BRGM, Service Géologique National, Département Infrastructure géologique et géophysique, BP 6009, 45060 Orléans.

(4) BRGM, Service Géologique National, Département Infrastructure géologique et géophysique - Région Aquitaine, avenue A. Schweitzer, 33600 Pessac.

(5) BRGM, Service Géologique National, SGR/Aquitaine, avenue A. Schweitzer, 33600 Pessac

(6) URA 1562 du CNRS, 63037 Clermont-Ferrand et IGCP 317.

to the Quaternary fluvial network, as we see it today.

Throughout the Cenozoic, the Aquitaine Basin was a model of detrital infilling with its western part providing the final receptacle for neogene deposits. During the Late Miocene renewed uplift of the Massif Central caused new upward movement of horsts and local reactivation of trenches. The flow of basaltic lavas in the paleovalleys has enabled some of the steps in the formation of the hydrographic network to be deduced. In the Cantal, the oldest basalts (11 to 9 Ma, Serravallian to Early Tortonian) filled valleys which were already incised to a depth of several tens of metres. From 8.5 Ma onwards (Tortonian) a drainage axis existed with a paleo-Truyère in the west, whilst a paleo-Lot became established along the southern border of the Aubrac. To the south of Rouergue, the drainage was oriented NE-SW. These systems functioned until the Late Pliocene when captures took place. In the Aquitaine Basin, during the Pliocene, two emergent margins located to the north and south of the Landes domain were distinct from the deltaic plain, where several arms were formed along an east-west trend, and built up a unit of major sequences showing prograding characteristics. Five major sequences showing coarsening-upward successions have been recognised and six main formations have been defined (in ascending order):

- Sequence 1: The Sables fauves Formation (Langhian-Serravallian) followed by the Glaises bigarrées Formation (Tortonian)
- Sequence 2: The Arengosse Formation, Solférino member (Pliocene)
- Sequence 3: The Arengosse Formation, Mézos member (Pliocene)
- Sequence 4: The Onesse Formation (Lowermost Pleistocene)
- Sequence 5: The Belin Formation (Lower Pleistocene)

During the Late Pliocene and at the beginning of the Pleistocene, detrital sedimentation gradually advanced across the Médoc in a SE-NW direction, creating an extensive fan which still

influences the southern part of the Landes today. In the Early Pleistocene, and originating both in the Pyrenees and the Massif Central, several alluvial sheets interfingered and covered all the Médoc. The most northeasterly located residuals of this phenomenon occur at Bazadais, Entre-Deux-Mers, Bourgeais and Blayais. At the end of these major infilling episodes, the western area was no longer affected by significant fluvial influences, but by a run-off, weathering and eolian transport. At the end of the Early Pleistocene, with the onset of periglacial conditions, the structuring and incision of the drainage network began, including the Paleo-Adour to the south with its shelf-forming terrace deposits. These conditions prevailed throughout the Middle and Late Pleistocene with an eastward translation of the river systems and incising process tending to create a configuration close to that of the present day. The Holocene, characterised by global sea level rise, saw conditions that favoured the blockage of the river mouths and the development of fans.

Introduction

Bordé au nord par le Massif armoricain, à l'est par le Massif central et au sud par les Pyrénées, le Bassin aquitain s'ouvre largement sur l'Atlantique. Durant tout le Cénozoïque, cette ancienne plate-forme carbonatée jurassique et crétacée a connu dans sa partie centrale et ouest un comblement détritique, sa partie la plus occidentale ayant servi d'ultime réceptacle aux dépôts néogènes. Dès le Miocène moyen, la régression généralisée de la mer favorise la sédimentation continentale au sein du delta landais, protégé des influences marines par des flèches ou des levées littorales, voire des dunes. Corrélativement, se produit une surrection des pourtours du bassin accompagnée d'un encaissement des réseaux hydrographiques et d'une reprise d'érosion des versants.

Notre propos est de comprendre la dynamique de comblement du bassin en relation avec ses zones d'alimentation : les Pyrénées et le Massif central.

Dans les bassins, prédominant des formations épaisses de plusieurs dizaines de mètres qui s'emboîtent ou se superposent. Cette sédimentation se produit toujours dans des environnements de chenaux fluviaux divagants au sein de plaines d'épandages marécageuses. Dans le cas des Landes de Gascogne où la puissance totale des dépôts néogènes à quaternaires dépasse parfois 150 m, il a été reconnu un ensemble de séquences, progradantes d'est en ouest et du sud au nord, qui correspondent à des stades de comblement d'une plaine deltaïque.

Cette première synthèse lithostratigraphique de la série récente de la région n'a pu être réalisée que grâce à une approche tridimensionnelle des dépôts, car aucun coupe complète de la série n'est observable sur une même verticale, même en sondage. Le déplacement des aires de sédimentation s'est accompagné de la réduction de leur extension pour arriver peu à peu aux réseaux structurés qui se sont de plus en plus encaissés dès la fin du Pléistocène inférieur.

En amont, les reliefs sont soumis de manière générale à l'érosion, donc en perpétuel démantèlement. Les différentes phases de leur évolution ne laissent que peu de dépôts témoins, car souvent détruits lors des phases suivantes. Il faut raisonner sur des formes et sur leurs rapports (emboîtement, étalement etc.).

Mais dans le sud-ouest du Massif central (sud de l'Aubrac, Déroit de Rodez et nord des Grands Causses), des jalons précieux de l'histoire récente sont fournis par les coulées de lave. Celles-ci se sont souvent épanchées dans des vallées et ont ainsi figé des instants dans l'incision des cours d'eau. La datation K/Ar de ces coulées a permis d'établir une chronologie relative dans la succession des événements et de disposer ainsi de repères chronologiques dans les zones de reliefs, approximativement corrélables avec ceux des zones de bassins obtenus par les datations sur la flore et la faune.

L'ensemble du secteur présenté ici, le bassin d'Aquitaine et ses montagnes alentour, illustre bien le diachronisme entre les événements dynamiques affectant

tant les reliefs-amont soumis à l'érosion et ceux reconnus dans les bassins-aval servant de réceptacle.

Travaux antérieurs

Etudes sur les Landes de Gascogne et le Médoc

Depuis plus d'un siècle, certains auteurs se sont intéressés à l'étude des dépôts continentaux du domaine landais. Tous les essais de synthèse sur la géométrie des formations détritiques et leur attribution stratigraphique présentent des résultats partiels, voire contradictoires, car ils se sont souvent heurtés aux problèmes spécifiques liés à l'étude des formations continentales :

- manque de repères chronostratigraphiques, car les dépôts sont généralement azoïques

- nombreuses discontinuités et érosions à l'intérieur de dépôts progradants aux faciès assez semblables d'une formation à une autre.

De plus la couverture sableuse éolienne ne permet que peu d'observations directes.

Parmi les principaux travaux ayant contribué à la connaissance de cette région, la première stratigraphie assez précise distinguait trois assises superposées : à la base, les Sables fauves et faluns associés, surmontés des Glaisses bigarrées puis du Sable des Landes, l'ensemble étant attribué au Pliocène dans un premier temps (Jacquot, Raulin, 1874) ; les deux premières assises ont ensuite été rattachées au Miocène par les mêmes auteurs en 1888. Puis, l'origine éolienne du Sable des Landes est mise en évidence par J. Blayac (1916), qui se trompait cependant sur la position stratigraphique des Glaisses bigarrées qu'il rattachait à une terrasse de l'Adour. F. Daguin (1948) revient à la première attribution des Sables fauves et Glaisses bigarrées au Pliocène, et replace le Sable des Landes dans le Quaternaire. F. Crouzel (1957) attribue les Sables fauves au Tortonien et les Glaisses bigarrées au "Pontien" (Messinien).

C. Thibault (1970) date le Sable des Landes éolien du Würm III avec des

industries du Paléolithique supérieur. Dès la même époque, P. Legigan s'intéresse à la stratigraphie des dépôts détritiques landais surmontant les Glaisses bigarrées et en dresse une synthèse en 1979 ; sur ces dernières qu'il attribue au Pliocène, il distingue un "Complexe intermédiaire" formé de graviers, sables fluviatiles et argiles qu'il attribue au Plio-Pléistocène, seul le Sable des Landes éolien restant würmien.

Lors d'une étude des systèmes fluviaux Dordogne - Garonne, J. Dubreuilh (1976) examine les dépôts détritiques du Médoc, puis V. Liepmann (1980) tente la reconstitution géodynamique des dépôts landais par une approche sédimentologique et séquentielle.

Mais ce n'est qu'entre 1982 et 1987 que, à l'occasion du lever régulier des cartes géologiques à 1/50 000 des Landes de Gascogne, la superposition et la stratigraphie de la série continentale landaise ont été enfin précisées permettant une subdivision en six formations dont deux attribuées au Miocène, une au Pliocène et trois au Pléistocène inférieur.

Ce vaste programme a abouti à la réalisation de 20 cartes (Capdeville, 1992 ; Capdeville, Bouchet, 1992 ; Capdeville, Dubreuilh, 1990a, 1990b, 1991 ; Capdeville, Platel, 1991 ; Dubreuilh, 1991 ; Dubreuilh, Bouchet, 1992 ; Dubreuilh *et al.*, 1991 ; Karnay, 1991, 1992, 1993 ; Karnay, Dubreuilh, 1990, 1992 ; Karnay *et al.*, 1991 ; Mazurier et Karnay, 1992 ; Platel, 1990, 1991, 1992 ; Platel *et al.*, 1990). La cartographie du domaine landais y a été traitée comme un écorché géologique faisant apparaître la répartition des premières formations subaffleurantes sous la pellicule continue du Sable des Landes éolisé. Cet écorché a été rendu possible par l'interprétation de nombreux forages (1 000 environ) de 30 à 40 mètres de profondeur réalisés à l'appui de ce programme.

Des indices de lignites découverts près d'Onesse lors du lever de la carte à 1/50 000 Lit-et-Mixe ont notamment permis de mettre en évidence l'important gisement de Mézos dont l'extension reconnue atteint 35 kilomètres de long

pour un volume estimé de 165 millions de m³, ainsi que d'autres gisements potentiels tels que celui de Solférino (Dubreuilh, 1991).

A l'appui de ces travaux, des recherches originales ont été menées concernant la sédimentologie et la signature géophysique des accumulations de lignites (Motet, 1984 ; Sajous, 1984 ; Dechelotte, 1985).

Par ailleurs, les dépôts de lignite d'Hostens puis d'Arjuzanx ont fourni un riche matériel pour des études paléobotaniques J. Huard (1966, 1974), H.J. Grégor (1985), J.P. Suc *et al.*, (1986), J.J. Châteauneuf et G. Farjanel (*in* notices des cartes géologiques).

Etudes sur le piémont pyrénéen du Lannemezan

Dès 1894, M. Boule a distingué la Formation de Lannemezan des molasses miocènes et des argiles "pontiennes" (Glaisses bigarrées généralement), et plus tard y rattacha les placages de cailloutis des plateaux dominant la vallée de la Garonne toulousaine. La Formation de Lannemezan était alors attribuée au Pliocène, limitée par le "Pontien" d'Orignac et le Quaternaire de Montmaurin à *Machairodus*, *Rhinoceros mercki*, *Hyae-na striata*. Lors des levés des cartes géologiques à 1/80 000, la Formation de Lannemezan est incluse à la série molassique.

F. Taillefer (1951) assimilait la Formation de Lannemezan à un cône de déjection torrentiel édifié par empilements successifs de dépôts de type boueux sous climat de plus en plus aride. Cette hypothèse est reprise par F. Crouzel (1957) et H. Enjalbert (1961).

Plus récemment, on a considéré que le complexe de Lannemezan était constitué de deux unités (Icole, 1973) :

- la partie inférieure essentiellement pliocène, à laquelle sont souvent intégrées les Glaisses bigarrées,

- la partie supérieure, ou Formation de Lannemezan s.s., d'âge pléistocène ancien, correspondant aux premiers dépôts légèrement encaissés dans la topographie.

Etudes sur les réseaux anciens
du Massif central

Dans le domaine des reliefs en amont, dès le début du siècle, A. Thévenin (1903) avait bien observé, dominant les vallées actuelles, des dépôts de cailloux et de graviers qu'il attribuait à des épandages fluviaux pliocènes.

H. Baulig (1928) admettait un abaissement du niveau de base (par variation du niveau marin), entraînant l'incision des cours d'eau. Pour lui, le réseau dans le sud-ouest du Massif central et ses bordures se serait installé sur une couverture néogène généralisée. *"Les rivières principales ont adapté leur cours actuel en l'allongeant progressivement pour suivre le retrait du rivage vers l'ouest."*

On s'explique ainsi leur indifférence relativement à la structure profonde, ainsi que l'extraordinaire contournement de leurs gorges".

Y. Boisse de Black (1933) a consacré un chapitre de sa thèse au réseau hydrographique et signalé, à la suite de A. Thévenin, les traînées alluviales sur les plateaux des Ségalas. Elle a étendu son étude sur les bordures et a aussi posé le problème des relations du réseau hydrographique et des coulées de lave du Cantal et de l'Aubrac, en particulier dans le cas de la Truvère.

II. Enjalbert (1952) avait noté pour les plateaux des Ségalas, au sud du Rouergue, que la liaison entre les tronçons d'un même cours d'eau s'établissait fréquemment au travers des massifs de collines formant monadnock au-dessus des plateaux. Pour lui, l'encaissement des rivières s'était accompagné de captures et de déversements parfois importants.

R. Coinçon (1971), R. Simon-Coinçon *et al.* (1981), puis A. de Goër et R. Etienne (1991) ont successivement étudié le problème posé par le coude de la haute Truyère à Garabit, coude que P. Glangeaud (1922) attribuait à la capture de celle-ci par un affluent du Lot.

Les données géologiques modernes

Les formations de la plaine deltaïque landaise

A la fin du Miocène inférieur, la mer se retire presque totalement du centre du bassin d'Aquitaine, laissant un ensemble de dépôts marins bordés par ceux de la série molassique, le tout constituant le substratum des épandages détritiques continentaux qui, du Miocène moyen au Plio-Quaternaire achèveront de combler le bassin. L'ensemble de la série continentale a été reconnu dans les Landes de Gascogne, et une succession lithostratigraphique virtuelle a été établie, organisée en séquences qui montrent les avancées successives du delta landais (fig. 1). Chaque séquence présente une géométrie progradante, avec accumulations ligniteuses localement en fin de séquence (fig. 2).

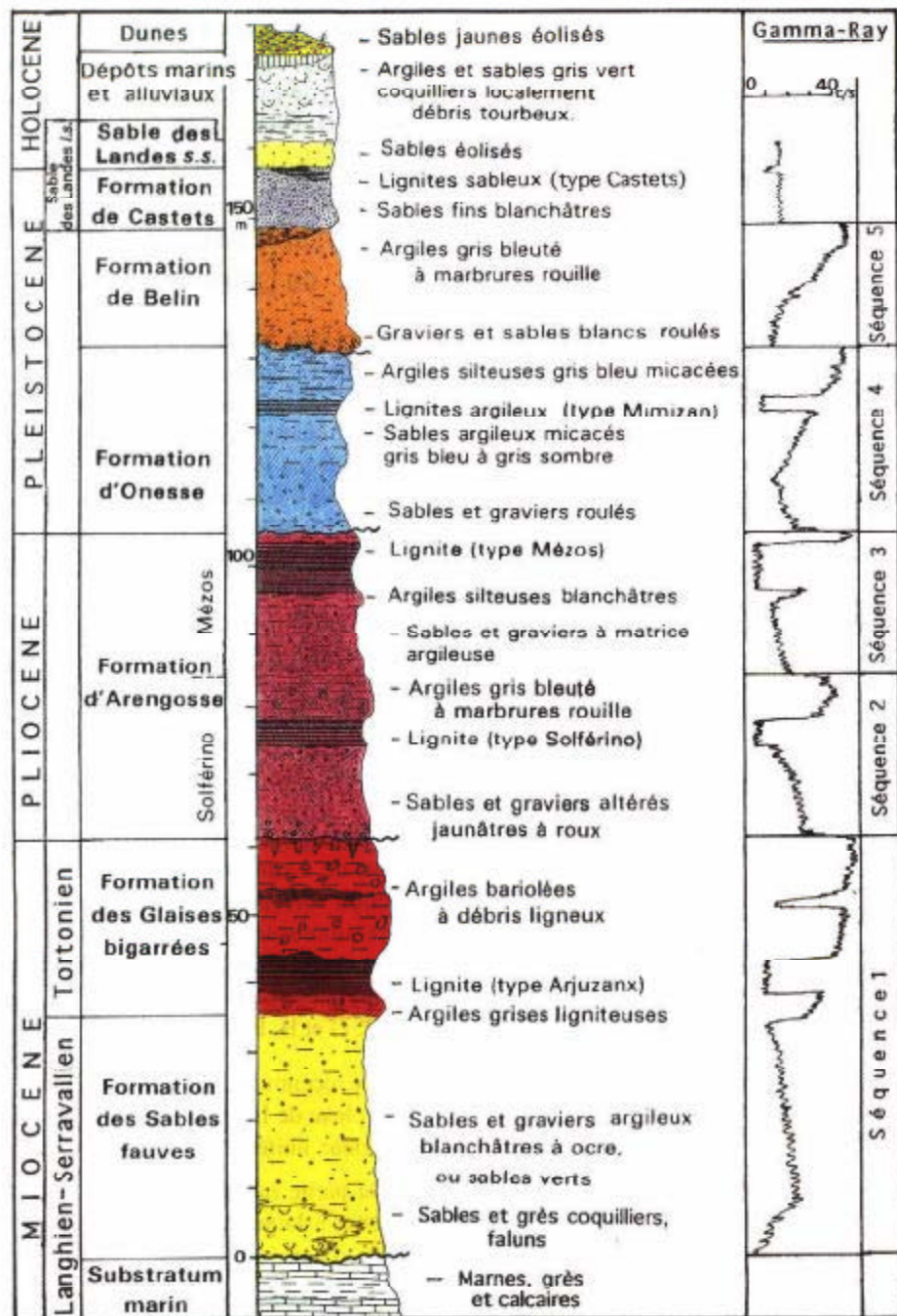


Fig. 1. — Succession lithostratigraphique synthétique des formations continentales des Landes de Gascogne.

Fig. 1. — Composite lithostratigraphic succession of the continental formations within the Landes de Gascogne area.

Cinq séquences majeures à évolution granulométrique positive ont été reconnues et six formations principales ont été définies, de bas en haut :

- Séquence 1 : Formation des **Sables fauves** (Langhien-Serravallien) puis Formation des **Glaises bigarrées** (Tortonien)
- Séquence 2 : Formation d'**Arengosse**, membre de Solférino (Pliocène)
- Séquence 3 : Formation d'**Arengosse**, membre de Mézos (Pliocène)
- Séquence 4 : Formation d'**Onesse** (Pléistocène inférieur basal)
- Séquence 5 : Formation de **Belin** (Pléistocène inférieur)

Formation du *Sable des Landes* *latu sensu* (Formation de Castets et *Sable des Landes s.s.* - Pléistocène inférieur à supérieur).

Localement, existent quelques formations de plus faible extension, notamment la Formation de Beliet intercalée entre celles d'Onesse et de Belin et la Formation de Sadirac, latérale à celle de Belin.

Formation des Sables fauves

Après le dépôt des faluns du Miocène inférieur, la mer abandonne la quasi-totalité du bassin d'Aquitaine au Burdigalien. Au début du Miocène moyen (Langhien), la Formation des Sables fauves a recouvert à nouveau une vaste étendue depuis le Gers et la Chalosse jusqu'au bassin d'Arcachon (fig. 3). Elle correspond aux termes inférieurs de la première séquence continentale de comblement final du bassin. Les Sables fauves n'affleurent largement que dans les piémonts du sud du bassin (régions de Lembeye - Arthez-de-Béarn, Plaisance, Nogaro, Mont-de-Marsan) ; ils se retrouvent dans les vallées jusqu'au sud des Landes dans les secteurs de Tartas - Morcenx et de Gabarret - Cazaubon. Quelques témoins septentrionaux affleurent dans la vallée de l'Eyre à l'aval de Belin (secteur de Salles) et près de Saint-Symphorien jusqu'au sud de Bazas.

Coupes de référence

Parmi les nombreuses tranchées de routes et carrières, quelques points remarquables peuvent être choisis comme coupes de référence : la carrière

de la briqueterie du Houga (à l'ouest de Nogaro) qui montre la totalité de la formation et la carrière de Papin (Bougue), 10 km à l'est de Mont-de-Marsan (Capdeville, Dubreuilh, 1990b ; Capdeville, Platel, 1991).

Rapports avec les formations encaissantes

La Formation des Sables fauves repose en discordance régionale sur les molasses du Miocène inférieur le plus souvent (en dehors des zones structurées), mais quelquefois directement sur des terrains plus anciens, jusqu'au Mésozoïque à l'aplomb des anticlinaux de Roquefort, Créon d'Armagnac et d'Audignon (Platel, 1990 ; Capdeville, à paraître), ainsi que sur le Trias et les ophites de Bastennes-Gaujagq, où ils sont par ailleurs imprégnés de bitume (Bergougnieux et Crouzel, 1949). Le sommet des molasses est souvent entaillé par des chenaux plus profonds dans le sud du bassin, où la base des Sables fauves est très grossière. Le sommet de la formation est recouvert en conformité apparente par la Formation des Glaises bigarrées ou en discordance par les formations détritiques plus récentes, du Pliocène principalement.

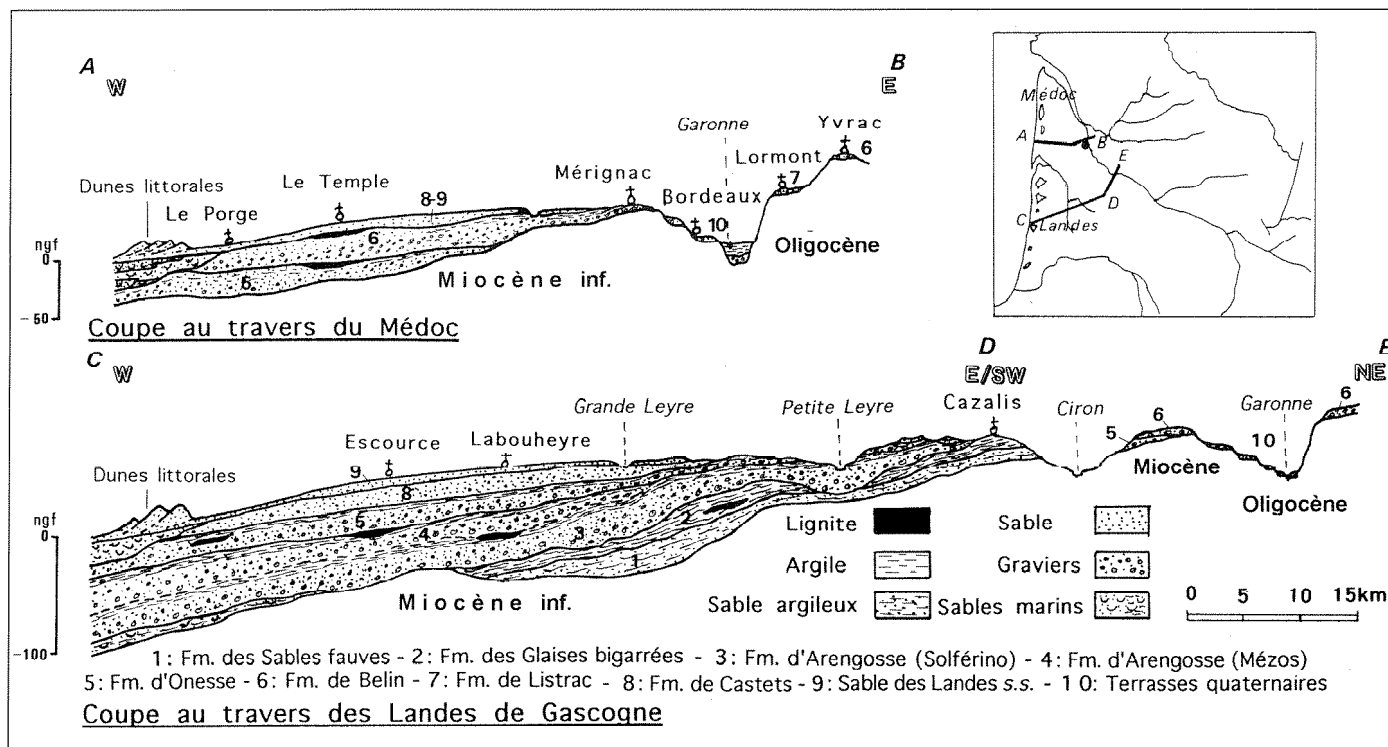


Fig. 2. – Organisation des formations continentales landaises.
2a - Coupe au travers des Landes de Gascogne.
2b - Coupe au travers du Médoc.

Fig. 2. – Continental formations organisation within the Landes domain.
2a - Cross-section throughout the Landes de Gascogne area.
2b - Cross-section throughout the Médoc area.

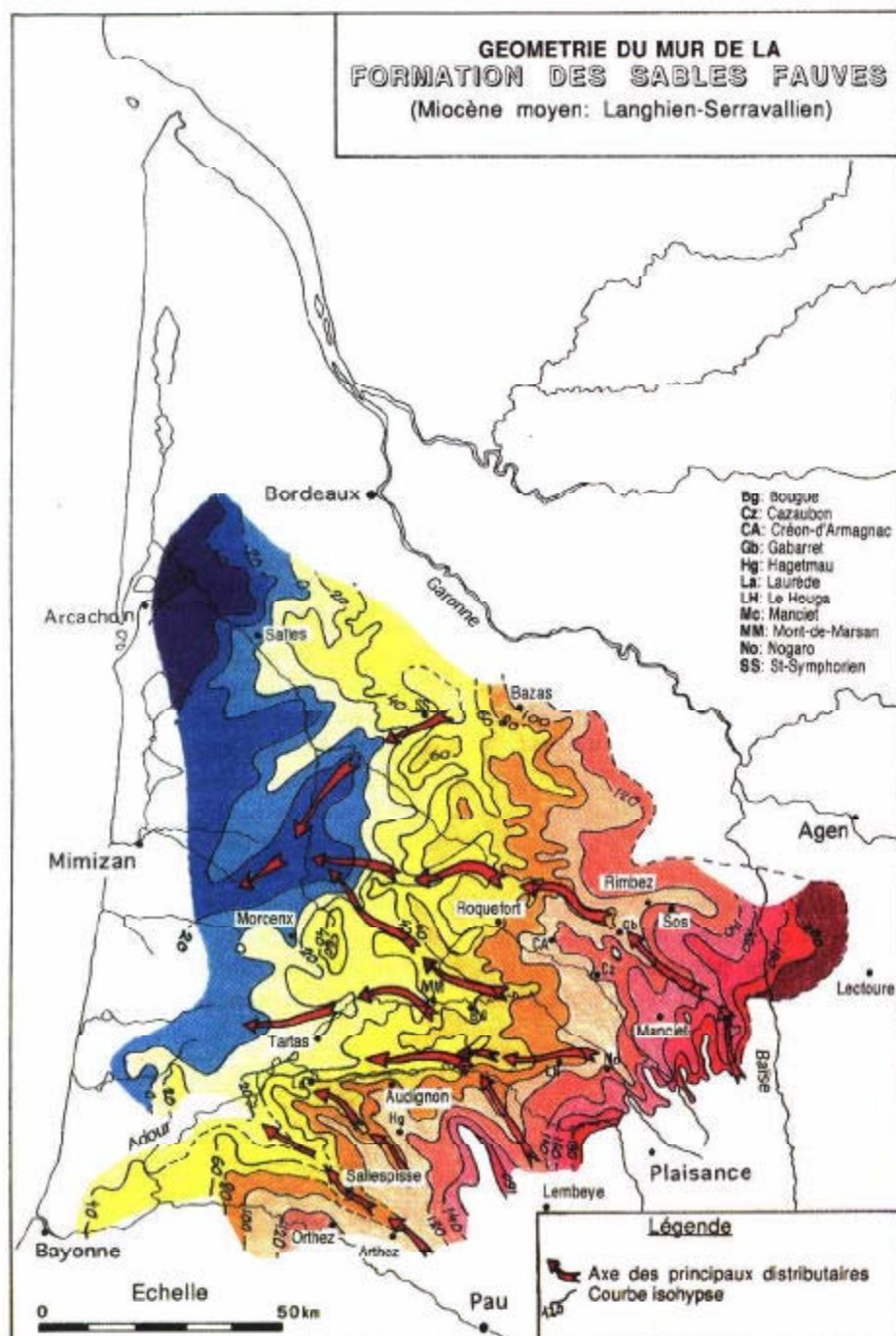


Fig. 3. – Géométrie du mur de la Formation des Sables fauves.

Fig. 3. – Bottom shape of the Sables fauves Formation.

Dans le centre et l'ouest des Landes, la base de la formation correspond aux sables verts marins du Miocène moyen (langhiens dans la région de Cazaubon, serravalliens dans celle de Salles). Dans le sud et l'est, sur le pourtour du bassin néogène, des grès marins littoraux à mollusques abondants (*Megacardita jouanneti*) constituent localement la base de la Formation des Sables fauves ; de tels sédiments marins fossilifères et glauconieux s'interstratifient parfois

dans presque toute l'épaisseur de la formation dans le secteur oriental des Landes et du Gers. Ce sont les faluns "helvétiques" de Sallespisse, Lectoure, Manciet, Sos, Mont-de-Marsan, Tartas, Laurède, Roquefort et Salles entre autres.

Puissance, lithologie, paléoenvironnements

D'une puissance moyenne de 25 m, les Sables fauves présentent une épais-

seur maximum de 40 m environ entre Mont-de-Marsan et Cazaubon. La formation est constituée de sables ferrugineux généralement roux à orangés, moyens à fins, assez argileux (kaolinite) et très micacés (muscovite). Les médianes de ces sables assez bien classés sont comprises entre 130 et 250 microns ; leur teneur en fraction inférieure à 40 microns est comprise entre 20 et 40 % le plus souvent. La base de la formation, quelquefois moins altérée est de couleur rosâtre à blanchâtre.

Des stratifications obliques, attestant de transport dans les chenaux sont soulignées par de petits lits de graviers, voire de galets, plus fréquents dans la base de la formation et dans le sud du bassin (Arthez-de-Béarn, Hagetmau - Dubreuilh, Karnay, à paraître ; Capdeville, à paraître).

Deux associations majeures de minéraux lourds y ont été déterminées par S. Duplaix (1956), l'une issue de massifs granitiques (zircon, rutile, anatase), l'autre de roches métamorphiques (andalouite, staurolite, sillimanite), prouvant par leur origine une érosion des Pyrénées (Vatan, 1945; Alvinerie *et al.*, 1965, Alvinerie, 1974).

Variations latérales

A proximité des zones d'alimentation pyrénéennes, la granulométrie des sables augmente fortement et des graviers et galets de 5 à 10 cm apparaissent dans des chenaux constituant les principaux axes d'apport (nord d'Arthez-de-Béarn, par exemple). Les dépôts sont toujours très altérés, de couleur ocre à orangée, comme dans le bassin. Une ferruginisation de type cuirasse scoriacée peut apparaître localement au sommet de la formation à l'ouest de Nogaro (Capdeville, 1991) et sur le dôme d'Audignon.

Age et paléontologie

Les Sables fauves (*s.s.*) sont fréquemment azoïques, mais leur datation est permise par les dépôts marins sous-jacents ou latéraux. Ces faluns ont des âges compris entre le Langhien inférieur au sud des Landes (Paren et Sallespisse près d'Orthez) et à l'est (Sos, Lectoure), et le Serravallien moyen à supérieur à Salles au nord des Landes (Zone NN6 - Folliot, 1993). Le dépôt des Sables

faunes a débuté probablement dès le Langhien dans la partie sud-orientale du bassin landais, pour ne commencer qu'au Serravallien moyen à supérieur dans la région d'Arcachon où les dépôts d'âge langhien restent méconnus.

Indirectement, l'âge miocène moyen des Sables fauves (*s.l.*) peut être appréhendé grâce aux faunes de mammifères découvertes tant à la base qu'au sein de la formation elle-même (gisements de Sos, Rimbez, Liet) directement comparables à celle de Sansan = Zone MN 6 (Ginsburg 1967 ; Baudelot et Colliez, 1978), que dans les dépôts des Molasses de l'Armagnac postérieures au Calcaire de Sansan et antérieures à la Formation des Glaises bigarrées (gisements de Simone, Tournon, Villefranche d'Astarac = Zone MN 7 ; gisements de Montréjeau et Saint-Gaudens = Zone MN 8 (Richard, 1948 ; Ginsburg, 1974 ; Guérin, 1980).

Formation des Glaises bigarrées

La Formation des Glaises bigarrées, correspondant aux termes supérieurs de la séquence 1 recouvre l'ouest du Gers, le Béarn et le cœur du domaine landais, sans toutefois dépasser vers l'ouest une ligne nord-sud Parentis-Magescq. Au nord, elle est limitée au secteur Saint-Symphorien - Hostens, bloquée par l'anticlinal de Villagrains-Landiras. A l'affleurement, les Glaises bigarrées s'observent surtout au sud et à l'est des Landes (Morcenx, Nogaro, Pouydes-saux, Maillères) et localement au nord, entre Hostens et la Petite Leyre.

Coupe de référence

Les meilleurs points d'observation se situent dans les anciennes exploitations de lignite d'Arjuzanx près de Morcenx (Capdeville, Dubreuilh 1990a), où la coupe de référence a été choisie.

Rapport avec les formations encaissantes

La Formation des Glaises bigarrées surmonte généralement celle des Sables fauves en concordance apparente, mais peut reposer directement sur des faciès molassiques oligocènes à miocènes dans le sud du bassin (Arzacq). Le sommet de la formation est très souvent érodé et

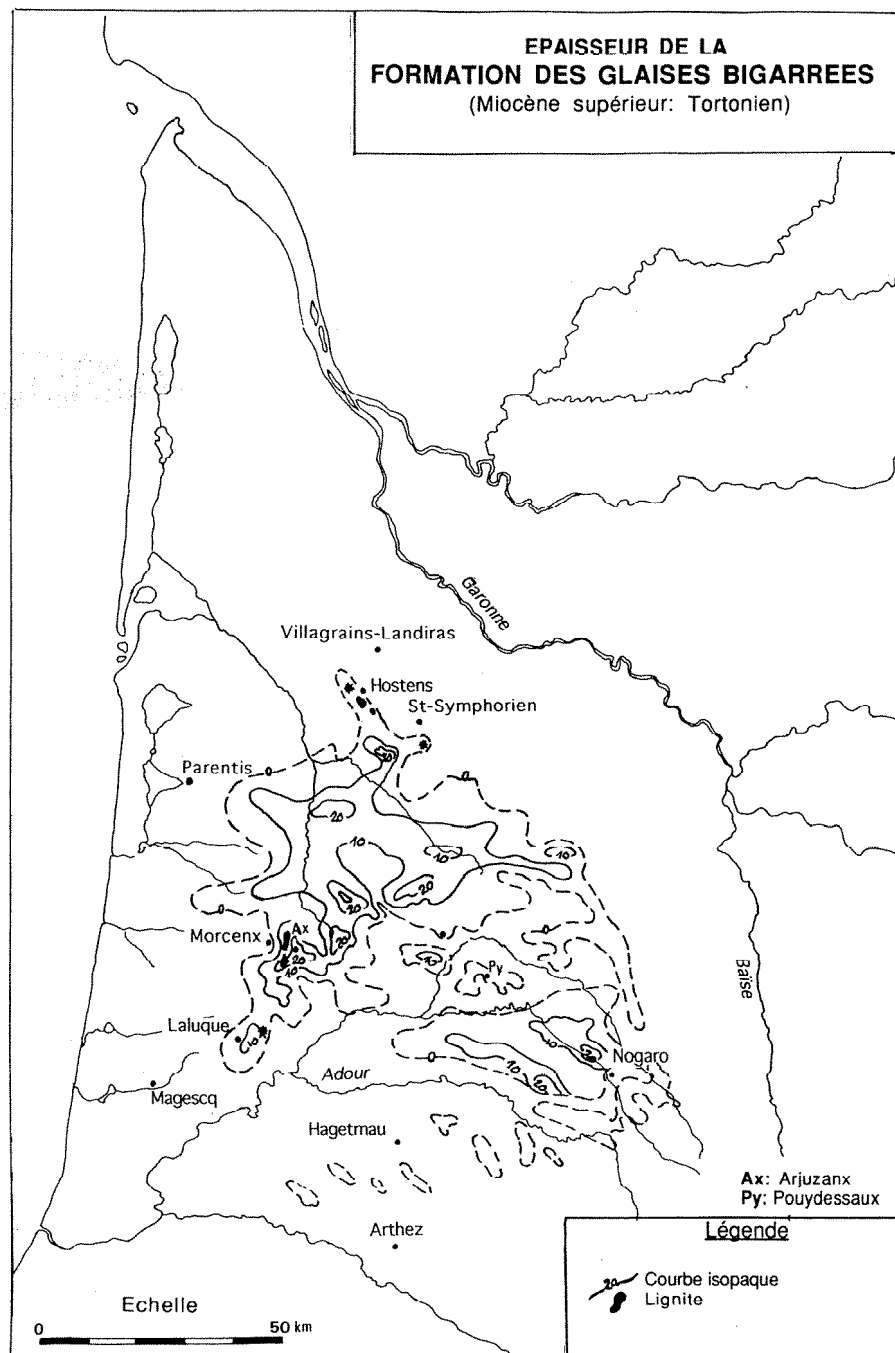


Fig. 4. – Epaisseur de la Formation des Glaises bigarrées.

Fig. 4. – Thickness of the Glaises bigarrées Formation.

profondément entaillé par les chenaux à graviers de la base de la Formation d'Aréngosse.

Puissance, lithologie, paléoenvironnements

Avec une puissance moyenne de 20 m, les Glaises bigarrées atteignent 45 m d'épaisseur au sud d'Hagetmau (fig. 4). Sur l'ensemble de la région, la

formation est surtout constituée par des argiles bariolées, qui localement renferment des assises de lignites plutôt situées vers la base.

Les Glaises bigarrées elles-mêmes sont formées d'assises massives d'argiles plastiques grises à bleu-vert, à illite dominante, à nombreuses grandes marmorisations ocre, rougeâtres ou violettes qui s'altèrent en brun sur les affleure-

ments. Elles admettent quelquefois des niveaux de silts ou sables argileux verts à feuilles fossiles et débris ligneux. Des lits de graviers s'y interstratifient localement ainsi que des nodules ferrugineux.

Les couches de lignite, dont le plus grand dépôt reconnu est situé à Arjuzanx, ont une puissance atteignant 6 m ; le lignite y repose sur une couche d'argile grise à blanchâtre épaisse de 2 m environ. Des dépôts ligniteux de même âge existent aussi à Hostens et Luluque sur des épaisseurs et étendues plus faibles. A Arjuzanx, la couche organique noire et brunâtre est constituée par les restes enchevêtrés, compactés et en voie de carbonisation de végétaux arborescents de grande taille, dont on distingue parfois les troncs. Au mur, existent encore des souches en position de vie, leur système racinaire plongeant dans les argiles silto-sableuses de la base de la formation. Il y a même été noté la présence d'une croûte calcaire d'origine pédogénétique (Capdeville, Dubreuilh, 1990a).

La Formation des Glaises bigarrées s'est sédimentée dans un contexte relativement plat de vaste plaine d'inondation sans influence marine perceptible ; les lignites correspondraient à des environnements marécageux très riches en végétation, protégés derrière des levées sableuses littorales.

Variations latérales

Vers l'est s'interstratifient à la base de la Formation des Glaises bigarrées des niveaux décimétriques plus carbonatés à faciès lacustre correspondant à un passage latéral à des dépôts molassiques à lacustres (région de Maillères - Kar-nay, Dubreuilh, 1990).

Age et paléontologie

Les argiles sont généralement azoïques, et seuls les lignites et argiles organiques ont livré un très riche contenu floristique attribué selon les auteurs au Miocène supérieur (Tortonien - Messinien) ou au Pliocène inférieur.

Les éléments paléontologiques sont surtout constitués de macrorestes végétaux dont l'étude synthétique (Huard, 1974) montre l'abondance de *Taxodioxylon taxodii*, *T. gypsaceum* et *T. gigan-*

teoides, accompagnés de bois de lauracées, cupressacées, conifères et palmiers, ainsi que de très nombreuses fructifications et feuilles d'arbres et d'arbustes et de fréquentes mousses. J. Huard les rapporte au Miocène supérieur par comparaison avec la flore des lignites miocènes d'Allemagne, attribution confirmée par H.J. Grégor (1985).

Par contre, dans 14 prélèvements effectués sur le front de taille de la carrière nord d'Arjuzanx (Farjanel, in Capdeville, Dubreuilh, 1990a), des associations microfloristiques ont montré la prédominance des conifères (*Pinus silvestris*) et des feuillus (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*). Des variations relatives de température et d'humidité s'observent sur l'ensemble de la couche de lignite. Les premières (température) sont attestées par les taux variables de myricacées, juglandacées (*Carya*, *Pterocarya*...), *Liquidambar*, *Nyssa*, symplocacées, sapotacées. Les deuxièmes (humidité) se marquent à la base de la couche par l'abondance des spores et au sommet par l'importance des plantes marécageuses. Ces associations floristiques pourraient être rapportées à la base du Pliocène. De même J.P. Suc *et al.*, (1986), prélevant quatre niveaux superposés, ont isolé des spectres polliniques qu'ils comparent à d'autres sites lignitifères de la façade atlantique, en particulier celui de Rio Major (Portugal) et envisagent aussi un âge pliocène inférieur pour ces dépôts.

Par ailleurs, une mandibule incomplète de petit ruminant du genre *Dorcatherium* a été découverte à Arjuzanx dans un niveau sableux des Glaises bigarrées juste au-dessus des lignites (Huard, Lavocat, 1963).

Dans les Hautes-Pyrénées, les lignites d'Orignac et de Capvern, subordonnés aux Glaises bigarrées sont caractérisés par une riche flore à taxodiacées (Sauvage, 1969 ; Bugnicourt *et al.*, 1988). De plus à Orignac, ils ont livré anciennement une faune de mammifères assez diversifiée à *Hipparion* indiquant un âge vallésien (Zone MN 10 ?, d'après Guérin, 1980).

En résumé, un âge tortonien des Glaises bigarrées et des lignites de type Arjuzanx semble le plus probable, compte tenu que le genre *Dorcatherium* est jusqu'à présent inconnu après le Tor-

tonien inférieur et en raison de l'abondante macroflore de type subtropical à caractère "mastixoides" contenue dans les lignites.

De plus, les profondes incisions et les altérations pédogénétiques observées au toit des Glaises bigarrées, précédant la mise en place de la Formation d'Aren-gosse, plaident en faveur d'un dépôt antérieur à l'abaissement important du niveau de la mer en relation avec la régression majeure intra-messinienne.

Formation d'Aren-gosse

L'unité sédimentaire de la Formation d'Aren-gosse est constituée par deux séquences lithologiques identiques : Solférino (séquence 2) à la base et Mézos (séquence 3) au sommet. La répartition spatiale des dépôts apparaît progradante d'est en ouest, les plus anciens (Solférino) se situant légèrement plus à l'est. Cependant, leur extension est comparable, la formation s'étendant surtout du sud des Landes (Saint-Vincent-de-Tyrosse, Aren-gosse) jusqu'à Losse à l'est, la vallée de l'Eyre et Saint-Symphorien au nord. Le principal secteur d'affleurement est situé entre Morcenx et Mont-de-Marsan (fig. 5).

Synonymie

La Formation d'Aren-gosse correspond aux "Sables et graviers de base" *pro parte* de J. Dubreuilh (1976), à la partie inférieure du "Complexe intermédiaire" de P. Legigan (1979) et à celle des "Graviers de base" de V. Liepmann (1980), G. Sajous (1984) et D. Motet (1984).

Coupes-types

Le type de la formation est pris dans la zone d'affleurement près d'Arjuzanx (Commanday) et Aren-gosse (Marcazan - Capdeville, Dubreuilh, 1990a), mais les séries complètes avec couches de lignite en fin de séquence ne sont connues qu'en subsurface plus au nord-ouest.

La série-type de la base de la formation (séquence de Solférino) a été définie dans le forage communal de Solférino (898-6-2*) à l'ouest de Sabres (Dubreuilh,

* N° d'archivage national au Code Minier.

1991); celle de la séquence supérieure de Mézos a été définie au nord-est de Lit-et-Mixte, dans les forages de reconnaissance du gisement de lignite de Mézos au lieu-dit Pélinguet (923-4-31 et 32* - Dubreuilh *et al.*, 1991).

Rapports avec les formations encaissantes

La base de la formation, encastrée ou emboîtée, ravine le toit des Glaïses bigarrées (secteur d'Arjuzanx et de Garein-Labrit) et est régionalement discordante sur les formations antérieures (Sables fauves et sables verts marins dans tout l'ouest des Landes, par exemple).

Puissance, lithologie, paléoenvironnements

Les deux séquences de Solférino et Mézos, qui constituent successivement la formation, ont une puissance et une lithologie comparables; elles se terminent chacune, quand elles sont complètes, par des argiles et des corps de lignites.

Membre de Solférino

Il est constitué 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 lignite de 4 à 6 m de puissance, comme c'est le cas à Solférino ou Labouheyre (Dubreuilh, 1991).

Membre de Mézos

Puissant de quelques mètres à une vingtaine de mètres, ce second ensemble détritique, localement terminé par des assises de lignite 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 matrice argileuse kaolinique.

Les minéraux lourds sont fréquents avec sphène, grenat, staurotide, zircon, épidote et sillimanite dans la fraction inférieure à 50 μ , alors que staurotide, disthène, andalousite et tourmaline appa-

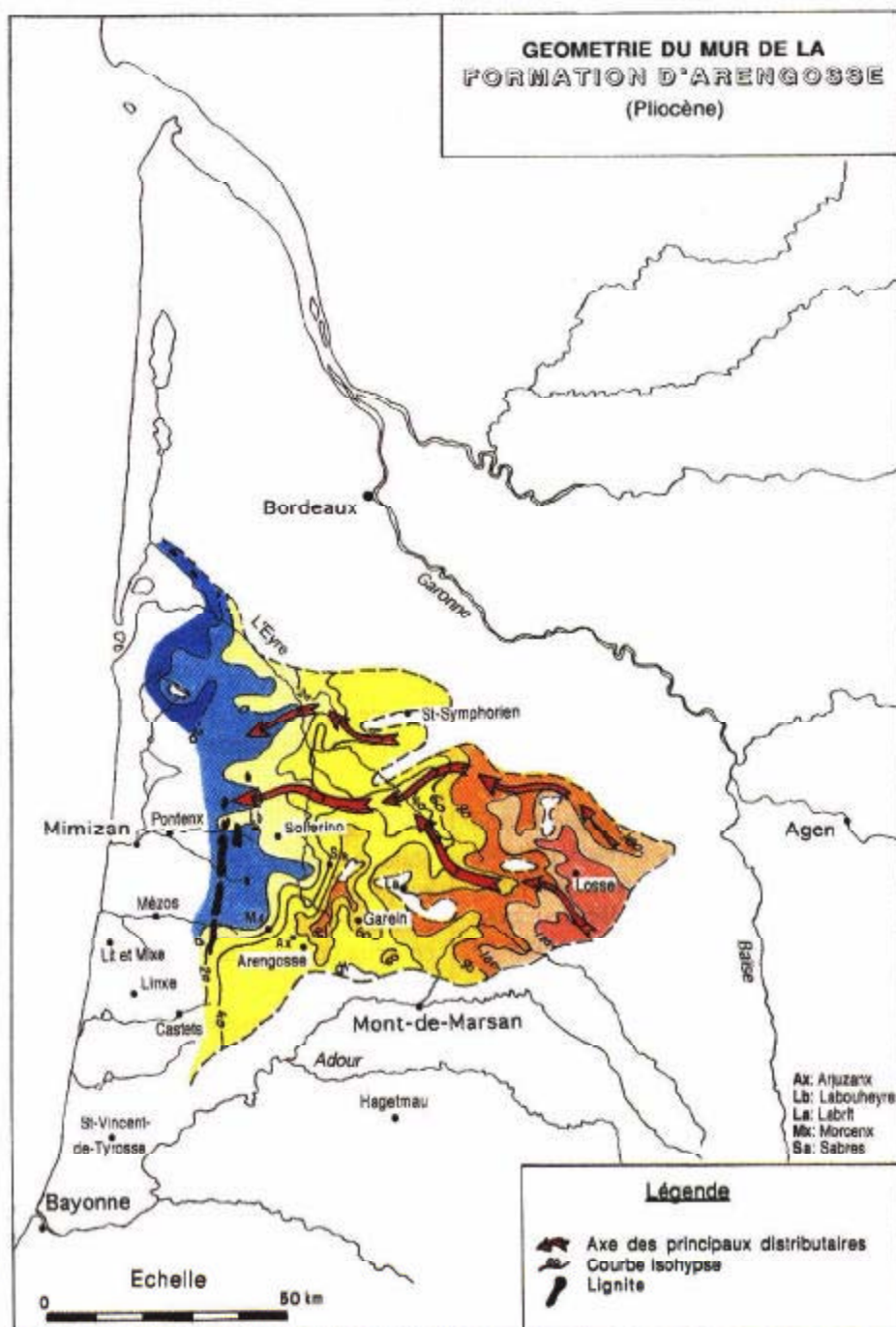


Fig. 5. — Géométrie du mur de la Formation d'Arengosse.

Fig. 5. — Bottom shape of the Arengosse Formation.

raissent en plus forte proportion dans la fraction plus grossière. Ce cortège met en évidence la prépondérance des apports issus de l'érosion des massifs hercyniens du Massif central, auxquels se mêlent des dépôts d'origine méridionale venant des Pyrénées et/ou de la Montagne noire.

Les corps ligniteux de type Mézos dont la puissance varie de 2 m à 12 m maximum sont localisés suivant deux,

voire trois bandes subparallèles d'orientation N20, chacune n'excédant pas un kilomètre de large (Dechelotte, 1985); leur extension atteint 35 km d'allongement entre les communes de Mézos et de Pontenx. Des argiles beiges à grises et des sables argileux, le plus souvent ligniteux, constituent le mur de ces accumulations mais aussi le sommet de la séquence.

La Formation d'Arengosse s'est sédimentée dans un environnement de che-

naux fluviatiles divagants au sein d'une plaine d'épandage deltaïque. A deux périodes d'énergie plus faible, des levées sablo-graveleuses situées en arrière et parallèles au littoral ont favorisé le blocage des eaux continentales dans des morphologies en creux occupées par des marécages allongés à végétation arborescente où circulaient des courants de dérive littorale.

Variations latérales

Les faciès de base de la séquence de Mézos à matrice argileuse, laissent place localement à des sables propres et des graviers, comme au sud-ouest de Castets ou aux environs de Linxe, matérialisant une barre d'allongement N-S.

Age et paléontologie

Les deux niveaux organiques en fin de séquence contiennent des paléoflores diversifiées.

– *Argiles et lignites de Solférino* (toit de la séquence 2). Les niveaux prélevés de bas en haut de l'accumulation ligniteuse (forage carotté à Solférino) montrent une microflore abondante et diversifiée avec de nombreux restes libéro-ligneux comportant des vaisseaux visibles.

Parmi les spores, il faut citer des polypodiacées, sphagnacées et osmondacées. Les pollens, très abondants, sont représentés par :

– des conifères (*Pinus silvestris*, *Cathaya*, *Picea*, *Cedrus*, *Tsuga*, taxodiées, *Sciadopitys*)

– des feuillus (*Quercus*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Fagus*, *Ulmus*)

– des taxons thermophiles : *Nyssa*, *Symplocos*, des myricacées, juglandacées (*Engelhardtia*, *Carya*, *Pterocarya*), sapotacées, oléacées, palmées, cyrillacées-cléthracées

– des herbacées : graminées, composées, ombellifères, caryophyllacées, chénopodiées, éricacées, cypéracées

– Cette flore, caractérisée par des pollens à affinité tertiaire, serait à rapprocher de celle observée dans les lignites d'Arjuzanx et pourrait être placée au début du Pliocène.

– *Argiles et lignites de Mézos* (toit de la séquence 3). Ces argiles organiques et lignite prélevés tant à Mézos qu'à Pissos, en bordure de la Grande Leyre, ont révélé de très nombreux débris libéro-ligneux et une microflore très abondante :

– *Pinus silvestris* est le taxon dominant parmi les conifères associé à *Tsuga* (rare)

– les feuillus sont présents mais en faibles pourcentages : *Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Juglans*, *Tilia*.

– les arbres à "affinité tertiaire" sont peu représentés avec des pourcentages inférieurs à 3 % : *Liquidambar*, *Engelhardtia*, *Symplocos*, *Nyssa*, *Carya*, *Pterocarya*.

– les herbacées sont peu abondantes : éricacées, graminées, composées.

– les spores sont parfois abondantes : polypodiées, osmondacées.

La prédominance des conifères associés à de faibles taux de taxons thermophiles à "affinité tertiaire" permettent de proposer un âge pliocène supérieur. L'ensemble de la Formation d'Arengosse couvrirait donc toute l'époque pliocène.

Formations d'Onesse et de Beliet

Constituant la séquence 4 de la succession plio-quaternaire landaise, la Formation d'Onesse présente une extension moins grande et décalée vers le nord, par rapport à la formation précédente : elle s'étend depuis Laluque et Arjuzanx au sud jusqu'à Losse et Grignols à l'est et atteint l'étang d'Hourtin au nord. Elle n'affleure largement que dans le centre des Landes (Labrit, Losse, Sore) (fig. 6) (Capdeville, Dubreuilh, 1991 ; Karnay, 1991). Dans le secteur de Belin et de la vallée de l'Eyre, elle est localement surmontée par la Formation de Beliet qui constitue une séquence intermédiaire.

Synonymie

Les Formations d'Onesse et de Beliet sont équivalentes aux "Sables et graviers de base" *pro parte* de J. Dubreuilh (1976), à la partie moyenne du "Complexe intermédiaire" de P. Legigan (1979) et à la partie supérieure des "Gra-

viers de base" de V. Liepmann (1980), G. Sajous (1984) et D. Motet (1984).

Coupes-types

Les conditions d'affleurement défavorables et l'absence des termes ligniteux dans l'est des Landes ont nécessité pour la Formation d'Onesse le choix d'une coupe-type en subsurface, dans le forage communal d'Onesse-et-Laharie (924-1-3), entre Morcenx et Mézos (Capdeville, Dubreuilh, 1990a). Pour celle de Beliet, les carrières de sables (la Grand Forge) et d'argile (Garot) ont permis la description de la coupe-type (Platet, 1992).

Rapports avec les formations encaissantes

Dans le sud des Landes, la Formation d'Onesse est en général peu encastrée dans celle d'Arengosse à l'exception de quelques chenaux principaux. Par contre, dans le nord du bassin (Beliet, Saint-Symphorien, Bazas), elle est nettement discordante sur les Sables fauves et les molasses miocènes. Dans le secteur de Brocas, la formation surmonte les Glaïses bigarrées.

Puissance, lithologie paléoenvironnements

– Formation d'Onesse

Puissante de 20 m en moyenne, la Formation d'Onesse atteint plus de 40 m d'épaisseur dans la région occidentale des Landes (Parentis et Sabres). Il s'agit de sables plus ou moins grossiers à petits graviers (10 à 15 mm) roulés, blanchâtres, avec de très nombreux quartz hyalins. Le cortège des minéraux lourds est comparable à celui de la Formation d'Arengosse. Ces sables et graviers qui occupent quelques mètres à la base de la série, sont surmontés par des sables plus ou moins argileux, micacés gris bleuté, qui supportent au sommet des argiles silteuses micacées gris-bleu sombre, parfois organiques et souvent totalement oxydées par l'altération. Localement, des horizons ligniteux (2 m) avec de nombreux bois flottés, s'intercalent au sein des assises supérieures comme aux environs de Mimizan, Saint-Julien-en-Born, Lesperon et à l'est de Sanguinet (Lagne-

reau) (Karnay, Dubreuilh, 1992 ; Dubreuilh *et al.*, 1991 ; Platel, 1992).

Les paléoenvironnements restent semblables aux précédents, mais une plus forte progradation des dépôts deltaïques vers l'ouest et le nord est notable (pentes de 5 % en moyenne).

- Formation de Beliet

Dans la vallée de l'Eyre (Pissos), les graviers disparaissent peu à peu et le sommet de la série passe progressivement à 12 m de sables fins souvent peu argileux, blanc-vert à grisâtres (Platel, 1991) ; cette évolution de faciès, qui devient très nette car les sables s'affinent encore plus sur la carte Belin, a été distinguée sous la dénomination de Formation de Beliet (Platel, 1992). Dans ce secteur, des lentilles d'argile gris-bleu, épaisses de 2 à 3 m comme à Beliet sous le lit du ruisseau de la Hountine, s'interstratifient au sein de l'ensemble.

Variations latérales

Au nord de Cazaubon (Estigarde), une importante assise d'argile silteuse gris-bleu, très plastique et finement micacée, a été traversée sur plus de 12 m. A la différence des autres lentilles, elle ne présente aucune marbrure pédogénétique ce qui indiquerait un rapide recouvrement par les sables supérieurs de la Formation de Castets.

Age et paléontologie

De nombreuses analyses du contenu floristique ont été réalisées, notamment à Saint-Julien-en-Born, tant sur les dépôts ligniteux que sur les argiles organiques situées au sommet de la Formation d'Onesse ainsi que sur celles de Garot (commune de Belin-Beliet) au sommet de la Formation de Beliet. Les associations polliniques sont caractérisées par l'abondance des taxons de milieu humide : spores (polypodiacées, osmondacées) (*Alnus*), herbacées (cupressacées, *Typha*) et phytoplancton d'eau douce (*Ovoidites*, zygnématocées). Parmi les taxons arboréens sont représentés des conifères (*Pinus silvestris*, *Tsuga*) et des feuillus (*Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*, *Betula*). *Carya* et *Pterocarya* sont encore présents, mais rares.

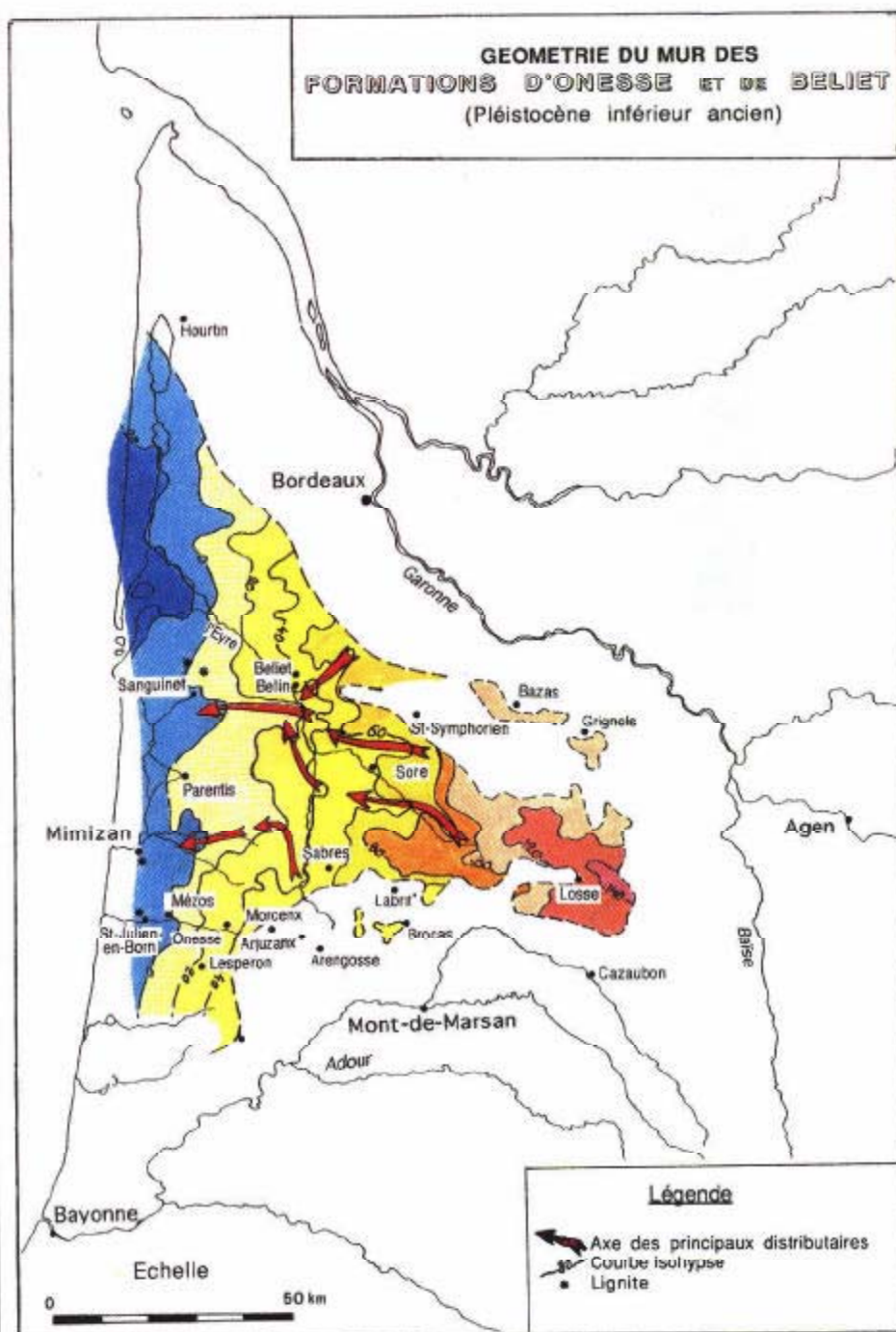


Fig. 6. - Géométrie du mur des Formations d'Onesse et de Beliet.

Fig. 6. - Bottom shape of the Onesse and Beliet Formations.

L'association floristique permet de situer ces flores au sein du Pléistocène inférieur, probablement à proximité de la limite plio-pléistocène.

Formation de Belin

Depuis la vallée de l'Eyre au sud jusqu'au nord du Médoc s'étend la Formation de Belin, dont les témoins se retrouvent à l'est le long de la Garonne

jusqu'aux environs de Marmande. A l'affleurement, la formation est surtout visible autour de Belin et de Salles, secteur situé à la limite méridionale d'extension de ce nouvel épandage (séquence 5), emboîté dans les terrains antérieurs (fig. 7).

Synonymie

La Formation de Belin correspond aux "Sables et graviers de base" (du

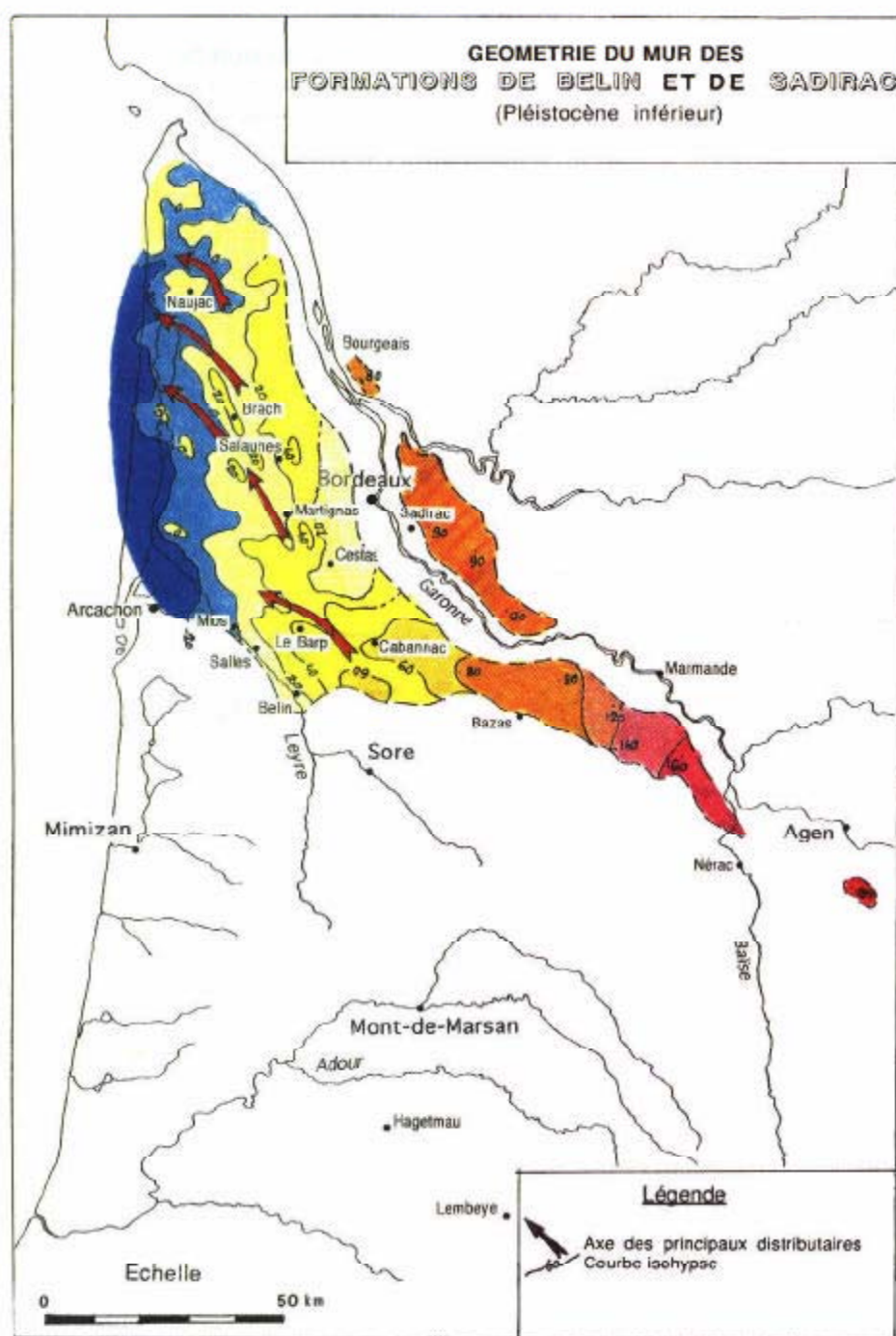


Fig. 7. - Géométrie du mur des Formations de Belin et de Sadirac.

Fig. 7. - Bottom shape of the Belin and Sadirac Formations.

Médoc (Dubreuilh, 1976 ; Dubreuilh *et al.*, 1972), à une partie des "Graviers de base" de V. Liepmann (1980) et à une partie du "Complexe intermédiaire" de P. Legigan (1975).

Coupe-type

Définie dans le secteur de Belin-Beliet (Platel, 1992), la coupe-type de la formation a été prise dans les gravières de Ballion, situées à 4 km au nord-est de Belin, où la série est bien développée, la

base de la formation étant visible juste au nord de la vallée de la Hountine.

Rapport avec les formations encaissantes

Nettement discordante à l'échelle régionale, la formation repose sur des niveaux très différents : sur les sables de Beliet ou au sein de la Formation d'Onesse généralement, sur les Sables fauves dans le secteur de Mios et au sud de Salles, mais aussi sur les molasses et

calcaires lacustres du Miocène inférieur à l'est de Bazas ou sur les sables verts marins du Miocène moyen, voire sur l'Oligocène dans le Médoc (Naujac).

Dans le détail, la Formation de Belin montre de fréquents indices de chenalisation ravinante à sa base (vallée de l'Eyre, nodules indurés des sables de Beliet "bréchifiés" et resédimentés au contact inférieur, grosses différences altimétriques entre sondages très proches comme par exemple dans le secteur de Ballion - commune de Belin-Beliet). Le sommet de la formation est souvent érodé sous le Sable des Landes (Formation de Castets).

Puissance, lithologie, paléoenvironnements

Avec une puissance de 5 à 10 m le plus souvent, la formation atteint parfois 20 m d'épaisseur dans l'axe des principaux chenaux (est de Ballion, sud de Belin, Le Barp) et même dépasse 30 m à Naujac.

Cette série est principalement constituée par des assises de petits graviers centimétriques très arrondis blanchâtres et de sables grossiers blancs à grisâtres assez arrondis, emballés dans une matrice d'argile kaolinique dominante plus ou moins abondante (5 à 20 %).

Les stratifications obliques assez aplaties témoignent de courants nettement plus forts que dans les formations précédentes dont l'orientation s'infléchit vers le nord-ouest. Les graviers les plus fréquents sont des quartz et quartzites blanc laiteux ; quelques grains de quartz roses ou gris y sont mélangés, ainsi que des lydiennes et quelques débris émoussés de calcaires décarbonatés et silicifiés. Le centile atteint 1,5 cm environ. Les minéraux lourds sont représentés surtout par l'andalousite, la tourmaline, la staurotite, la sillimanite, devant le rutile, l'ilménite, le leucoxène et le zircon, attestant à nouveau d'apports provenant des Pyrénées, comme le prouve d'ailleurs l'absence de disthène.

Dans le sommet de la formation s'interstratifie de fines lentilles de sables argileux gris à noirs et d'argiles silteuses plastiques gris bleuâtre à blanches (Argiles de Brach), qui se sont surtout

déposées dans le sud du Médoc (Salaunes, Martignas) et au sud de Bordeaux (Cestas, Cabanac - Bazas). Elles sont constituées par de la kaolinite (70 à 80 %) devant l'illite. De rares débris ligniteux existent à Brach.

La mise en place des graviers de Belin s'est réalisée dans des paléoenvironnements deltaïques avec existence de profonds chenaux divagants où s'accumulait le matériel grossier, séparés par des zones plus calmes ; à la fin de la séquence s'est généralisée l'extension de zones calmes marécageuses à sédimentation fine vaseuse.

Variations latérales

Les faciès détritiques étant partout grossiers, seules varient les épaisseurs de dépôts qui se réduisent vers l'est où quelques témoins subsistent dans les secteurs de Bazas et Nérac (Capdeville, 1992 ; Karnay, à paraître). Il est très probable que la Formation de Belin passe latéralement à la Formation de Sadirac qui constitue le plus haut niveau d'alluvions quaternaires au nord de la Garonne (Entre-Deux-Mers) se prolongeant par les Graviers du Bourgeois au nord de la confluence Garonne - Dordogne. A cause de la persistance du jeu néotectonique d'accidents sous la Garonne induisant de grandes différences altimétriques, les faciès de ces formations de graviers et petits cailloutis sont très rubéfiés, mais la nature des constituants et les argiles des matrices sont comparables. De même, les Argiles de Sadirac au sommet de la formation de l'Entre-deux-Mers correspondraient aux Argiles de Brach dont elles présentent le même cortège argileux.

Quelques lambeaux de dépôts à graviers et galets se retrouvent au sommet des interfluvies autour du Gave de Pau, près d'Hagetmau et de Lembeye. Provenant des Pyrénées, cette nappe d'épandage, bien que d'âge supposé quaternaire ancien, n'a pas de relation d'alimentation avec la Formation de Belin.

Age

Il n'y a pas d'élément de datation dans ces dépôts azoïques, mais l'âge des Formations de Belin et de Sadirac est contraint par ceux des Formations

d'Onesse et de Beliet au mur et des premières alluvions périglaciaires du réseau structuré qui s'encaissent à l'intérieur, ce qui les fait attribuer au Pléistocène inférieur.

Sable des Landes (l.s.) et Formation de Castets

La fin du comblement détritique des Landes de Gascogne est réalisé par le dépôt de deux assises superposées qui passent progressivement de l'une à l'autre :

- à la base des sables blanchâtres fluviaux, épais (partie inférieure du Sable des Landes *lato sensu* des cartes géologiques modernes ou Formation de Castets)

- au sommet des sables jaune clair éolisés, peu épais, correspondant au Sable des Landes *stricto sensu* des auteurs, dont P. Legigan (1979) parmi les plus récents ; c'est cette dernière assise qui, en dérivant de la première par reprise éolienne, a recouvert l'ensemble des Landes de Gascogne d'un manteau uniforme et a donné naissance aux édifices dunaires internes.

Seuls les sables fluviaux de Castets ont été représentés sur la carte (fig. hors texte), occupant l'ouest des Landes et le Médoc et reconnus dans des secteurs orientaux discontinus près de Cazaubon, Estigarde, Losse, Houeillès et jusqu'à proximité de Nérac (Durance).

Synonymie

La Formation de Castets correspond aux "Sables type Dépée" du Médoc (Dubrenilh, 1976), au sommet du "Complexe intermédiaire" de P. Legigan (1979), aux "Sables de Dépée" de V. Liepmann (1980) et aux "Sables supérieurs" de G. Sajous (1984).

Coupe-type

Elle a été choisie dans les coupes des tranchées de routes près de Castets (Karnay *et al.*, 1991), où les sables de la Formation de Castets surmontent directement les sables argileux et argiles lignitifères de la Formation d'Onesse.

Rapport avec les formations encaissantes

Les sables fluviaux de la Formation de Castets recouvrent en discordance

toutes les formations antérieures dans l'est des Landes, celle d'Onesse dans l'ouest du bassin et celle de Belin au nord de l'Eyre et dans le Médoc.

Puissance, lithologie, paléoenvironnements

– Formation de Castets

Avec une puissance très variable, mais atteignant souvent 30 à 40 m, la Formation de Castets est principalement constituée par des sables moyens blancs à grisâtres (250 à 300 microns), bien classés, très peu argileux et presque uniquement quartzueux, avec quelques grains de feldspaths et peu de minéraux lourds (tourmaline, andalousite, staurolite, zircon et épidote). Les grains émoussés-luisants dominants et les indices granulométriques attestent de la mise en place fluviale de ces dépôts. A la partie supérieure, se sont déposées des couches minces de lignite très sableux, des alternances de strates argilo-organiques centimétriques entrecoupées par des lits de sables blancs bien classés ou des couches d'argiles gris-bleu silteuses comme à Argelouse (Karnay, 1993).

– Sable des Landes s.s.

Au sommet de la série plio-quaternaire landaise existe partout le Sable des Landes s.s., manteau sableux superficiel qui n'est épais que de 2 à 3 mètres généralement, mais peut atteindre parfois une dizaine de mètres dans des dépressions du plateau, dans les dunes internes ou près des rebords de thalweg, où le sédiment a été piégé par perte de compétence. Alors que sa base comprend encore des lits déposés par ruissellement, ce niveau est surtout constitué par un sable moyen, bien à très bien classé (250 microns en moyenne), presque exclusivement formé par des grains de quartz montrant de très nets indices d'éolisation sur des formes subarrondies ou arrondies.

La Formation de Castets, alimentée en grande partie par les sables de la Formation d'Onesse, s'est déposée dans un environnement de plaine deltaïque très peu pentée parcourue par un chevelu très dense de réseaux fluviaux anastomosés ; elle était régulièrement soumise à des phases sèches permettant la reprise éolienne du matériel sableux.

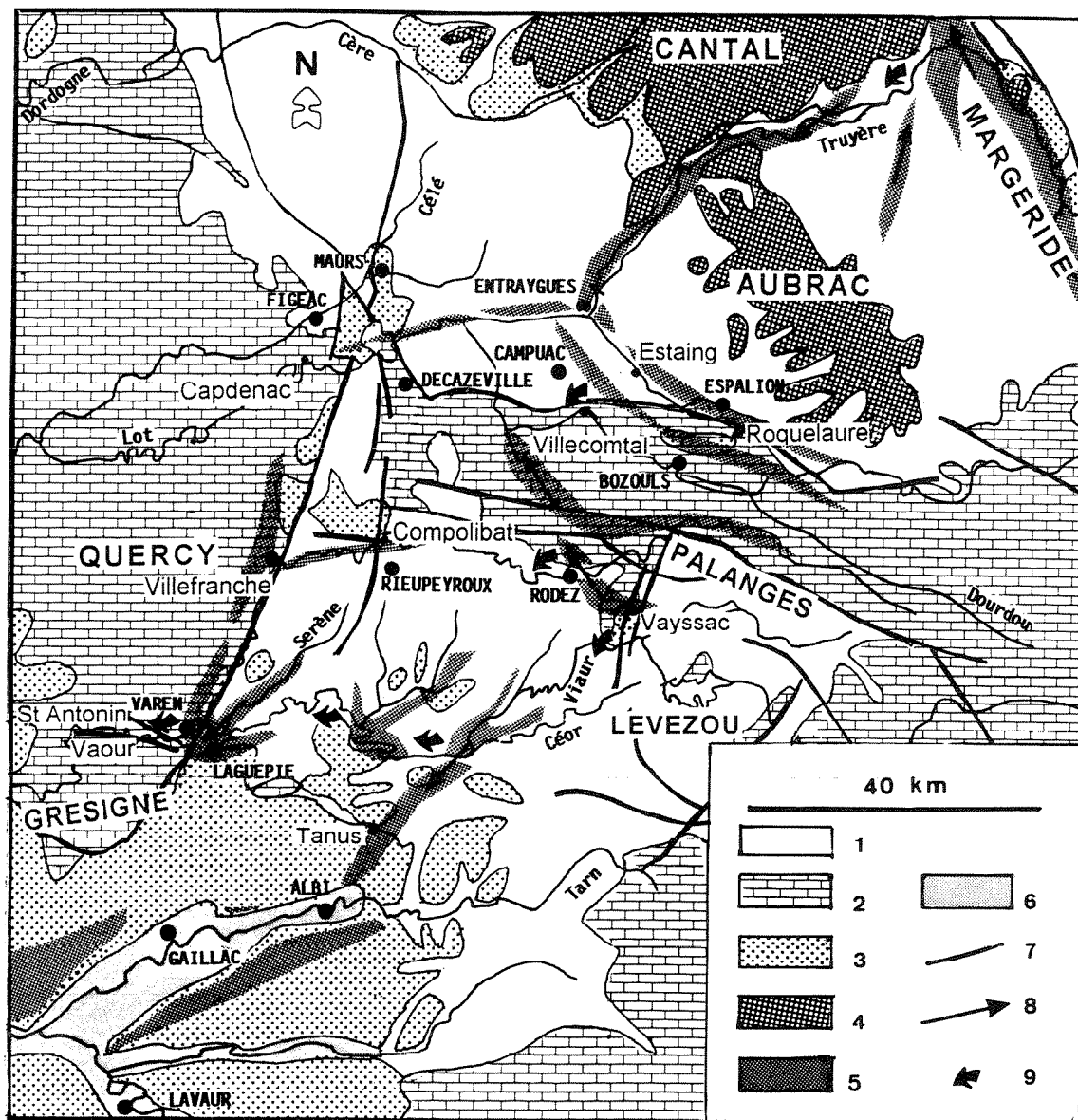


Fig. 8. – Les paléo-réseaux du sud-ouest du Massif central.

Fig. 8. – The ancient network in the south-western part of the Massif central.

1 : Socle - 2 : Sédiments ante-Cénozoïque - 3 : Sédiments cénozoïques - 4 : Basalte - 5 : Couloir de paléo-drain - 6 : Alluvions récentes - 7 : Faille - 8 : Sens des paléo-drainage - 9 : Capture ou déversement.

Ce sont surtout les sables de cette formation qui ont fourni le matériel repris par le vent au cours du Würm et qui a nappé l'ensemble Landes - Médoc (Sable des Landes *s.s.*) soumis à un environnement désertique froid où alternaient des phases d'éolisation et de ruissellement.

Age et paléontologie

Les débris organiques et les argiles grises situés au toit de la formation de Castets ont fourni une microflore typiquement quaternaire, caractérisée par l'abondance des conifères (*Picea* et *Pinus silvestris*) associés à une strate herbacée à composées et éricacées. Par ailleurs, C. Thibault (1965) attribue la partie supérieure éolisée (Sables des Landes *s.s.*) aux deux derniers stades de la glaciation würmienne (Würm III et

IV), suite à la réinterprétation des deux pointes à cran solutréennes découvertes aux environs de Sabres à la base de ces sables par L. Martres (1882).

Pour P. Legigan (1985), la mise en place de ce dépôt résultant de la "résidualisation" de la phase sableuse des formations antérieures s'est faite en plusieurs phases :

- les plus vieux épandages se sont déposés dès le Riss (200 000 ans environ) et sont interstratifiés dans les terrasses ;

- le début du Würm ne semble pas avoir connu d'éolisation importante, mais l'abaissement du niveau marin a permis la mobilisation d'importants stocks sableux ;

- le climat très sec durant le Würm III (36 000 ans environ) et la puissance

des vents d'ouest ont favorisé l'avancée des sables éoliens sur de vastes étendues, ce qui marque la phase maximale de dépôt ;

- au Würm IV, les sables gagnent encore vers l'est jusqu'au niveau des cours d'eau bordant le massif landais et sont repris par ceux-ci ;

- vers 10 000 ans (Postglaciaire), les derniers épandages recouvrent les terrasses de l'Adour.

Les vestiges alluviaux fini-néogènes et quaternaires du sud-ouest du Massif central

Ces vestiges ne sont le plus souvent que des nappes résiduelles de galets plus ou moins épaisses et continues à la surface des plateaux ou sur des gradins

dominant les vallées. Le matériel ne comporte plus que les éléments les plus résistants à l'altération, généralement les galets de quartz et de silex. Ces nappes jalonnent le passage d'anciens cours d'eau, mais ne permettent aucune autre hypothèse. Par chance, en quelques endroits, les alluvions ont été mieux protégées, car soustraites en partie à l'altération ou à l'érosion par leur position (remblaiement d'ombilics subsidants) ou par leur fossilisation par des coulées de basalte.

Dans le secteur étudié (fig. 8), plusieurs vestiges d'alluvions subsistent, jalonnant le cours des paléo-Dourdou et paléo-Lot et des paléo-Viaur et paléo-Aveyron. Seuls quelques sites sont intéressants dont deux plus particulièrement, ceux de Roquelaure et du Somnard (Simon-Coinçon, 1989).

Les paléo-Dourdou et paléo-Lot

– Les alluvions sur le plateau de Campuac s'alignent dans l'ensellement emprunté par les Dazes (de 660 m au sud-est à 620 m au nord-ouest). Sur un à deux mètres, des alluvions organisées en grandes lentilles, sont formées de galets bien roulés de quartz à patine rousse, de blocs de quartz peu émoussés, de silex jaunâtres et de gros galets (de 10 à 15 cm) de roches cristallines peu altérées.

– Les alluvions de Roquelaure, épaisses de près de 8 m, perchées au-dessus du Lot sont protégées par une coulée de basalte (fig. 9). Elles s'organisent en lentilles de granulométrie variée allant de sables fins à de gros blocs émoussés, dont quelques uns atteignent 30 à 40 cm de grand axe. La nature des éléments est diverse :

– silex, peut-être issus du Jurassique, quartz filoniens émoussés et patinés,

repris peut-être à des formations plus anciennes (des brèches et des conglomérats à très gros éléments existent dans l'Infralias plus à l'est) ;

– des débris de phosphate (fluorapatite pure), aux arêtes vives, peu déplacés, visiblement arrachés à une berge proche ;

– des arènes de socle remaniées ;

– des éléments volcaniques, galets de basalte, matériel volcano-sédimentaire. Certains galets de basalte comportent des enclaves de nodules de péridotite et pourraient provenir de zones déjà volcanisées des Grands Causses. Des tufs et des cinérites à empreintes de plantes s'intercalent en grandes lentilles au sein de ces alluvions.

Ces alluvions semblent indiquer une provenance depuis l'est de la région, elles ne contiennent pas de galets de roches granitiques ou métamorphiques et les éléments de socle qu'elles comportent (quartz, feldspaths) peuvent avoir été empruntés aux terrains infra-lia-siques. Les éléments volcaniques outre ceux d'origine caussenarde probable, proviennent d'un point d'émission situé à peu près au droit du village de Roquelaure. Cet appareil surtout explosif a progressivement barré le cours de la paléo-vallée qui a dû peu à peu glisser vers le nord en bordure de l'Aubrac.

Les paléo-Viaur et paléo-Aveyron

– Le cône de déjection du Viaur à la sortie du Lévezou : au droit du village de Vayssac, un cours d'eau débouchait du Lévezou, il a construit au pied de l'escarpement de faille bordier un vaste cône de déjection qui a raviné et recouvert en partie les sédiments tertiaires du bassin des Bastries. Ce cours se poursuivait dans un large couloir en berceau, bien

visible dans la topographie, vers La Primaube, puis obliquait vers le bassin de Decazeville. Ce cône (qui sert de rampe à la RN 111) a une épaisseur approximative de 8 m. En surface, apparaissent surtout de gros galets de quartz (jusqu'à 10 cm de grand axe), à patine rousse et de forme ovoïde. Des travaux ont révélé qu'à 1,5 ou 2 m sous la surface, des galets de socle (originaires du Lévezou) avaient été préservés de l'altération. Ces formations et les traînées d'alluvions qui les prolongent sont les témoins d'un paléo-Viaur qui s'écoulait vers le nord-ouest.

– Les bassins du bas-Viaur : le tracé du Viaur entre Tanus et sa confluence avec l'Aveyron est constitué par une série de petits ombilics comblés d'alluvions et de gorges étroites et profondes traversant des massifs d'inselbergs. Ces ombilics, dont les fonds sont perchés de 150 à 200 m au-dessus du lit actuel des rivières, se prolongent vers le sud par des paléovallées taillées dans les sédiments tertiaires de l'Albigeois. Les raccords en gorge entre les ombilics sont donc plus récents.

Dans le bassin de Tanus-Maliphète (fig. 10) une formation fluvio-torrentielle s'observe sur 7 à 8 m d'épaisseur. Elle est formée de grandes lentilles de gros galets bien arrondis et patinés (15 cm), de galets plus petits et de graviers emballés dans une matrice sablo-argileuse. En 1949, puis en 1965 ont été trouvées deux molaires d'*Elephas antiquus*. G. Astre (1950, 1965) les attribue "...A une prémutation très ancienne d'*Antiquus*, à peine dégagée du stade *Ausoniensis*. Le niveau est du Pliocène supérieur, en tout cas pas plus récent que le Pléistocène ancien". Ces datations n'ont pas été réexaminées depuis cette

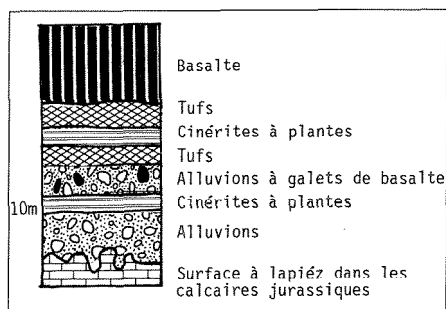


Fig. 9. – Coupe des alluvions sous la coulée basaltique de Roquelaure.

Fig. 9. – Section of the alluvial deposits below the Roquelaure basaltic valley-infill.

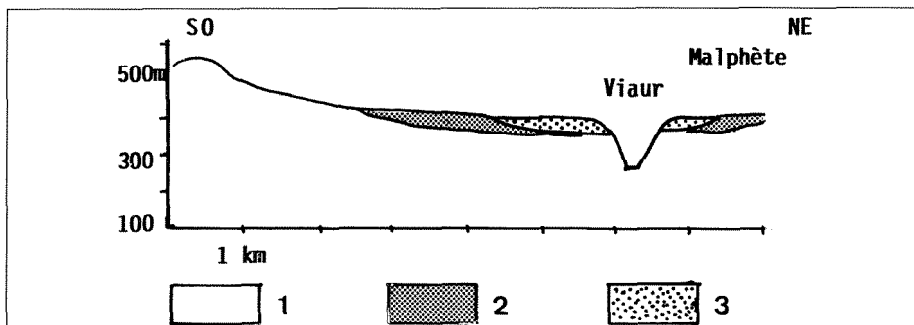


Fig. 10. – Paléo-drain du bas-Viaur.

Fig. 10. – The Lower-Viaur ancient river-course.

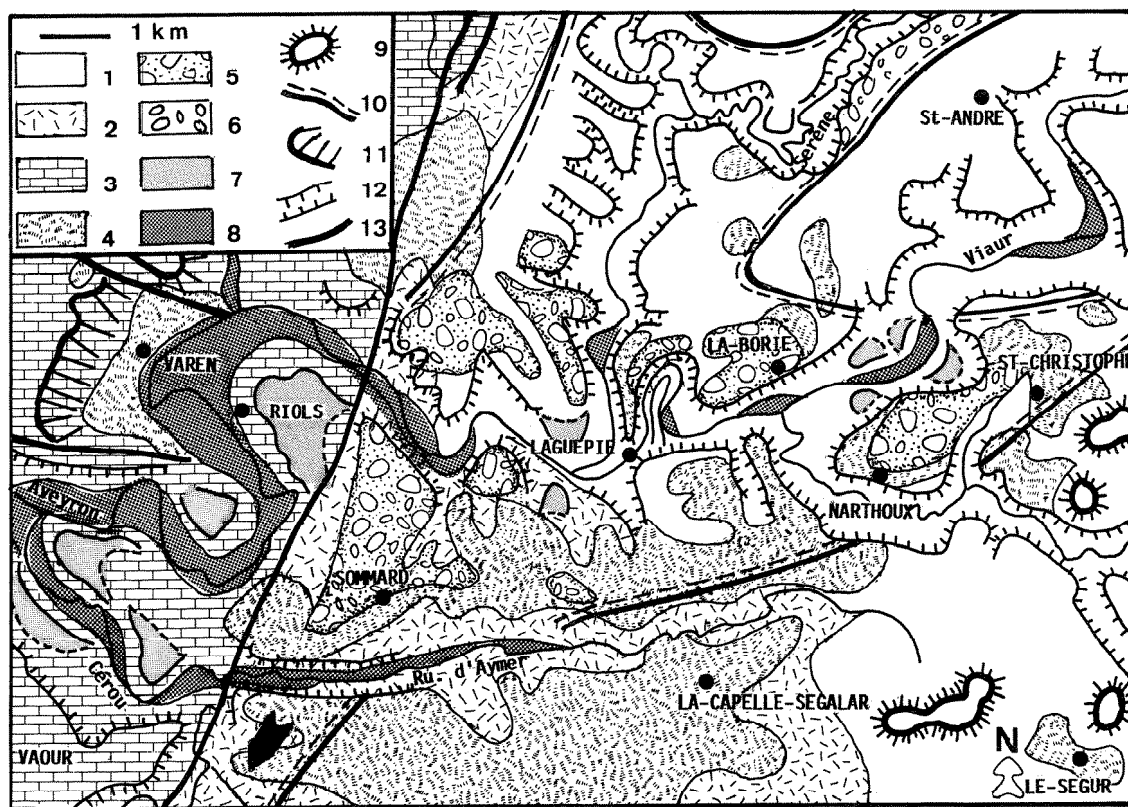


Fig. 11. — Carte schématique du bassin du Somnard.

Fig. 11. — Somnard basin: sketch map.

1 : Socle - 2 : Sédiments permio-houillers - 3 : Sédiments mésozoïques - 4 : Sédiments et altérites cénozoïques - 5 : Alluvions du Miocène terminal-Pliocène - 6 : Galets épars - 7 : Haute terrasse (40 à 50 m) - 8 : Plaine alluviale actuelle - 9 : Dôme résiduel et inselberg - 10 : Limite de couloir des paléodraïns - 11 : Falaise de calcaires durs du Jurassique - 12 : Vallée en gorge - 13 : Faille.

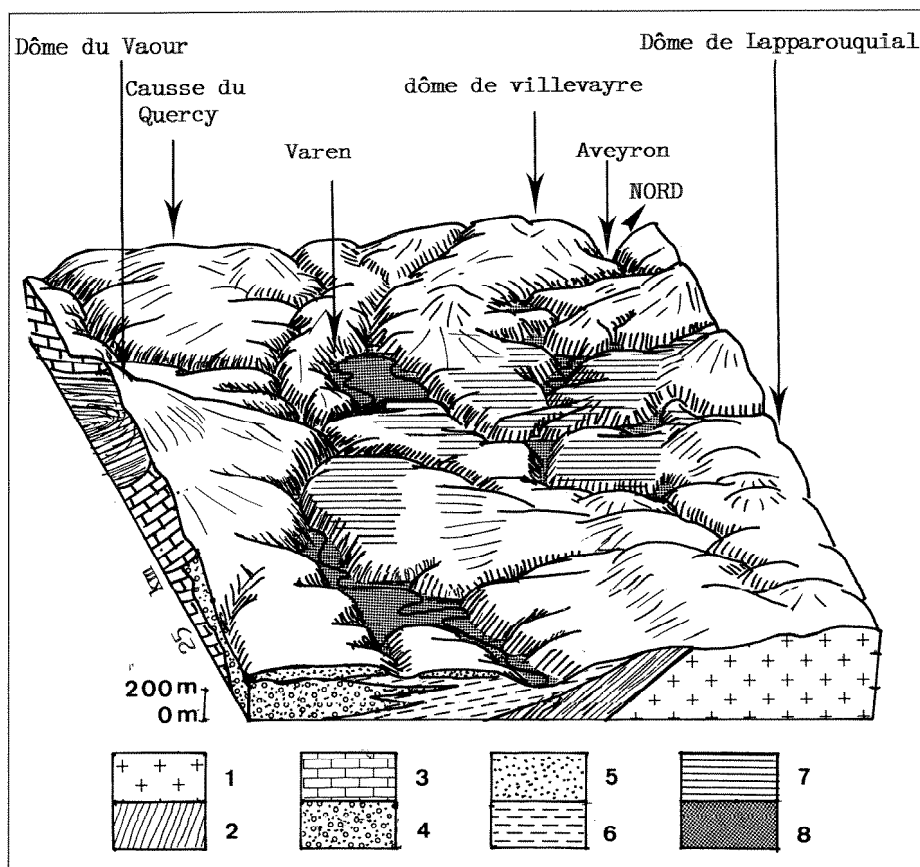


Fig. 12. — Bloc-diagramme du bassin du Somnard.

Fig. 12. — Somnard basin: diagrammatic view.

1 : Socle - 2 : Sédiments permio-houillers - 3 : Sédiments mésozoïques - 4 : Conglomérats de la Grésigne - 5 : Cénozoïque indifférencié - 6 : Argile à graviers - 7 : Couloir des paléodraïns - 8 : Plaine alluviale actuelle.

époque et l'espèce semblant être plus tardive, un âge pléistocène inférieur à moyen pourrait être actuellement retenu.

Le bassin du Somnard s'allonge sur près de 5 km à la confluence du Viaur et de l'Aveyron (fig. 11). Ce bassin s'inscrit légèrement en contrebas des plateaux aux dépens du socle, des sédiments permien et jurassiques, et des dépôts tertiaires (fig. 12). L'épaisseur moyenne des dépôts conservés dépasse les 50 m. Les meilleures observations ont été faites dans la carrière exploitée du Somnard (1 km au sud-ouest de Laguèpie - fig. 13). A la base, sur le substratum raviné, apparaît un conglomérat très grossier de galets de quartz, de roche du socle et de grès. Au-dessus sur 2 à 3 m, existe un niveau d'argiles plastiques blanches avec passées sableuses. Au-dessus, reposent des dépôts fins, en général sableux, bien lavés avec de minces passées d'argiles, offrant de belles figures de chenalisation. Les phénomènes d'hydromorphie avec croûtes ferrugineuses sont fréquents. On y a occasionnellement trouvé des bois flottés. Au-dessus, sur 5 à 6 m reposent des alluvions graveleuses, organisées en chenaux en tresses. Cette disposition indique un changement dans le régime hydrologique de la rivière et est l'indice

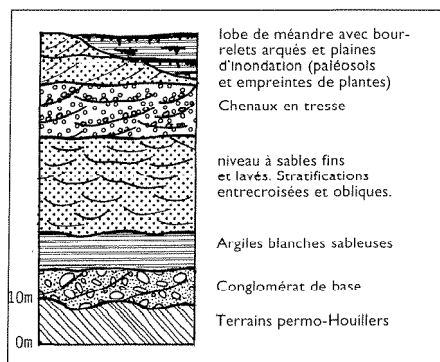


Fig. 13. – Coupe des alluvions du Sommar.

Fig. 13. – Section through the alluvial deposits of the Sommar.

d'un cours d'eau fortement chargé arrivant dans un milieu plat. Dans ces niveaux, les grès du Carbonifère, arrachés aux affleurements à l'ouest de la faille de Villefranche, deviennent plus abondants. La fin de la sédimentation s'est marquée par la migration vers le sud d'un vaste lobe de méandre. Les dépôts argilo-sableux s'agençaient en une série de bourrelets arqués, en arrière desquels sédimentaient des argiles micacées. Les niveaux d'argiles, épais de près de 2 m par endroits, présentent un fin litage avec empreintes de plantes. Ils se terminent par des paléosols rouges avec des infrastructures en glosses. Les microflore ont révélé la présence de *Pinus silvestris*, *Quercus*, *Alnus*. Ces données sont malheureusement trop imprécises. Cependant, ces datations ne sont pas en contradiction avec l'âge pléistocène de l'*Elephas antiquus* de Malphète.

Tous ces drains qui prennent naissance sur le Rouergue convergeaient vers le sud-ouest, vers l'actuelle confluence du Tarn, de l'Agout et du Dadou. Encastées dans les sédiments oligocènes, d'importantes nappes alluviales recouvrent la surface des plateaux ou couronnent les "cloisons" entre les cours d'eau. Elles sont en quelques endroits dominées par des petits pitons de calcaires lacustres. A. Tavoso (1975) date les hautes terrasses en contrebas, du Pléistocène inférieur au vu d'industries humaines ; ces nappes comme celles de la Forêt de Sivens en rive droite du Tarn sont donc plus anciennes. Elles contiennent surtout des éléments siliceux. Certains niveaux comportent des calcaires jurassiques silicifiés avec restes de bryozoaires. A l'est de Gaillac, on trouve

outre les galets de quartz et de calcaire silicifié, des galets de grès, d'arkose et de silcrète. Les sources connues les plus proches pour ces matériaux sont les plateaux du Rouergue et le dôme de Grésigne.

En contrebas s'étage tout un système de terrasses, que A. Tavoso (1975) date, en soulignant cependant les incertitudes, du Mindel au Riss par des restes d'industries de l'Acheuléen et du Moustérien. Les plus basses terrasses seraient risiennes. Des datations plus précises sont impossibles à cause de l'ancienneté des travaux et du manque actuel de données fiables. Elles ont cependant l'intérêt de donner un âge approximatif à des formations qui marquent une autre étape dans l'évolution des paysages. Ces formations, dont l'âge peut s'étendre du Miocène terminal au Pléistocène moyen ou supérieur, s'emboîtent dans les sédiments tertiaires (Eocène à Miocène inférieur) du Bassin aquitain et des grabens du socle du Massif central.

Ne sont conservés actuellement de ces anciens réseaux hydrographiques antérieurs à la grande phase d'incision que des tronçons épargnés par l'érosion. L'étude minutieuse de ces vestiges et des morphologies qui leur sont associées permet pourtant de dessiner ces réseaux qui, dans certains secteurs, étaient déjà bien structurés.

Reconstitution paléogéographique et évolution géodynamique

L'évolution géodynamique sera décrite successivement dans les régions Massif central puis plaine d'épandage landaise, l'encaissement des réseaux étant beaucoup plus précoce en amont qu'en aval.

Massif central et ses bordures

Début de structuration des cours anciens au Miocène.

Dans cette région amont (fig. 8), les réseaux fonctionnels à la fin du Miocène et au tout début du Pléistocène sont dans la plupart des cas les héritiers des paysages de l'Eocène et de l'Oligocène.

Ainsi dans les zones les plus en amont, où l'encaissement du réseau est ancien, l'axe fluvial de la proto-Truyère se dirigeait vers le nord continuant les écoulements fluvio-palustres des fossés oligocènes, pour se jeter dans l'Allier (de Goër et Etienne, 1991). Dans les massifs, des vallées étaient creusées dans le socle avant la fin du Miocène moyen, puisque des coulées de basalte datées de 11 à 9 Ma les fossilisent (de Goër et Burg, 1991).

Une nouvelle phase de soulèvement du Massif central s'est produite à partir du Miocène supérieur, entraînant une réactivation de la tectonique en horsts et grabens. Dans les zones périphériques, les vastes épandages fluvio-palustres passèrent alors progressivement à des écoulements plus concentrés. Un premier encaissement des drains se produisit en relation avec l'abaissement relatif des niveaux de base.

Dans le sud du Cantal et l'Aubrac, une paléo-Truyère (par opposition à la proto-Truyère plus ancienne) s'installa, recevant des affluents venus de l'Aubrac et du Cantal. Bien qu'ayant subi des modifications en liaison avec les épisodes volcaniques, son tracé était conforme à la vallée actuelle de la rivière. Elle rejoignait un paléo-Lot à Entraygues.

Le Déroit de Rodez était drainé par deux cours d'eau. Une branche nord, de direction est-ouest, balayait une zone comprise entre le Dourdou et la bordure de l'Aubrac. C'est un de ces bras qui à Roquelaure a été barré lors du pic d'activité de l'Aubrac, vers 7,7 Ma (de Goër *et al.*, 1991). Cet axe se poursuivait sur le plateau de Campuac, suivant le cours des Dazes, puis le cours du Lot jusqu'à Entraygues. Une branche sud coulait en bordure des Palanges et recevait le Vaur issu du Lézou, puis traversait le bassin de Decazeville encore fossilisé par la dalle des calcaires jurassiques et enfin rejoignait le paléo-Lot vers Figeac.

Au sud du Rouergue, les drains étaient orientés NE-SW et devaient confluer dans le bassin du Tarn. Un proto-Aveyron s'était installé en bordure de la faille de Villefranche. En amont, il remontait vers le bassin de Compolibat et commençait à gagner vers l'est. Il recevait une paléo-Serène issue des pla-

teaux granitiques du massif de Villefranche. Ces deux drains aboutissaient dans le bassin du Somnard où se sont déposés près de 50 m de dépôts fluviaux. Le bassin du Somnard constitue un véritable ombilic effondré à la croisée de deux grands accidents : la faille de Villefranche-de-Rouergue et la faille de Saint-Antonin. Nous connaissons mal l'exutoire de cet ombilic : il ne semble pas avoir emprunté le couloir de l'Aveyron Varen/Saint-Antonin au nord du dôme de Grésigne, mais il aurait pu se déverser vers le Tarn. Le coude de l'Aveyron serait plus tardif et peut-être lié à un rejeu du dôme grésignol et du dôme du Vaour.

Les réseaux encaissés pliocènes et quaternaires

Nous constatons que le canevas des paléo-réseaux diffère de celui des rivières actuelles. Les cours d'eau ne se sont pas simplement encaissés sur place, leur tracé a subi dans le même temps de profondes modifications. Deux problèmes surgissent : quand ont eu lieu modifications et encaissement ? et quel en est le moteur ?

L'encaissement du réseau hydrographique est un phénomène observé à l'échelle des massifs anciens de l'Europe moyenne. Derruau (1971) supposait l'existence de mouvements tectoniques ayant exhaussé le Massif central au "Plio-Villafranchien", mais sous la forme de déformations à grand rayon de courbure, sans cassure. En réponse à ces mouvements, les réseaux hydrographiques se seraient encaissés soit par surimposition, soit par antécédence. Il est difficile de trouver des arguments irréfutables en faveur de l'action de la tectonique. En effet, dans l'ensemble du Massif central depuis le début du Pliocène, l'érosion prévaut sur l'accumulation. On ne bénéficie pas, comme pour le Tertiaire, de sédiments corrélatifs liés au jeu des failles. Mais l'étude des anomalies dans l'évolution des réseaux hydrographiques donne des jalons précieux. Comment expliquer autrement que par la tectonique, qu'une vallée déjà inscrite d'une cinquantaine de mètres dans le socle, au lieu de s'encaisser sur place change de direction pour couler à l'opposé de son cours antérieur. Pourquoi l'Aveyron pendant un moment devient-il

conquérant sur le réseau du Lot au débit plus fort, alors qu'actuellement la situation est inversée, les affluents du Lot menaçant l'Aveyron ? Au Pas, seule une mince cloison de quelques centaines de mètres de micasciste, sépare les sources de l'Ady de ce dernier.

Les basaltes des planèzes cantaliennes datés entre 5,5 et 4 Ma fossilisent encore des vallées perchées. A. de Goër et R. Etienne (1991) considèrent que certains cours d'eau comme l'Alagnon n'ont commencé à creuser leurs gorges qu'après 3 Ma. Le déversement de la proto-Truyère dans le réseau du Lot serait postérieur à cette date. L'augmentation du débit engendré par ce déversement peut expliquer les perturbations dans le réseau avec les captures du Dourdou à Villecomtal, ainsi que toutes les autres captures que l'on observe dans les drains du bassin de Decazeville. Il est certain qu'une surrection du bloc de Campuac a défavorisé le Dourdou ne possédant pas l'énergie nécessaire pour inscrire une gorge par antécédence comme l'ont fait les autres rivières.

La tectonique, en provoquant le rejeu de blocs, a aidé les détournements et les captures en faveur du drainage méridional. Le haut-Viaur délaissant son ancien cours s'est plaqué contre l'escarpement bordier du Lévezou pour rejoindre le Céor. A cause d'une subsidence même légère de l'ombilic du Somnard et un rejeu du bloc grésignol, le drainage est-ouest du bas-Viaur s'est établi. Ces modifications ont dû entraîner une remontée de la tête de l'Aveyron et les captures en amont. Si ces phénomènes sont liés entre eux, cela ne veut pas dire qu'ils sont contemporains. Il semble bien que le tracé est-ouest du Viaur soit plus tardif ou se soit continué au moins jusqu'au Pléistocène.

Dans leur cours amont, les rivières offrent une succession d'élargissements de leur vallée, aux confluences ou dans les traversées de terrains tendres, raccordés par de profondes gorges monogéniques. Dans chaque bassin, plusieurs niveaux portant ou non des alluvions, peuvent être détaillés. Même sur le Lot où les niveaux emboîtés sont les plus nets, seule une basse terrasse aux alentours de 10 m se suit à peu près d'Estaing à Capdenac. Dans les différents

bassins, des replats existent sans que l'on puisse vraiment les raccorder entre eux. Leur nombre et leur altitude diffèrent. De plus, les pentes longitudinales sont élevées. Les pentes transversales, fortes elles aussi, les font assimiler plutôt à des glaci-terrasses qu'aux terrasses classiques de basses vallées. Nombre de ces formes ont disparu, surtout dans les zones de gorges. La vallée de l'Aveyron conserve à mi-pente des alluvions fines sableuses consolidées par un alios. L'affleurement ne fait plus que quelques centaines de mètres carrés sur 2 m d'épaisseur !

Toutes ces perturbations ont induit une érosion importante. La destruction des manteaux d'arènes sur le socle, le dégagement des bassins tertiaires, l'exhumation des causses bordiers de leur couverture tertiaire, se sont amplifiés. Les réseaux karstiques déjà ébauchés à la fin du Miocène ont aussi suivi l'enfoncement des rivières. Les produits de cette érosion ont été évacués vers les zones aval. Ces phénomènes qui se sont étalés sur tout le Pliocène et le Quaternaire n'ont pas été continus et réguliers. Le transit des matériaux s'est souvent fait par bonds successifs. Des stockages-relais se sont produits au pied des massifs, par exemple dans le bassin du Tarn. L'incision n'a gagné que tardivement les secteurs de bassin. Alors ces matériaux ont été repris et ont alimenté les nappes qui se mettaient en place dans le delta landais, la nappe d'Onesse du Pléistocène inférieur par exemple.

Bassin d'Aquitaine

Les nappes alluviales de la plaine deltaïque landaise et du piémont pyrénéen

Miocène moyen (Formation des Sables fauves)

Si l'on considère les axes de transit où s'exerce une forte érosion, deux zones semblent s'individualiser : l'une au sud de l'anticlinal d'Audignon, l'autre au nord de celui-ci (fig. 3).

— La partie méridionale est caractérisée par de fortes chenalisations, encaissées dans les faciès molassiques (encaissements jusqu'à 50 mètres) selon des couloirs orientés vers le nord-ouest

(Arthez-de-Béarn, Hagetmau, Aire-sur-Adour, Plaisance).

Les tailles granulométriques y sont souvent importantes.

– Au nord de la faille bordière de l'anticlinal d'Audignon les chenalisations acquièrent des directions presque est-ouest, avec une chute rapide de la compétence ; les dépôts de la pointe orientale du dispositif sédimentaire (Montréal, Condom) paraissent remaniés dans un contexte marin.

Au sein des deux zones précédemment citées, les fortes épaisseurs de Glaïses bigarrées se rencontrent à proximité de paléoreliefs pouvant contrarier le transit des sédiments (sud de l'anticlinal d'Audignon, région de Morcenx) (fig. 4).

Pliocène (Formation d'Arengosse et partie inférieure du Complexe de Lannemezan s.l.)

Par rapport à la surface occupée par les Sables fauves, on assiste à une forte diminution de l'emprise sédimentaire en même temps qu'un déplacement du delta vers le nord. L'alimentation d'origine méridionale ne parvient pas jusqu'aux Landes, car les masses détritiques restent stockées dans le piémont pyrénéen en constituant les dépôts de base de la partie inférieure du Complexe de Lannemezan, dans lesquels deux séquences majeures ont été reconnues au cours des levés cartographiques récents des secteurs d'Hagetmau et d'Arthez-de-Béarn (Capdeville, à paraître ; Dubreuilh et Karnay, à paraître) ; les apports s'effectuent par l'est, impliquant soit un contournement des zones comblées soit un déplacement des origines vers la Montagne noire et le sud du Massif central (fig. 5).

Dans la zone où existe une superposition de la Formation d'Arengosse sur les Glaïses bigarrées et les Sables fauves, les chenalisations correspondant aux deux épisodes détritiques occupent des positions géographiques très proches d'orientation sensiblement est-ouest. L'encaissement dans les Glaïses bigarrées peut atteindre 30 mètres, érodant parfois jusqu'au niveau des lignites de type Arjuzanx, élaborant même des

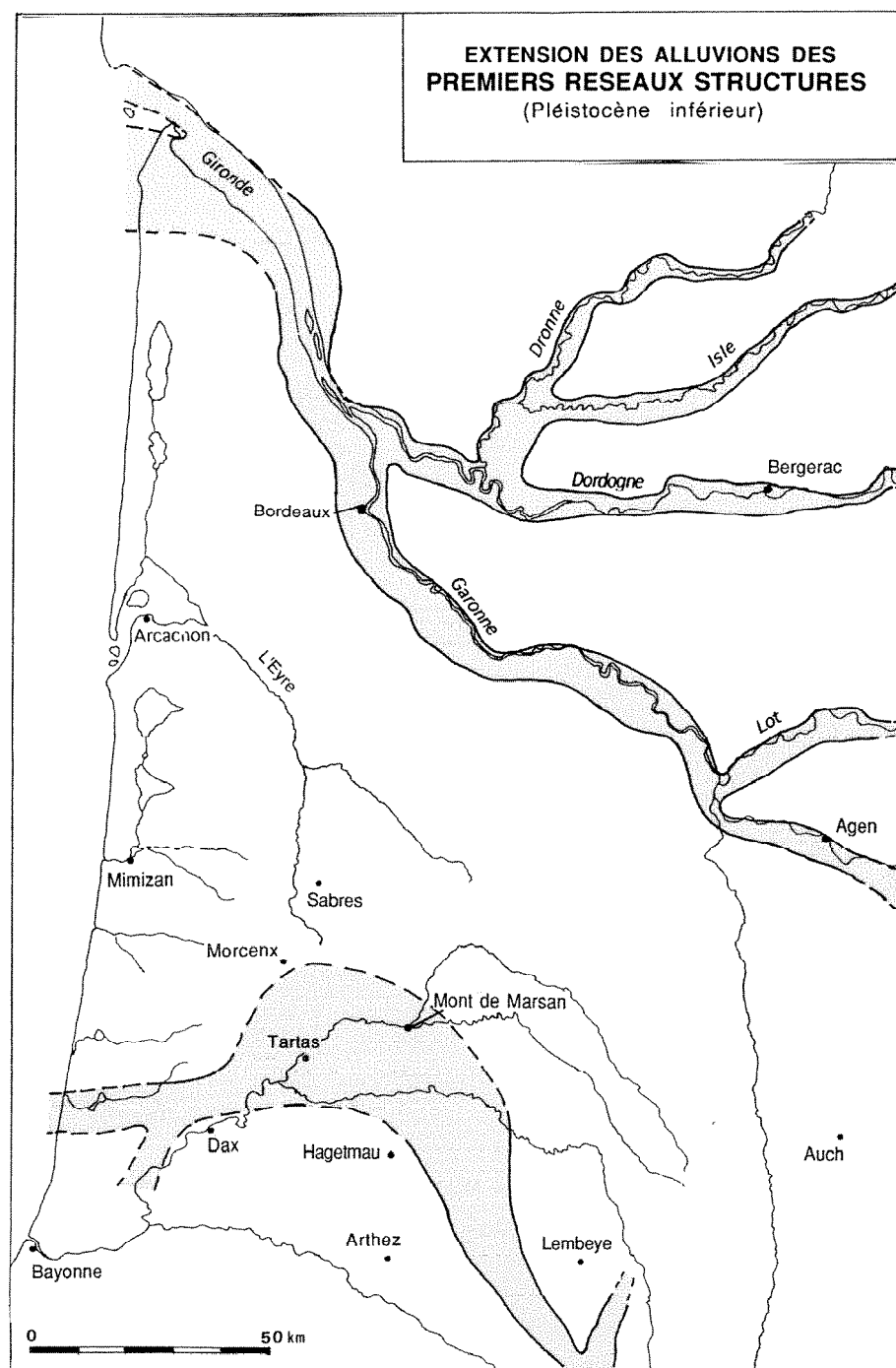


Fig. 14. Extension des alluvions des premiers réseaux structurés (Pléistocène inférieur).

Fig. 14. – Extension of the alluvial deposits of the first structured network (Lower Pleistocene).

galets ligniteux. D'autre part, de petits niveaux oxydés à l'intérieur de l'épandage détritique d'Arengosse témoignent de brusques variations de flux (arrêts de sédimentation).

Pléistocène inférieur ancien (Formation d'Onesse)

On note de nouveau une légère translation vers le nord de la surface recouverte par le delta landais. La pente de la

base de la formation s'avère plus prononcée que celle des apports précédents. L'alimentation est à rechercher vers l'est et le nord-est (région du Rouergue cristallin). La direction est-ouest et la position des chenaux de transit perdurent (fig. 6). Au sud, une séquence de dépôts fluviaux, à faciès moins argileux, est à présent reconnue dans le sommet de la partie inférieure du Complexe de Lannemezan.

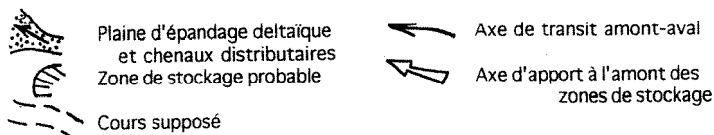
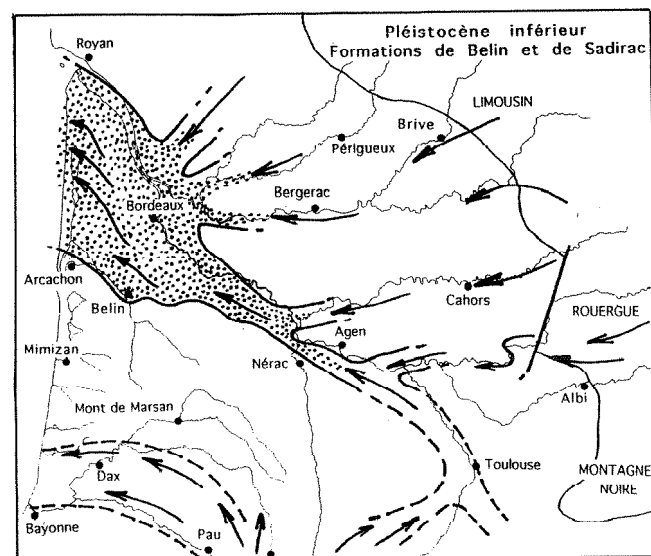
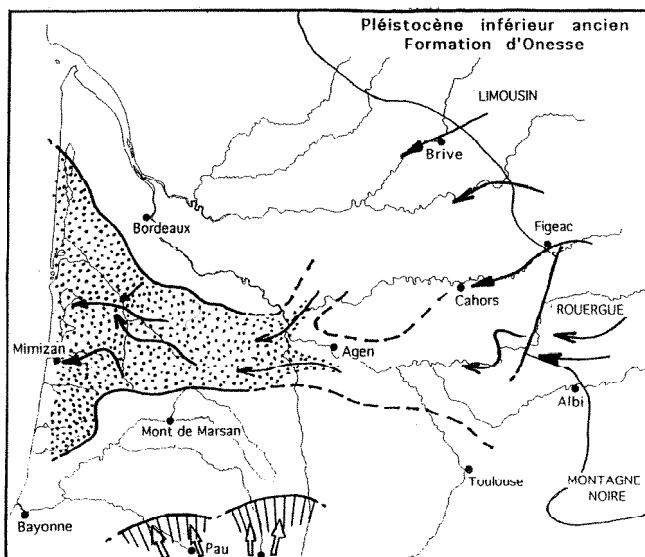
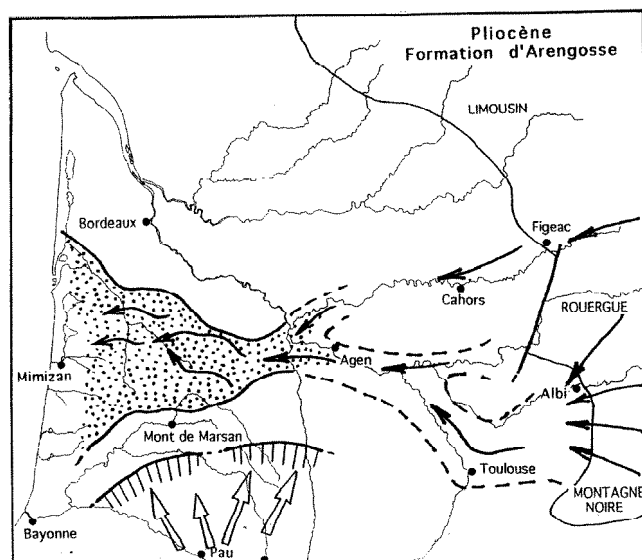
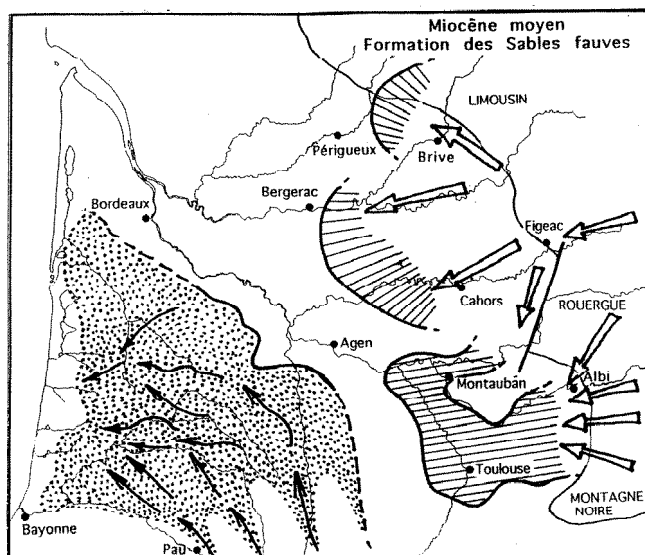


Fig. 15. — Evolution des réseaux fluviaux du Miocène moyen au Pléistocène.

Essai de reconstitution paléogéographique.

Fig. 15. — Evolution of fluvial networks from Middle Miocene to Pleistocene.

Tentative paleogeographic reconstruction.

15a - Middle Miocene - Sables fauves Formation,

15b - Pliocene - Arenegosse Formation,

15c - Lowest Pleistocene - Onesse and Beliet Formations,

15d - Lower Pleistocene - Belin and Sadirac Formations.

- 15a - Miocène moyen - Formation des Sables fauves,
 15b - Pliocène - Formation d'Arenegosse,
 15c - Pléistocène inférieur ancien - Formations d'Onesse et de Beliet,
 15d - Pléistocène inférieur - Formations de Belin et de Sadirac.

(Formation de Belin et Formation de Sadirac)

La zone d'épandage de la Formation de Belin est rejetée peu à peu vers le nord, épousant la bordure nord-est des dépôts précédents, en empruntant un couloir subparallèle à la Garonne à la fin de cet épisode. Les directions de dépôts successifs suggèrent un balayage se déplaçant de la région d'Arcachon vers le Médoc. La Formation de Belin comble l'ensemble du Médoc en débordant sur les régions actuelles de l'Entre-

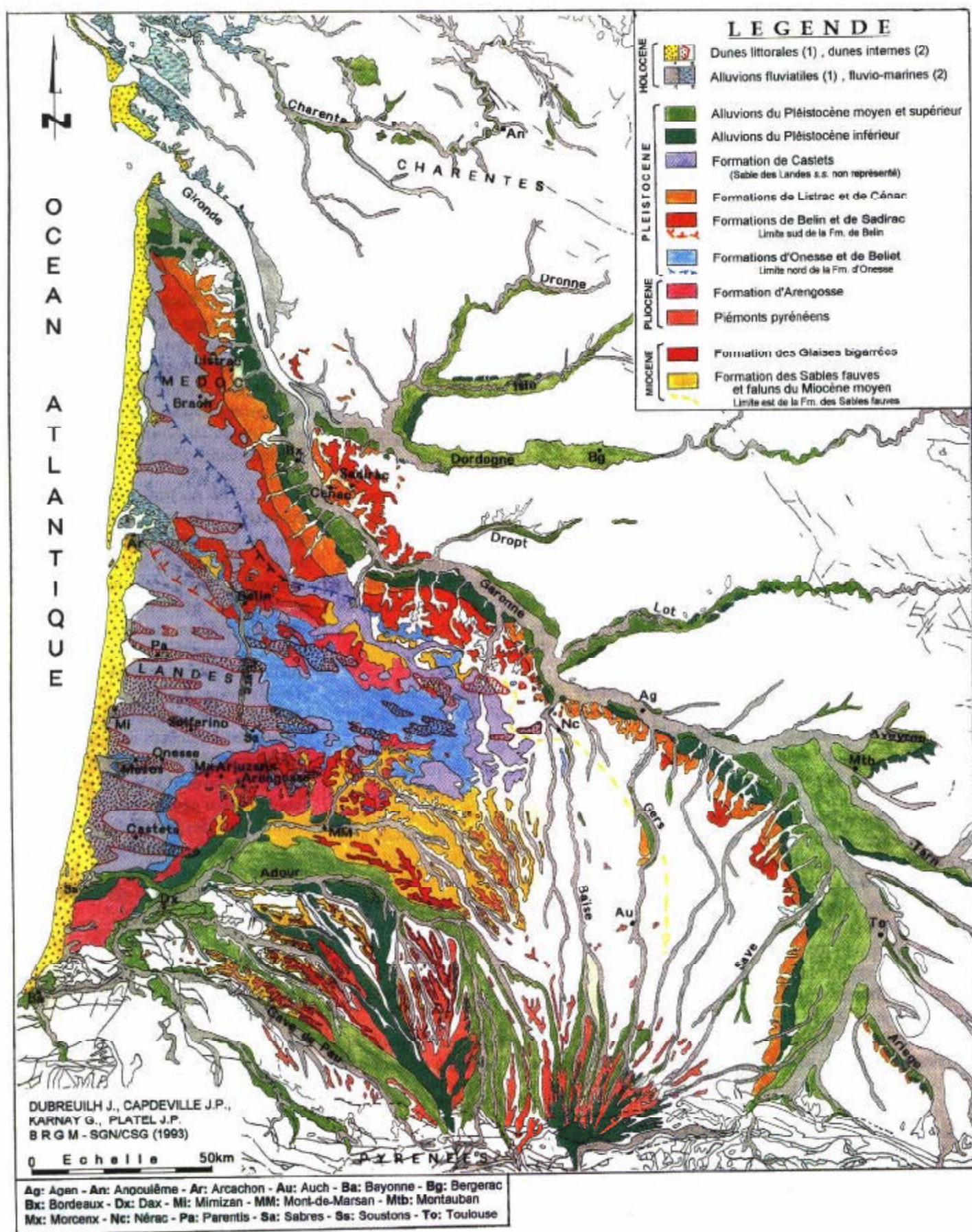
Deux-Mers, du Bourgeois et du Blayais, où l'on trouve son équivalent oriental, la Formation de Sadirac (fig. 7).

Les cours anciens - Début de structuration

Au cours du Pléistocène inférieur, une nouvelle nappe alluviale s'encaisse de 40 mètres en moyenne dans les formations précédentes, déposant les alluvions de Cénac en rive droite, Léognan et Listrac en rive gauche de la Garonne actuelle. L'extension latérale du cours se

trouve déjà fortement réduite à environ 15 km de largeur (fig. 14), alors que la Formation de Belin - Sadirac s'étalait selon un vaste éventail de 60 kilomètres d'ouverture (fig. 15d).

Pendant la même période apparaissent des témoins de palécours de la Dordogne, de l'Isle, de la Dronne et du Lot, dont les dépôts se situent 80 à 100 mètres au-dessus du niveau des cours actuels, matérialisant les premiers couloirs d'alluvionnement antérieurs à l'inscription des réseaux structurés péri-



Carte géologique synthétique des formations néogènes et quaternaires du bassin d'Aquitaine
 Synthetic geological map of the Neogene and Quaternary formations within the Aquitaine Basin.

glaciaires. Ces alluvions, le plus souvent résiduelles, ne sont plus représentées que par des cailloutis de petite taille constitués de quartz et de quartzites dans une matrice argileuse rougeâtre.

Au sud du bassin, les plus anciens dépôts alluviaux d'un paléo-Adour sont conservés au nord de Tartas et à l'est de Morcenx, 80 mètres au-dessus du lit actuel de l'Adour (Platel *et al.*, 1990 ; Capdeville, Dubreuilh, 1990a).

Réseaux encaissés des périodes glaciaires

Les réseaux fluviaux aquitains liés aux vallées actuelles (carte hors-texte) présentent le plus souvent quatre stades majeurs d'alluvionnement précédés par des surcreusements dont l'amplitude peut atteindre 15 à 20 mètres dans le cours moyen. Au sein de ces ensembles majeurs, plusieurs niveaux s'individualisent selon des paliers de surcreusement moins importants.

Stade I. Alluvions anciennes de haut niveau - Pléistocène inférieur récent

Un seul niveau d'alluvions est reconnu sur l'ensemble des cours aval avec des dépôts le plus souvent grossiers (taille des galets : 5 à 10 cm au minimum en aval) constitués de quartz, de quartzites et quelques silex localement dans une matrice sableuse.

La différence d'encaissement par rapport aux nappes alluviales supérieures atteint 20 mètres dans la région de Bordeaux. Elle atteint le double d'amplitude dans les cours moyens. Les dépôts de ce stade constituent la majeure partie des alluvions du paléo-Adour. C'est l'époque du dépôt de la partie supérieure du Complexe de Lannemezan (Formation de Lannemezan s.s.) qui s'imprime nettement dans la topographie, en constituant les premiers dépôts de milieu périglaciaire.

Stade II. Alluvions anciennes de moyen niveau - Pléistocène moyen (Mindel)

Deux niveaux d'alluvions sont le plus souvent individualisés, emboîtés dans le cours aval et étagés en amont, constitués de matériaux rubéfiés rougeâtres dont la base est très souvent déferruginisée (gros galets de quartz et de quartzites, quelques silex et roches cristallines très souvent à l'état de fantômes - 5 à 7 cm).

La différence d'encaissement entre le Stade I et le Stade II est de l'ordre de 22 mètres à Bordeaux. C'est à partir de ce stade que les cours de l'Adour et de la Midouze se sont séparés et que le réseau méridional a acquis sa physionomie actuelle.

Stade III. Alluvions anciennes de moyen niveau - Pléistocène moyen (Riss)

Trois niveaux d'alluvions sont individualisés au maximum, représentés par des matériaux sablo-graveleux à gros galets (5 à 20 cm), constitués de roches variées (quartz, quartzites, granites, gneiss, grès, calcaires). L'encaissement par rapport au Stade II est de l'ordre de 10 mètres à Bordeaux.

Stade IV. Alluvions anciennes de bas niveau - Pléistocène supérieur (Würm)

Deux niveaux d'alluvions constituent les dépôts de cette époque avec des roches variées (quartz, quartzites, très nombreux granites...) dont la taille peut être très importante, notamment à la base où l'on observe des blocs glaciels de taille métrique (régions de Bordeaux et de Bergerac). La différence d'encaissement entre les stades III et IV est de 12 mètres environ.

Synthèse des relations amont-aval

L'étude des réseaux fluviaux alimentant le bassin aquitain montre une

alternance dans l'origine de l'alluvionnement (Pyrénées ou Massif central), et dans les phases de stockage ou de transit vers l'aval. Les réseaux du Massif central amorcés dès la base du Tertiaire déposent de vastes épandages à la périphérie de la Montagne noire, du Rouergue et du Limousin durant le Miocène, tandis que les Pyrénées nourrissent la plaine alluviale subsidente des Landes en entamant leur piémont dès le Miocène moyen (fig. 15a).

Durant le Pliocène, (fig. 15b), le phénomène s'inverse : les Pyrénées reconstituent leur stock proximal dans le cône de Lannemezan pendant que la Montagne noire et le Rouergue perpétuent le comblement des Landes par des apports est-ouest jusqu'au cours du Pléistocène inférieur ancien (fig. 15c).

Au cours du Pléistocène inférieur récent (fig. 15d), le stock proximal pyrénéen est redistribué vers l'aval, et l'influence des apports du Massif central régresse de façon significative. C'est à cette période que s'imprime un paléo-Adour débouchant aux alentours de Capbreton. Durant les phases glaciaires, l'influence pyrénéenne diminue, alors que les cours du Tarn, du Lot et de l'Aveyron se structurent. Cette alternance dans les influences entre Pyrénées et Massif central sur les dépôts distaux et dans les phases d'accumulation et de remobilisation peut en partie trouver son origine dans des phénomènes néotectoniques. Cette incertitude serait levée par une approche géologique moderne du secteur intermédiaire de l'Agenais - Albigeois.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement C. Cavelier pour ses remarques constructives, qui ont conduit à préciser certains points de ce travail.

Références

- ALIMEN H. (1964). – Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 394 p.
- ALVINERIE J. (1974). – Essai de synthèse concernant la répartition des cortèges de minéraux lourds dans la formation du Miocène du bassin d'Aquitaine. in V^e Congrès du Néogène méditerranéen, Lyon, Sept 1971, 2, Mém. BRGM n° 78, pp. 845-885.
- 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. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, pp. 456-468.
- ASTRE G. (1950). – *Elephas antiquus* au Viaduc du Viar (Aveyron). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 230-232.
- ASTRE G. (1965). – Nouvelle découverte d'une mutation ancienne d'*Elephas Antiquus* au Viaduc du Viar (Aveyron). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **100**, pp. 404-408.

- BAUDELOT S., COLLIER A. (1978). – Les faunes miocènes du Haut-Armagnac (Gers, France) - 1 Les gisements, *Bull. Soc. Hist. Nat Toulouse*, **1**, n° 1-2, pp. 194-204.
- BAULIG H. (1928). – Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Thèse Etat Lettres, Paris, Colin éd., Paris, 526 p.
- BERGOUNIOUX F.M., CROUZEL F. (1949). – Les faciès des Sables Fauves (Vindobonien supérieur) dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **19**, pp. 135-153.
- BLAYAC J. (1916). – Sur l'origine éolienne des sables des Landes de Gascogne. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp.117-118.
- BOISSE de BLACK Y. (1933). – Le Déroit de Rodez et ses bordures cristallines (étude géologique et morphologique). *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, **36**, n° 188, 310 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.*, **6**, n° 43, (1895), pp. 447-469.
- BUGNICOURT D., CLARAC P., DUPEYRON J., PRIVE-GILL 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, Pau*, 12, 2, pp. 739-757.
- CAPDEVILLE J.P. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Bazas (876). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1992), 44 p.
- CAPDEVILLE J.P. (à paraître). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Hagetmau (978) - Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- CAPDEVILLE J.P., BOUCHET J.M. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Audenge (826). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1992), 32 p.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990a). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Morcenx (924). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1990), 32 p.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990b). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Mont-de-Marsan (951). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1990), 41 p.
- CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Labrit (899). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1991), 35 p.
- CAPDEVILLE J.P., PLATEL J.P. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Nogaro (952). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Capdeville J.P. (1991), 35 p.
- COINÇON R. (1971). – La bordure occidentale de la Margeride de Neussargues à Saint Alban. Thèse 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 187 p.
- CROUZEL F. (1957). – Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **54**, n° 248, 264 p.
- DAGUIN F. (1948). – L'Aquitaine occidentale. In : Géologie régionale de la France - V. *Actualités scientifiques et industrielles*, n° 1 050. Paris, Hermann éd., 232 p.
- DÉCHELOTTE 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 I, 156 p.
- DERRUAU (1971). – Sur la morphologie du Massif central. In: J. JUNG "Géologie, Géomorphologie du Massif central français". Clermont-Ferrand, Plein Air Service éd., pp. 33-44.
- DUBREUILH J. (1976). – Contribution à l'étude sédimentologique du système fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde. Thèse Univ., Bordeaux I, n° 91, 273 p.
- DUBREUILH J. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Sabres (898). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dubreuilh J., Platel J.P. (1991), 52 p.
- DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Arcachon (825). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dubreuilh J., Karnay G., Bouchet J.M., Lenindre Y.M. (1992), 53 p.
- DUBREUILH J., CAPDEVILLE J.P., BOUCHET J.M. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Lit-et-Mixe (923). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Dubreuilh J., Karnay G. (1991), 56 p.
- DUBREUILH J., KARNAY G. (à paraître). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Arthez-de-Béarn (1004). - Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- DUBREUILH J., MARIONNAUD D J.M., CAPDEVILLE J.P., CASSOUEBAT M., PLATEL J.P. avec collaboration de ANDRIEFF P. (1972). – Carte géologique France (1/50 000), feuilles Saint-Laurent et Benon - Etang de Carcans (777-778). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Marionnaud J.M. et Dubreuilh J. (1977), 25 p.
- DUPLAIX S. (1956). – Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du pays basque et de leur littoral. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n°7, 108 p.
- ENJALBERT H. (1952). – Les plateaux et les gorges du Vau. Etude morphologique. RGPSO, Toulouse, n° 2, **23**, pp. 118-141 et n° 4, **23**, pp. 265-301.
- ENJALBERT H. (1961). – Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Imp. Brière Bordeaux, 618 p.
- FOLLIOT M. (1993). – Les faluns de Salles et de Mios (Gironde). Etude paléocéologique et propositions paléogéographiques. Thèse Univ., Bordeaux I.
- GINSBURG L. (1967). – Une faune de mammifères dans l'Helvétien marin de Sos (Lot-et-Garonne) et de Rimbez (Landes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 7, pp. 5-18.
- GINSBURG L. (1974). – Les faunes de mammifères burdigaliens et vindoboniens des bassins de la Loire et de la Garonne. In V^e Congrès Néogène méditerranéen. Lyon, t. I, mém. BRGM n° 78.
- GLANGEAUD P. (1922). – Le bassin oligocène effondré de Saint-Flour-Le-Malzieu. La Truyère miocène, affluent de l'Allier. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 1741, pp. 401-404.
- GOËR (de) de HERVÉ A., BURG J.P. (1991). – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Chaudes- Aigues, (813). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative (1991).
- GOËR (de) de HERVÉ A., ETIENNE R. (1991). – Le contact Margeride-Cézallier-Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. Labo. Rhod. Géom.*, n° 27-28, p. 3-21.
- GOËR (de) de HERVÉ, BAURRON J.C., CANTAGREL J.M., MAKHOUL L J. (1991). – Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, n° 4, pp. 4-14.

- GRÉGOR H.J. (1985). – Vorläufiger Bericht über neuer Pflanzenfossilien aus tertiären Sedimenten, Süd-Frankreich. *Documenta naturae*, 25, S.12.14, 2.
- GUÉRIN C. (1980). – Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 79, n° 1, pp. 1-421.
- HUARD J. (1966). – Paléobotanique 1 - Etude anatomique des bois de conifères des couches à lignites néogènes des Landes. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 105, 1.
- HUARD J. (1974). – Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignites néogènes des Landes. In V^e Congrès du Néogène méditerranéen, Lyon, 1971. *Mém. BRGM*, n° 78, 2, pp. 509-512.
- HUARD J., LAVOCAT R. (1963). – Sur la découverte de fossiles dans les formations à lignite d'Arjuzanx et leur signification stratigraphique. *C. R. A. Sci., Fr.*, 257, pp. 3979-3980.
- ICOLE M. (1973). – Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire. Thèse Etat, Paris VI, 328 p.
- JACQUOT E., RAULIN V. (1874-1888). – Statistiques géologiques et agronomiques du département des Landes. Tome 1, 270 p.; Tome 2, p. 271-300. Mont-de-Marsan, Delaroy édit.
- KARNAY G. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Losse (900). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. (1991), 39 p.
- KARNAY G. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille La Teste (849). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G., Dubreuilh J., Bouchet J.M. (1992), 52 p.
- KARNAY G. (1993). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Saint-Symphorien (875). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. (1993), 41 p.
- KARNAY G. (à paraître). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Nérac (901). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. et Turq A. (à paraître).
- KARNAY G., DUBREUILH J. (1990). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Brocas (925). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. (1990), 52 p.
- KARNAY G., DUBREUILH J. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Mimizan (897). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. (1992), 43 p.
- KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J.M. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Soustons (949). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G., Dubreuilh J. (1991), 56 p.
- LEGIGAN P. (1979). – L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène central. Thèse Etat Sciences, Bordeaux I, 428 p., 100 fig., 9 pl.
- LEGIGAN P. (1985). – Origine et mise en place du Sable des Landes : apport de l'exoscopie. In: "La Grande-Lande", actes du colloque de Sabres (15-17 mai 1984). CNRS et PNR Landes de Gascogne édit., pp. 31-47.
- LIEPMANN V. (1980). – Dynamique sédimentaire du bassin des Landes de Gascogne (Miocène - Plio-Quaternaire). Thèse 3^e cycle, Bordeaux III, 335 p.
- MARIKES L. (1882). – Les silex tertiaires des Landes. *Bull. Soc. Borda*, Dax, pp. 185-187.
- MAZURIER Ch., KARNAY G. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Biscarosse (873). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Karnay G. (1992), 38 p.
- MOTET D. (1984). – Etude 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.
- PLATEL J.P. (1990). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Cazaubon (926). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Platel J.P. (1990), 66 p.
- PLATEL J.P. (1991). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Parentis-en-Born (874). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Platel J.P., Dubreuilh J. (1991), 63 p.
- PLATEL J.P. (1992). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Belin (926). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Platel J.P. (1992), 66 p.
- PLATEL J.P., CAPDEVILLE J.P., DUBREUILH J. (1990). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Tartas (950). - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Platel J.P. (1990), 51 p.
- RICHARD M. (1948). – Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de mammifères tertiaires. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 52, 380 p.
- 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. + annexes.
- SAUVAGE J. (1969). – Etude sporo-pollinique des formations miocènes d'Orignac (Pyrénées centrales françaises). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, pp. 1-19.
- SIMON-COINÇON R. (1989). – Le rôle des paléaltérations et des paléofossiles dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). Thèse Etat Lettres, Paris I, ENSMP, Mém. Sci. de la Terre, n° 9, 290 p.
- SIMON-COINÇON R. *et al.* (1981). – Première découverte d'un fragment de Rhinocerotidé dans les "sables à chailles" du bassin de Saint Flour (Cantal). *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne*, 47, pp. 31-42.
- SUC J.P., LEGIGAN P., DINIZ F. (1986). – Analyse pollinique de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. Inst. géol. ba Aquitaine*, Bordeaux, n° 40, p. 53-65.
- TAILLEFER F. (1951). – Le piémont des Pyrénées françaises. Privat Edit. Toulouse, 383 p.
- TAVOSO A. (1975). – Les terrasses alluviales du bassin du Tarn : éléments de datation archéologiques. *Bull. AFEQ*, 1, pp.25-29.
- THÉVENIN A. (1903). – Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 14, n° 95.
- THIBAUT C. (1965). – A propos de la pointe à cran solutréenne de Sabres (Landes) et des sables de Gascogne. *L'Anthropologie*, 69, n° 3-4, pp. 377-384.
- THIBAUT C. (1970). – Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse Etat, Bordeaux I, 2 t., 814 p.
- VATAN (1945). – Etude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), 15, pp. 657-670.