

L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne*

Jean-Pierre GÉLY (1)
Károly SZTRÁKOS (2)

Paleogeographic and geodynamic evolution of the Aquitaine Basin during the Paleogene: recording and dating of the Pyrenean tectonism

Géologie de la France, n°2, 2000, pp. 31-57, 14 fig.

Mots-clés : Géologie, Bassin aquitain, Languedoc, Bassin parisien, Paléocène, Eocène, Stratigraphie, Tectonique, Paléogéographie.

Key words: Geology, Aquitaine Basin, Languedoc, Paris Basin, Paleocene, Eocene, Stratigraphy, Tectonic, Palaeogeography.

Résumé

L'analyse séquentielle du Paléogène du Bassin aquitain, calée précisément dans le temps à l'échelle de la biozone, permet de déterminer la dynamique de dépôt des corps sédimentaires séparés par de grandes discontinuités. Les déformations de longueurs d'onde variées qui témoignent de la tectonique pyrénéenne, sont identifiées par leurs jeux synsédimentaires. Il semble que les phases tectoniques remarquables soient d'abord accompagnées de déformations de courte longueur d'onde reconnues dans tout l'avant-pays, au moins jusqu'au Bassin parisien ; puis rapidement, se surimposent en réajustement, des déformations de moyenne et grande longueurs d'onde. La mise en place des nappes de charriage des zones internes puis externes de la chaîne des Pyrénées, suivie de leur démantèlement, s'est répercutée directement dans les bassins d'avant-pays, ce qui permet de dater précisément les étapes majeures du raccourcissement. Bien que la collision s'inscrive dans un continuum de déformation, il est possible de distinguer et de caler sur l'échelle des temps géologiques des phases de serrage,

reconnues depuis longtemps dans la chaîne des Pyrénées, et qui modifient profondément les paléogéographies des bassins d'avant-chaîne. En cela, l'enchaînement et la classification des déformations depuis le cœur de la chaîne de collision jusqu'aux confins de l'avant-pays soumis au régime compressif, permettront à terme d'établir un modèle très précis du mécanisme de déformation d'une plaque continentale.

Abridged English version

The effects of the Pyrenean collision have been identified over many years in the Paleogene sedimentary sequence of the Aquitaine Basin (Kieken, 1973; Schoeffler, 1973; Feuillée et al., 1973; Plaziat, 1984, 1986; Razin, 1989; Deramond et al., 1993, Tambareau et al., 1995; Cavelier et al., 1997 (Fig. 1). However, sequential analysis provides today a better understanding of the sedimentary processes within an active tectonic setting. The stratigraphic correlation of third-order deposition of sequences at the biozone scale and not at stage scale as formerly proposed for the Paleocene and Eocene of the Aquitaine Basin (Sztrakos et al., 1997, 1998 - Figs. 2, 3 and 4) provides new insight into the understand-

ding of the geodynamic development in the Aquitaine Basin.

This operation can be carried out at various scales:

- tectonic structure, by comparing the deposition history between the top and flanks of the structure (short-deformation wavelength, at kilometre scale; in the present paper the tectonic movements are described as "normal" when in agreement with the present nature of the tectonic structure and "reverse" in the opposite case);

- isopic region, by detecting the sedimentary units and discontinuities of regional extension (middle wavelength);

- basin and neighbouring areas, by elaborating paleogeographic maps of the maximal transgression of the deposition sequences and comparing with other basins such as the Paris Basin (long wavelength).

The variable wavelength deformations identified fit adequately with the model of imbricated prisms proposed by Lacombe and Mouthereau (1999) for the Pyrenean orogen. The short- to middle-

* manuscrit déposé le 5 janvier 2000, accepté le 25 septembre 2000.

(1) attaché du Muséum national d'Histoire naturelle, 43 rue Buffon, 75005 Paris, France.

(2) 35 rue Savier, 92240 Malakoff, France.

wavelength deformation regimes that succeeded in the various domains of the Aquitaine Basin throughout the Cenozoic largely controlled the sedimentation (Fig. 2). The comparative tectonic history between the Aquitaine Basin and the Paris Basin make it possible to evaluate the long-wavelength deformations that affected the whole of the western Europe continental platform (Fig. 14).

During the Lower Danian, the development of the North-Pyrenean trough is a direct consequence of the flexure of the continental plate initiated during the Senonian, in the fore zone of the Pyrenean thrust front. In the Paris Basin tectonic tightening was initiated resulting in a general emersion at the end of the Cretaceous and almost total erosion of the Maastrichtian (Pomerol, 1989). The long-wavelength deformation at the Cretaceous-Tertiary boundary is however associated with a short-wavelength deformation that is suspected when considering the distribution of Danian deposits. In the Paris basin, as in the Aquitaine basin, subsidence starts very locally during the Lower Danian represented by the Verus-Mont Aimé deposits (P1 sequence, Bignot, 1993).

The North-Pyrenean trough is initiated in the southern Aquitaine Basin during Danian times, west of the Lannemezan shoal (Fig. 5). In the southern part of the Adour Basin and the Basque thrust zones, the permanent presence of turbidites provides evidence for the instability of the southern slope of the North-Pyrenean trough. In the Paris Basin, short-wavelength deformations have been widely identified as syn-sedimentary normal faults in the Vigny Upper Danian (P3 sequence, Montenat et al., 1997).

In Aquitaine, the structural scheme of the Danian globally persists throughout the Lower Thanetian. However, the extension of the North Pyrenean trough east of the Lannemezan shoal during the Lower Thanetian is a direct consequence of the tectonic episode occurring at the P5/P6 boundary. Abrupt slowing down of the subsidence results, at best, in reduced accommodation but, in most cases, a middle-wavelength deformation generates a strong erosion of the Danian sequences locally expressed by the P6-sequence polygenic conglomerates.

Renewed subsidence occurs during the Middle Thanetian (Fig. 6) in relation with a long-wavelength deformation also expressed in the Paris basin when the first Thanetian deposits unconformably overlie the Senonian and the Danian (P6 sequence, Janin and Bignot, 1993).

At the Paleocene-Eocene boundary, subsidence decreases altogether in the western part of the Aquitaine basin and in the Paris Basin, accompanied by middle-wavelength deformation, including emersion and erosion periods separating four short-duration cycles (top of NP8 zone and NP9 zone) identified in both basins (P8 sequence, both parasequences of the P9-E1 sequence and P10-E2 sequence, Sztrakos et al., 1997). Obviously, these four sedimentary cycles may be of eustatic origin while of being part of a period of active tectonics.

Renewed regional subsidence occurs during the Lower Ilerdian extending into the Bordeaux area from the Atlantic boundary (P11-E3 sequence, Fig. 7). During the Middle Ilerdian, middle- to short-wavelength deformation is marked by polygenic breccias in the southern part of the North Pyrenean trough. This event is expressed in the Paris Basin by the reworking of the Thanetian and Lower Ypresian (Lower Sparnacian) sands within the Sinceny Sands. Renewed subsidence then occurs in both basins during the Upper Ilerdian (E4 sequence for the Aquitaine Basin and lower part of the Laon Sands in the Paris Basin (Dupuis et al., 1982).

The first major tectonic phase extends from the upper part of E4 to the whole of E5 at the end of the Ilerdian; the North Pyrenean trough, that underwent strong accommodation during the whole of the Ilerdian, is progressively filled by thick lagoonal deposits followed by detrital continental deposits originating from the structuration of the axial zone of the eastern Paleo-Pyrenees (beginning of the detrital sedimentation: Lower Palassou or Palassou 1). The subsidence pole, located in the North-Pyrenean trough since the Early Cenozoic (Fig. 8), migrates to the north-west into the Adour Basin at the E8/E9 boundary (Fig. 9). This migration together with the progradation of the detrital bodies towards the Atlantic boundary will persist until the Recent. In the Paris Basin, however, no

deformation is known during the long deposition period of the Laon Sands, which are dated from the top of NP10 to the base of NP12.

The second major tectonic phase is dated at the E9/E10 limit, corresponding to the Ypresian/Lutetian boundary. This phase is marked by the beginning of the detrital sedimentation (Middle Palassou or Palassou II). The Pyrenean closure results in pre-Lutetian folds identified in the Peyrehorade unit, the first significant shortening of the southern slope of the North-Pyrenean trough. This is followed by massive deposition of conglomerates and polygenic breccias on the southern slope that is being deformed (Fig. 10). An east-west, middle-wavelength structuration affects the Adour Basin and extends into the North-Aquitaine platform (Fig. 11). Short-wavelength tectonics also affect the Paris Basin as the Lower Lutetian transgression overlies the deformed and eroded Middle Ypresian (Gély, 1966). In both basins, renewed subsidence occurs at the beginning of the Lower Lutetian together with short-wavelength synsedimentary tectonics during the E10 sequence and at the E10/E11 boundary.

During the Upper Lutetian-Lower Bartonian interval, the tectonic activity in the Aquitaine Basin is mainly represented by middle-wavelength deformation including shore migration toward the Atlantic border. This type of deformation is also found in the Paris Basin whose marine polarity changes: the marine gulf opened towards the North Sea up to the Middle Lutetian becomes an appendix of the Atlantic, up to the Recent (Gély, 1996).

The third tectonic phase is dated Upper Bartonian (beginning of the Upper Palassou - Palassou III detrital sedimentation); structuration of the whole North-Pyrenean trough results in unconformities in the marine sequences as well as the molasse deposits around the E14/E15 boundary (Crochet, 1974, 1984, 1991; Fig. 12). It is also during this period that pre-nappe structuration occurs in the Corbières. The short-wavelength deformation extends northward as far as the Paris Basin, including synsedimentary fault tectonics during the Upper Bartonian (Middle Marinesian of the Paris Basin, Wýns, 1978). This phase is followed by a tectonic event of lesser extent

at the E15/E16 boundary. The Priabonian appears as a calmer period (Fig. 13).

The fourth and last major tectonic phase is dated Oligocene. The Rupelian is often uncomformable in the Aquitaine Basin while erosion occurs at the Priabonian (Ludian)-Rupelian (Stampian) boundary in the Paris Basin. Oligocene tectonics culminate between the Lower Rupelian (post N0P21 zone) and the Upper Chattian (pre NP25 or pre NP24 if the Mugnon sandstone is included) when the Basque nappes are emplaced into the Aquitaine Basin, probably accompanied by the northwest thrust of the eastern-Corbieres nappe. The north-west movement of the Basque Pyrenees has been estimated between 30 and 40 km (Zolnai, 1971, 1975; Muller and Roger, 1977). The comparison between the Paleogene sequences from the autochthonous and the nappes provides a significant paleogeographic marker represented by brown-red clays at the top of the P11-E3 sequence. In the Autochthonous, these clays are distributed along a narrow east-west band between the Goudon 1, Ger 1 and Artigueloutan 101 drillholes. In the allochthonous, these clays are present 35-40 km to the north-northwest in the Sorde 1 drillhole. The shifting of this isopic zone proves that, during the Middle Rupelian, the Peyrehorade unit was thrust over the foreland for about 40 km (Fig. 1). During the Chattian, these tangent tectonics are sealed in Aquitaine as well as in the Languedoc.

Short-wavelength deformation also occurs in the Paris Basin during the NP23 interval: the Pierrefitte and Vauroux "faluns" transgressive over a structured basement; shortly after middle-wavelength deformation results in the sea moving out of the Paris Basin into the Ligerian channel (Gély and Lorenz, 1991; Debrand-Passard et al., 1997). The paleogeographic setting established then continues during the Miocene in the Aquitaine and Paris Basins. Upper Oligocene and Aquitanian extension affects the Languedoc area, among others, while a compressive regime including a main north-northwest constraint (Rocher et al., 1998) continues in Aquitaine from the Upper Oligocene to the Recent.

This study shows that sequential analysis of the Paleogene of the Aquitaine Basin has been properly dated at biozone scale as a result of a detailed

biostratigraphy work. This analysis made it possible to determine the deposition dynamics of the sedimentary bodies separated by large discontinuities. Deformations of various wavelength account for the Pyrenean tectonics as shown by synsedimentary processes. It appears that the main tectonic phases are first associated with short-wavelength deformation identified in the whole foreland, then are rapidly overimposed by middle- and long-wavelength deformations. The emplacement and subsequent erosion of thrust nappes in the inner then outer zones of the Pyrenean Belt have a direct impact, making it possible to precisely date the major stages of the shortening. Although the collision is included in a deformation continuum, it is possible to differentiate and date, at geological scale, shortening periods, known of for a long time in the Pyrenees and that deeply alter the paleogeography in the forebelt basins. The continuity and classification of the deformation from the core of the collision belt to the outskirts of the foreland submitted to a compressive regime, should make it possible to establish a precise deformation model for a continental plate.

Introduction

Depuis de nombreuses années, les effets des épisodes tectoniques de la collision pyrénéenne ont été reconnus dans la série sédimentaire paléogène du Bassin aquitain (pour une revue voir : Kieken, 1973 ; Schoeffler, 1973 ; Feuillée et al., 1973 ; Plaziat, 1984, 1986 ; Razin, 1989 ; Déramond et al., 1993 ; Tambareau et al., 1995 ; Cavalier et al., 1997) (fig. 1).

Cependant, l'analyse séquentielle fournit aujourd'hui une meilleure compréhension des phénomènes sédimentaires développés en contexte de tectonique active. La corrélation stratigraphique des séquences de dépôt de troisième ordre à l'échelle de la biozone et non plus à celle de l'étage comme précédemment, proposée pour le Paléocène et l'Eocène du Bassin aquitain (Sztrákos et al., 1997, 1998 ; fig. 2 (en fin d'ouvrage), 3 et 4), apporte de nouveaux arguments pour reconstituer l'histoire géodynamique du Bassin aquitain. Cette reconstitution peut être menée à l'échelle :

- d'une structure tectonique, par comparaison des histoires sédimentaires

entre le sommet de la structure et ses flancs (courte longueur d'onde de la déformation, à l'échelle kilométrique ; dans cette note, les jeux tectoniques sont dits « normaux » lorsque ceux-ci sont conformes à la nature actuelle de la structure tectonique, et sont dits « inverses » dans le cas contraire) ;

- d'une région isopique, par détection des unités sédimentaires et des discontinuités d'extension régionale (moyenne longueur d'onde) ;

- du bassin et des régions limitrophes, par construction de cartes paléogéographiques du maximum transgressif des séquences de dépôt et par comparaison avec d'autres bassins tel que le Bassin parisien (grande longueur d'onde).

Les déformations à différentes longueurs d'onde que l'on reconnaît, s'inscrivent bien dans le modèle de prismes imbriqués proposé par Lacombe et Mouthereau (1999) pour l'orogène pyrénéen.

Conséquences de la structure du bassin dans l'enregistrement sédimentaire

Au Paléogène, le Bassin aquitain peut être partagé en trois grands domaines structuraux qui d'ailleurs sont issus de l'héritage hercynien, à savoir :

- un domaine peu subsident (une épaisseur de 800 m de Cénozoïque dans le synclinal du Porge) et peu structuré au nord de la flexure celtaquitaine, nommé « Plate-forme nord-aquitaine » ;

- un premier domaine subsident (3 000 m de Cénozoïque dans le synclinal de Tarbes), fortement structuré, s'étendant au sud de cette même flexure et à l'ouest du synclinal de Pamiers, nommé « Bassin sud-aquitain » ; il comprend les sous-bassins de Parentis et de l'Adour ; seul ce domaine possède une série salifère du Trias-Lias inférieur et des dépôts syn-rifts du Crétacé inférieur liés à l'ouverture du golfe de Gascogne (Boilot, 1984 ; Brunet, 1991) ;

- un second domaine subsident (3 000 m de Cénozoïque dans le synclinal de Pamiers), peu structuré, comprenant le synclinal de Pamiers et ses confins languedociens, nommé « Bassin nord-pyrénéen ».

Fig. 1.- Schéma structural de la zone d'étude (d'après Esso-Rep, SNPA, BRGM, 1974; complété par les données publiques de sub-surfâ-ce). 1 : chevauchements pyrénéens ; 2 : accidents majeurs ; 3 : accidents mineurs à fort rejet (les barboles indiquent le compartiment effon-dré) ; 4 : anticlinal ; 5 : synclinal ; 6 : affleurements du Paléocène ; 7 : affleurements de l'Eocène ; 8 : forage profond.

Fig. 1.- Structural sketch of the study zone (after Esso-Rep, SNPA, BRGM, 1974; completed by public subsurface data). 1: Pyrenean over-throw major faults (collapsed com-partment underlined); 4: anticline; 5: syncline; 6: Paleocene outcrop; 7: Eocene outcrop; 8: deep drill-hole.



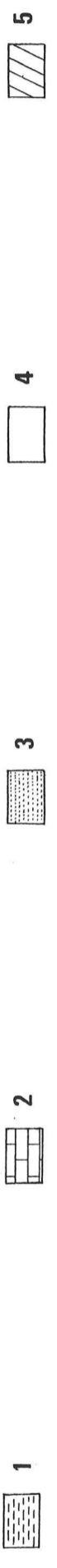
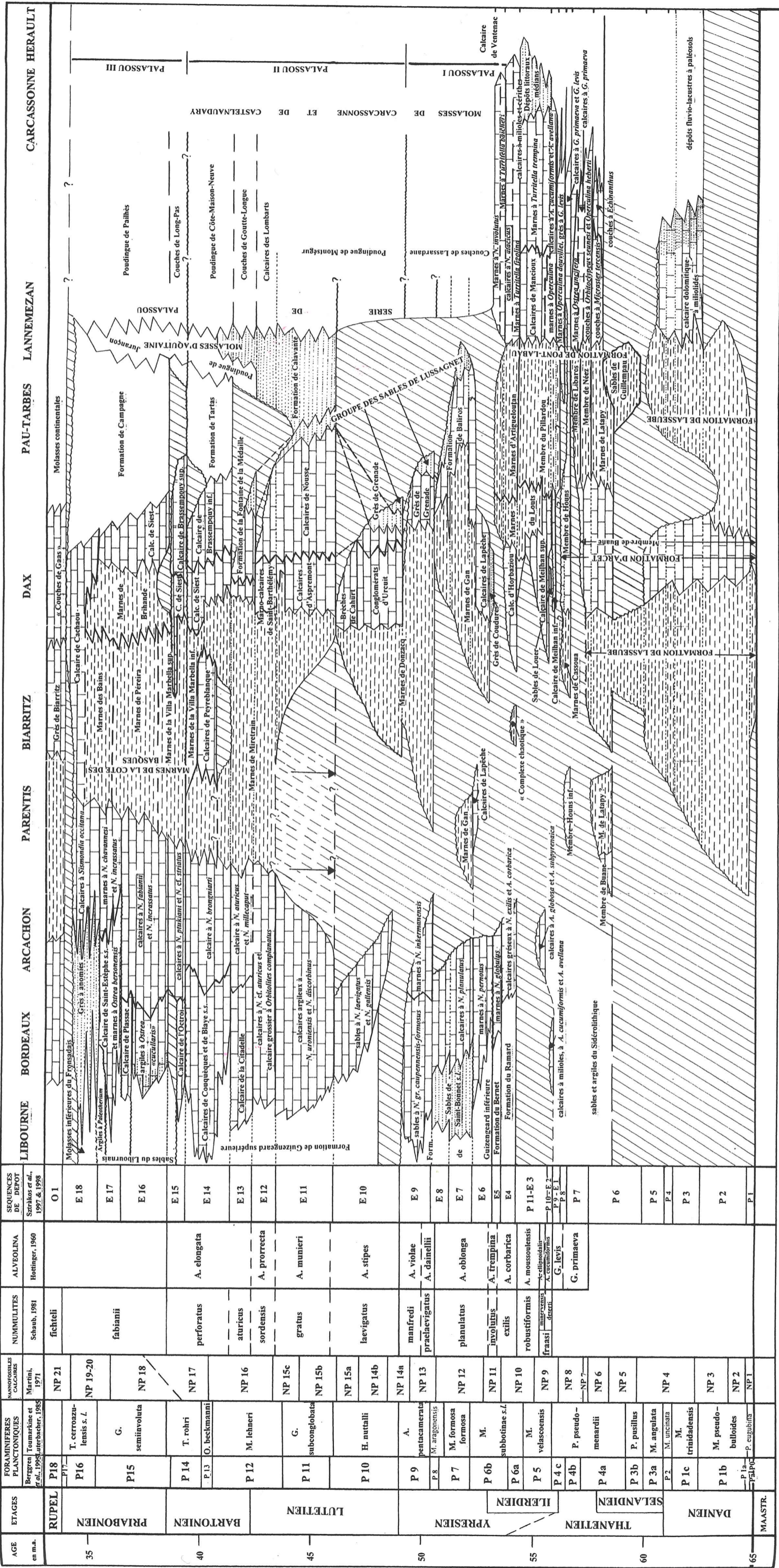


Fig. 2.- Synthèse stratigraphique et découpage séquentiel du Paléocène et de l'Eocène du Bassin aquitain (d'après Sztrákos et al., 1997, 1998, modifiés). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine littoral à supralittoral ; 3 : domaine infralittoral ; 4 : domaine continental ; 5 : lacune d'érosion ou de non-dépôt.

Fig. 2.- Stratigraphic overview and sequential subdivision of the Paleocene and Eocene of the Aquitaine Basin (after Sztrákos et al., 1997, 1998, modified). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: littoral to supralittoral domain; 3: infralittoral domain; 4: continental domain; 5: erosion or non-deposition gap.

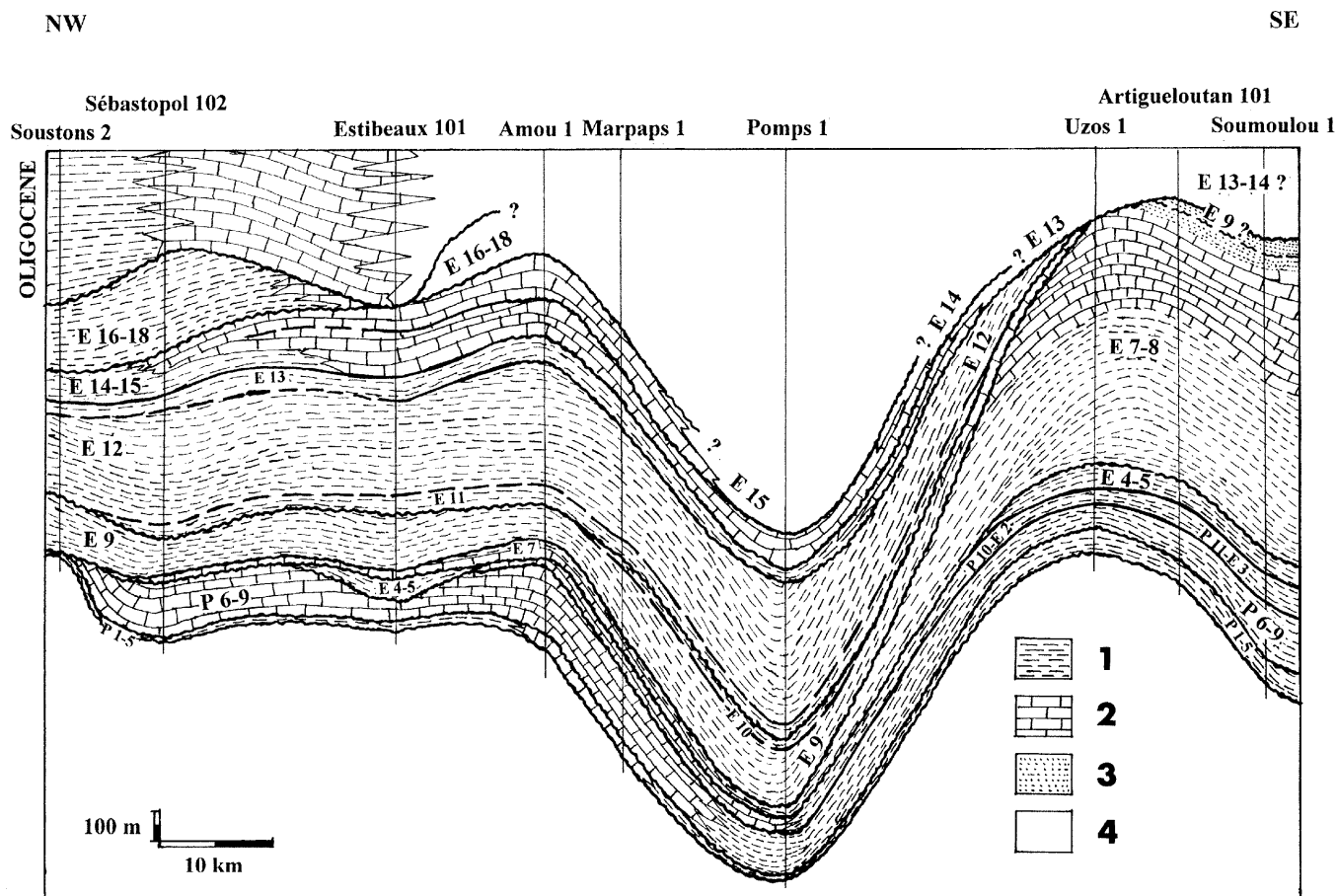


Fig. 3.- Coupe NW-SE en épaisseur des séquences de dépôt, avec comme horizontale le toit de l'Oligocène ; la position de la coupe est figurée sur la figure 5. 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine littoral à supralittoral ; 4 : domaine continental.

Fig. 3.- NW-SE section of sequence thicknesses, the uppermost Oligocene surface being used as a horizontal member; for section location see Figure 5. 1. bathyal to circalittoral domain; 2. infralittoral domain; 3. littoral to supralittoral domain, 4. continental domain.

Le Sénonien des Pyrénées centrales (Choukroune, 1974 ; Debroas, 1990) comme le Maastrichtien des régions de Lérida en Espagne (Plaziat, 1972), des Corbières occidentales (Bilotte, 1985) ou du Languedoc (Freytet, 1970), avec leurs plis érodés de la phase « bégudorognacienne », marquent les prémices de la tectonique compressive pyrénéenne. Cependant, la limite Crétacé-Paléocène apparaît concordante dans les pays basques français et espagnol (Apellaniz *et al.*, 1997).

A partir du Paléocène, le régime compressif pyrénéen devient actif en permanence. Dans le Bassin sud-aquitain, il va s'exercer sur une couverture sédimentaire déjà fortement structurée au cours du Mésozoïque, avec la mise en place du diapirisme des évaporites triasiques lors du rifting crétacé (Canérot et Lenoble, 1993 ; Bourrouilh *et al.*, 1995). Les dia-

pirs développés du Crétacé inférieur à l'Aptien, orientés est-ouest à l'aplomb de grands accidents de socle à jeu listrique, évoluent au cours du Cénozoïque en plis à vergence nord (anticlinal d'Audignon). Les diapirs albiens, situés à l'intersection des failles est-ouest et des grands accidents subméridiens (Canérot et Lenoble, 1991), forment des plis ovoïdes (anticlinaux de Campagne, de Mézos, de Louer) parfois à cœur diapirique perçant (diapirs de Bastennes-Gaujagq, de Dax-Bénessèlès-Dax, de Magescq). C'est sur ce substratum déjà fortement structuré que se mettent en place les transgressions du Cénozoïque. En revanche, sur la plateforme nord-aquitaine et dans le Bassin nord-pyrénéen, la structuration anté-tertiaire de la série mésozoïque est restée faible et la compression pyrénéenne va s'exercer sur des bâtis relativement homogènes. Bien sûr immédiatement au nord des Pyrénées, dans les bassins sud-

aquitain et nord-pyrénéen, au Paléocène et à l'Eocène inférieur et moyen, le Sillon nord-pyrénéen issu de la flexuration de la plaque continentale en avant du front de chevauchement, va être comblé progressivement, d'abord par des dépôts marins, ensuite par des sédiments continentaux.

Sollicités par la compression pyrénéenne, les trois domaines du Bassin aquitain se sont déformés très différemment et par conséquent ont connu des évolutions sédimentaires variées.

Du Danien au Thanétien inférieur : initialisation du Sillon nord-pyrénéen

Dans le Béarn, la séquence P1 inaugure la Formation des Calcaires de Lasseube (Seyve, 1984 a, b), mais demeure inconnue à l'est du synclinal de Tarbes. Son extension est globalement réduite au Sillon

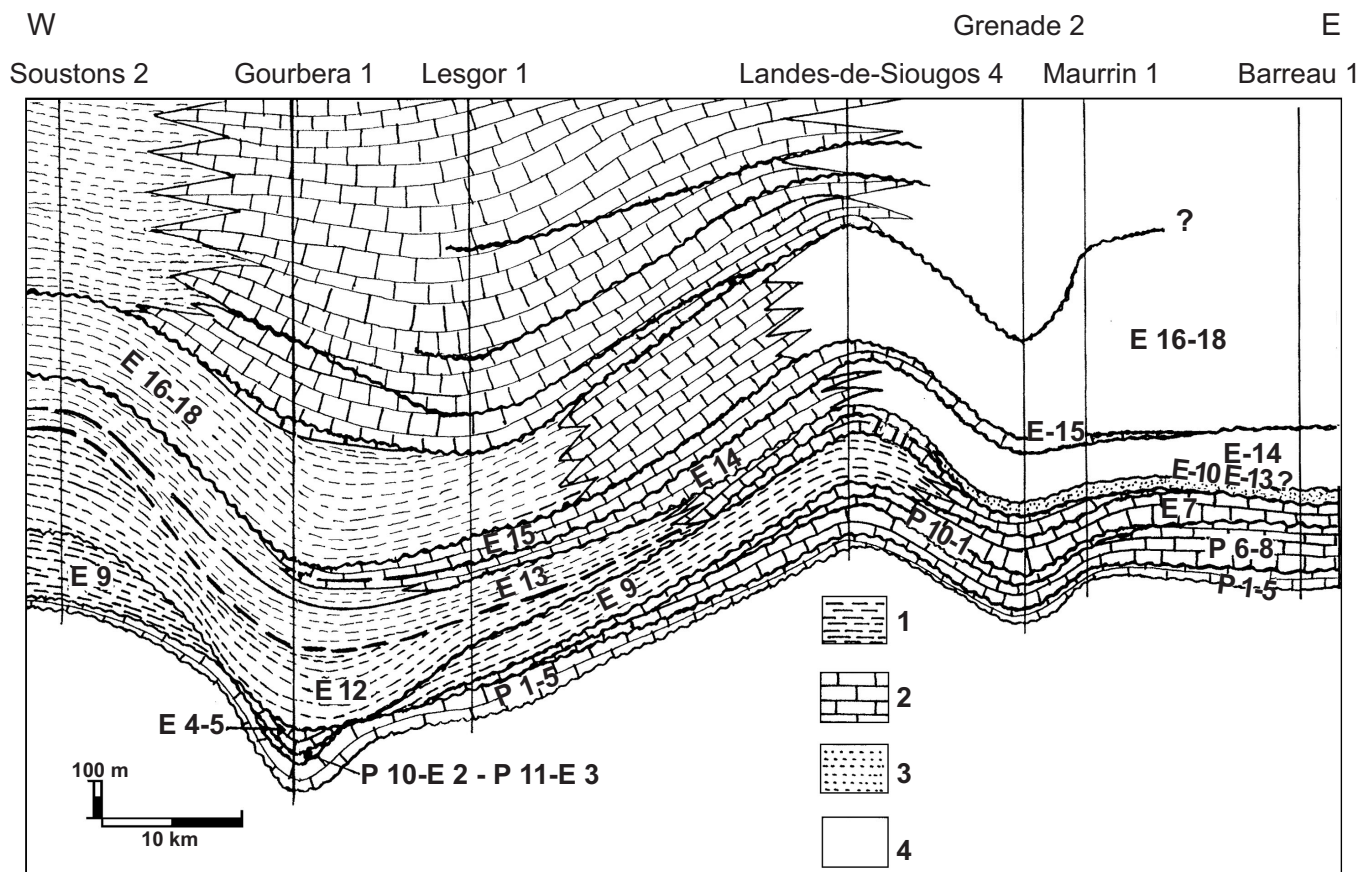


Fig. 4.- Coupe W-E en épaisseur des séquences de dépôt, avec comme horizontale le toit de l'Oligocène ; la position de la coupe est figurée sur la figure 5. 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine littoral à supralittoral ; 4 : domaine continental.

Fig. 4.- W-E section of sequence thicknesses, the uppermost Oligocene surface being used as a horizontal marker; for section location see Figure 5. 1. bathyal to circalittoral domain; 2. infralittoral domain; 3. littoral to supralittoral domain, 4. continental domain.

nord-pyrénéen, limitée à l'est par le Seuil de Lannemezan qui marque les confins du Bassin sud-aquitain. Sur les affleurements, la séquence P1 du Danien basal est totalement absente mais la microfaune de cet âge est remaniée localement dans les calcaires de la base de la séquence P2 du Danien inférieur (Seyve, 1984 a, b). Cette dernière séquence n'est reconnue également qu'à l'ouest du Seuil de Lannemezan.

L'extension marine se poursuit vers le nord et l'est pendant la séquence P3 du Danien moyen (fig. 5). La limite septentrionale du domaine pélagique suit le bord septentrional du synclinal d'Arzacq puis longe les structures de Bastennes-Gaujacq, de Louer et de Boos. Ce domaine occupe ainsi la région de Parentis, le synclinal d'Escourre et le Sillon nord-pyrénéen dans le Bassin sud-aquitain. Au-delà, à proximité de Saint-Marcet, le Danien moyen présente des faciès de

plate-forme carbonatée ouverte (Couches de Buane de la Formation d'Arcet). En revanche, dans les Petites Pyrénées, le Danien qui débute par la séquence P3, montre une sédimentation de plate-forme interne passant rapidement vers l'est à un dépôt d'argiles rouges ou bariolées à concrétions carbonatées (Gruas-Cavagnetto *et al.*, 1992 ; Peybernès *et al.*, 1996). Sur la plate-forme nord-aquitaine, au nord de la Flexure celtaquitaine, la sédimentation est uniquement continentale avec des faciès sidérolithiques. Dans la séquence P3, le faciès des « Calcaires conglomérés » de la Formation de Lasseube correspond à des brèches de pente au pied des talus de la plate-forme, comblant parfois des canyons sous-marins. Ces brèches renferment sur le talus espagnol du domaine pélagique, des éléments du Crétacé, dont des volcanites roulées, remaniées avec les débris de la plate-forme carbonatée paléocène (Plaziat, 1975). Ces faciès révèlent une forte insta-

bilité tant de la plate-forme que de ses talus, où se met en place un régime turbiditique qui persiste pendant les séquences P4 et P5 (jusqu'au sommet de la zone NP4).

Du Thanétien moyen à l'Ilerdien : extension vers l'est du Sillon nord-pyrénéen

Le Danien et le Thanétien inférieur (séquences P1 à P5) forment un ensemble sédimentaire qui est en partie érodé sous la transgression de la séquence P6 du Thanétien moyen. Les séquences P4 et P5 particulièrement érodées, sont de faible extension, n'étant formellement reconnues que dans la région de Bidart et de Bayonne, dans les environs de Tercis (Kieken et Thibault, 1975) et peut-être à Roquefort (Blanc, 1973). Les Calcaires de Lasseube appartenant à ces séquences,

ont une épaisseur fortement réduite entre Dax et le forage Ponson-Dessous 1, ce qui correspond à une zone positive fonctionnant jusqu'à l'Yprésien inférieur. Il en est de même sur trois axes d'orientation est-ouest : entre les forages Calavanté 1 et Galan 101, entre la structure de Garlin et le forage Pallanne 1, et dans le Synclinal de Tartas.

Ainsi, la séquence P6 repose sur une importante discontinuité. La période d'érosion est de courte durée dans la partie méridionale du Béarn (limite des zones NP4 et NP5), mais elle se prolonge au nord de Pau jusqu'à la base de la zone NP6. Un prisme de bas niveau (partie inférieure des Sables de Guillempau) s'installe dans le Sillon nord-pyrénéen (sommet de la zone à P. pusillus pusillus [P3b], sommet de NP4 et base de NP5 ; fig. 2). Les dépôts de la séquence P6 sont caractérisés par l'augmentation brusque de la teneur en argile dans les Couches de Buane et par le début de la sédimentation argilo-sableuse des Marnes de Latapy, dans la région de Pau et de Tarbes. Par ailleurs, le Trias resédimenté de Figarol près de Saint-Gaudens (Peybernès *et al.*, 1996), contemporain des Marnes à *Micraster tercensis* (zone NP6), est accompagné d'une importante érosion des dépôts du Maastrichtien supérieur. Cependant, les apports détritiques issus des Paléo-Pyrénées sont bloqués par la zone haute entre Dax et le forage Ponson-Dessous 1. Plus au nord-ouest, les conglomérats à galets sénoniens dans la coupe de Subercamp (zone NP6) témoignent de la réactivation du diapir de Tercis-les-Bains. Ce niveau est inséré entre les marnes et les calcaires argileux de la séquence P6. L'épisode de la tectonique pyrénéenne à la limite Thanétien inférieur-Thanétien moyen (sommet de la zone NP4 et zone NP5), impliquant largement les niveaux salifères du Trias déjà plus ou moins évolués en diapir, a été suivi d'une sédimentation terrigène pendant les zones NP5 et NP6.

Le rivage septentrional de la mer pendant la séquence P6 longe toujours la Flexure celtaquitaine (fig. 6). Le faciès argileux bathyal (Marnes de Latapy) occupe le Sillon nord-pyrénéen dans le Bassin sud-aquitain et réapparaît au nord-ouest dans le synclinal d'Escourre et dans la région de Parentis. Vers le nord du bassin, ce faciès passe latéralement aux car-

bonates des Couches de Buane, et vers l'ouest, aux Calcaires de Lasseube littoraux-épibathyaux. Dans le Bassin nord-pyrénéen, les dépôts infralittoraux de cette séquence atteignent l'anticlinal de Dreuilhe, relayés à l'est par d'épais dépôts laguno-lacustres et fluviaux jusqu'aux Corbières.

Dans le Bassin nord-pyrénéen, si la régression à la limite des séquences P6 et P7 est de courte durée, en revanche dans le Bassin sud-aquitain, on observe une émergence avec un développement de *Microcodium* au sommet des dépôts de la séquence P6. La séquence P7 du Thanétien supérieur est d'extension plus réduite encore que la séquence précédente, à la suite de l'émergence qui a précédé le dépôt des Couches de Houns (séquence P8 du Thanétien sommital), marquée par le développement des *Microcodium* dans les calcaires de l'anticlinal d'Audignon. Ainsi, le sommet du prisme de haut-niveau de la séquence P7 est totalement érodé dans la partie occidentale et septentrionale du Bassin de l'Adour (fig. 2, 3 et 4) ; il ne subsiste qu'au sud de l'anticlinal d'Audignon et au sud-est de la ride de Garlin. Cependant, la limite entre les faciès argilo-sableux et les faciès carbonatés de la plate-forme varie peu entre la base de la séquence (Couches de Nééz) et le sommet (Couches de Libaros) (séquence P7). Les marnes de Cassoua de la séquence P8 transgressent ainsi sur un substratum fortement érodé, localement jusqu'au Maastrichtien entre les forages Saint-Jean-de-Marsacq 1 et Pouyarramon 1, sur l'axe de l'anticlinal de Saint-Lon-les-Mines.

Les événements survenus dans l'intervalle des séquences P7 à P11-E3, au passage du Thanétien à l'Ilerdien, qui provoquent une variation de l'accommodation de quelques dizaines de mètres dans le domaine de la plate-forme, pourraient être attribués aussi bien à des phénomènes tectoniques qu'eustatiques. Dans le Bassin sud-aquitain, à l'ouest du forage Haget 1, le Calcaire de Meilhan inférieur appartenant à la séquence P10-E2 repose sur une discontinuité érosive sous laquelle les séquences P8 et P9-E1 manquent souvent en totalité (fig. 2, 3 et 4). La séquence P9-E1 est en revanche présente dans l'unité de Peyrehorade, à Sorde 1, avec des brèches datées de la zone NP9 (inédit). L'importante érosion entre les séquences P9-E1 et P10-E2,

ayant entraîné la disparition des Couches de Houns supérieures dans le Bassin sud-aquitain, à l'ouest de Tarbes, est accompagnée de l'installation d'un prisme de bas-niveau (base des Couches du Pillardou) dans les environs de Gan. Au nord, la flexure celtaquitaine est localement débordée par des calcaires à miliolles, à *Alveolina cucumiformis* et *A. avellana*, décrits par M. Veillon (1961) sur la plate-forme nord-aquitaine.

Le Calcaire de Meilhan inférieur est à son tour, localement incisé par des paléovallées remplies de Sables de Louer de la séquence P11-E3 de l'Ilerdien moyen sur l'anticlinal de Louer et dans le synclinal de Tartas qui formaient ensemble une zone haute à cette époque (fig. 2 et 4). Tous ces hiatus d'érosion qui ont fait disparaître entièrement certaines séquences dans le Bassin sud-aquitain, sont inconnus à l'est du Seuil de Lannemezan, dans le Bassin nord-pyrénéen, où toutes les séquences sont représentées par des dépôts infralittoraux à continentaux. Ceci suggère que les érosions importantes reconnues dans la partie occidentale du Bassin aquitain à cette époque sont bien liées à des déformations tectoniques de courte et moyenne longueurs d'onde, spécifiques à ce domaine structural.

Les faciès pélagiques représentés par les Couches du Pillardou occupent toujours le Sillon nord-pyrénéen du Bassin sud-aquitain tandis que la mer atteint son maximum d'extension vers l'est dans les Corbières et jusque dans l'autochtone sous les écaïlles de Saint-Chinian au nord-ouest de Béziers (Hottinger, 1960 ; Plaziat, 1972, 1975 ; Alabouvette *et al.*, 1982), avec le dépôt des Marnes à operculines, des Marnes à *Turritella trempina* et du Calcaire à *Solenomeris* (Plaziat et Perrin, 1992) (fig. 2 et 7).

Le rôle de la tectonique s'accroît à partir de l'Eocène inférieur et prend toute son ampleur dans le Bassin sud-aquitain. L'apparition d'argiles brun rouge, témoin du démantèlement de paléosols, au sommet du Membre du Pillardou, dans les forages de Goudon 1, de Ger 1, d'Artigueloutan 101, et de Sorde 1 (Sztrákos *et al.*, 1998) annonce les événements tectoniques importants de la limite des séquences P11-E3/E4. Cette limite est soulignée par un olistostrome de matériel triasique à Lasseube (Peybernès *et al.*, 1996), par le Complexe à blocs de Caseville dans la

Fig. 5.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt P3 (Danien moyen). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine littoral à supralittoral ; 4 : domaine continental ; 5 : lacune d'érosion post-séquence ; 6 : rivage hypothétique ; 7 : affleurements du Paléocène ; 8 : affleurements de l'Eocène ; 9 : forage profond.

Fig. 5.- Paleogeographic map of maximum transgression of P3 sequence (Middle Danian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: littoral to supralittoral domain; 4: continental domain; 5: post-sequence erosion gaps; 6: possible shoreline; 7: Paleocene outcrop; 8: Eocene outcrop; 9: deep drill-hole.

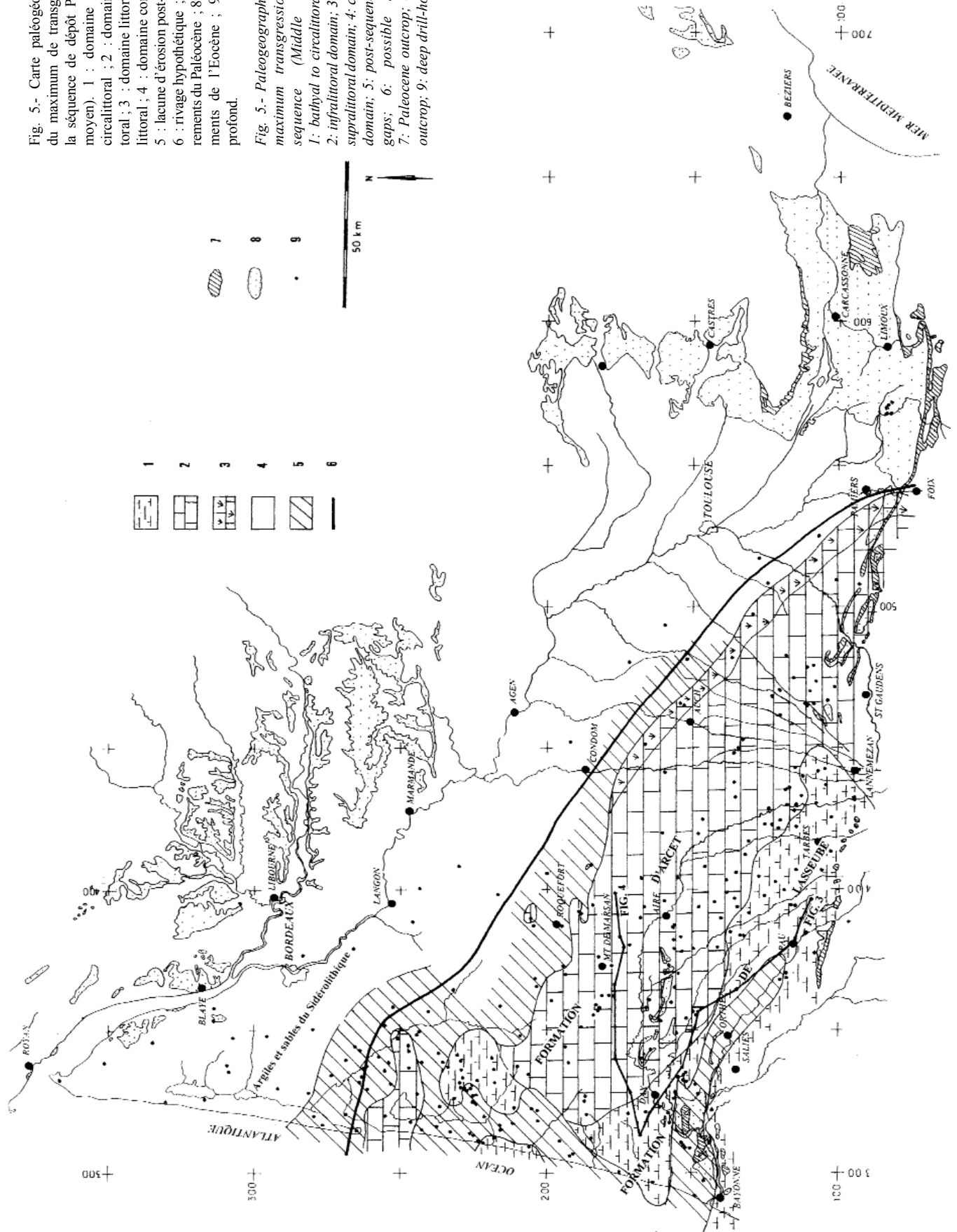
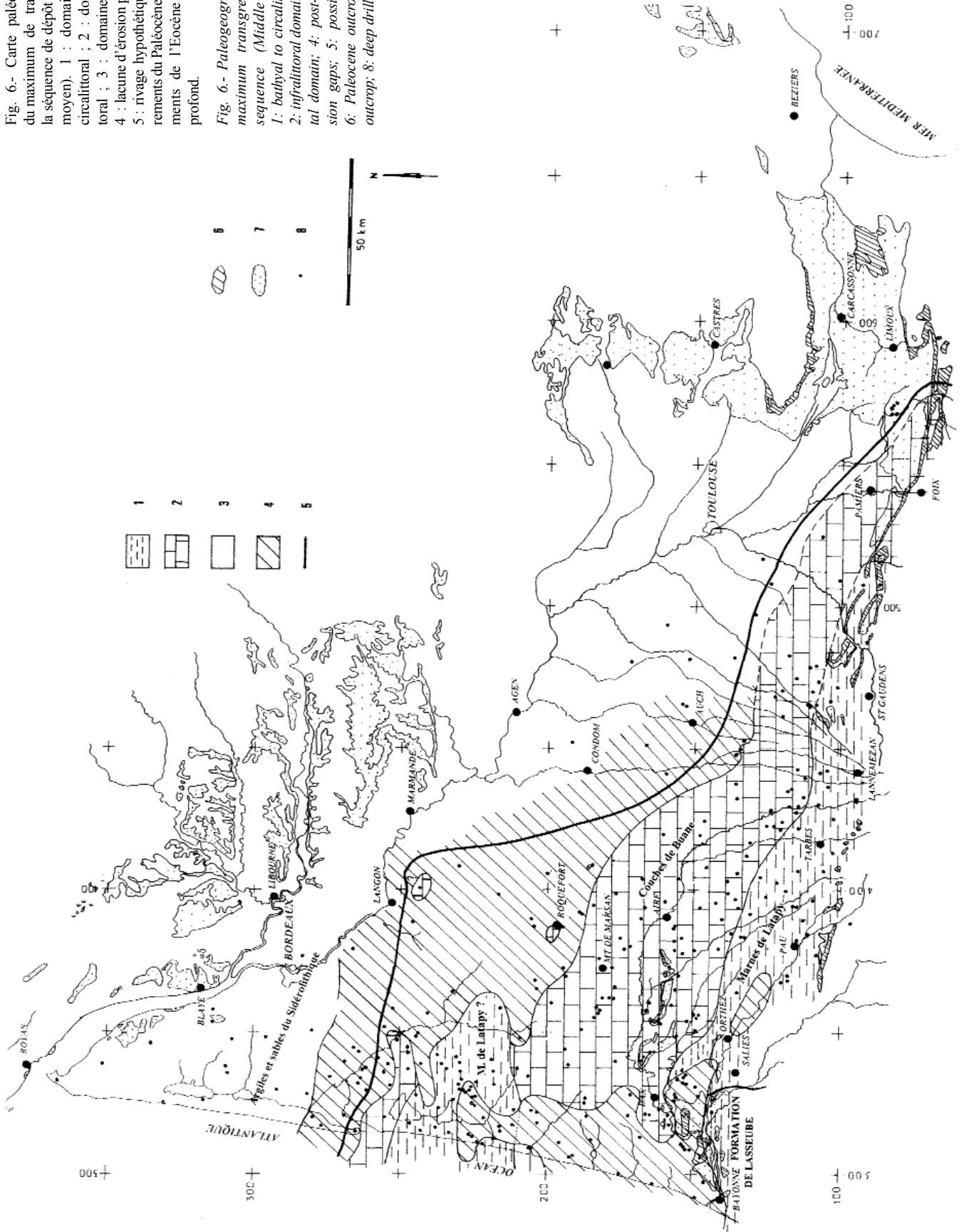


Fig. 6.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt P6 (Thanétien moyen). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine continental ; 4 : lacune d'érosion post-séquence ; 5 : rivage hypothétique ; 6 : affleurements du Paléocène ; 7 : affleurements de l'Eocène ; 8 : forage profond.

Fig. 6.- Paleogeographic map of maximum transgression of P6 sequence (Middle Thanetian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: continental domain; 4: post-sequence erosion gaps; 5: possible shoreline; 6: Paleocene outcrop; 7: Eocene outcrop; 8: deep drill-hole.



coupe de Bidart-Nord (Fondecave-Wallez *et al.*, 1995 ; Peybernès *et al.*, 1996) et par des brèches polygéniques à Lacq et à Sorde 1, datées respectivement dans ces deux forages de la zone P6 et de la base de la zone NP10 (inédit). L'anticlinal d'Audignon (au forage d'Audignon 4) connaît un soulèvement d'au moins 70 m par rapport au synclinal d'Arzacq (forage Marpaps 1). Sur cet anticlinal, les Calcaires d'Horbaziou reposent sur les Couches de Houns très érodées (fig. 3 et 4). La séquence E4 de l'Ilerdien supérieur présente un approfondissement général de la tranche d'eau depuis les calcaires glauconieux à alvéolines jusqu'aux calcaires argileux à discocyclines (Calcaires d'Horbaziou). Dans le Bassin de l'Adour et le Sillon nord-pyrénéen, ces calcaires passent latéralement à des marnes du domaine de bassin (partie supérieure des Marnes du Louts ; Marnes d'Artigueloutan). On observe également la première rétrogradation importante sur la plate-forme nord-aquitaine (région du Bordelais) ; les premiers dépôts marins continus, rencontrés au-dessus des sables et argiles rouges continentaux du Sidérolithique, sont des calcaires gréseux à *Nummulites exilis* et à *Alveolina corbarica* (Veillon, 1964), datés de la séquence E4 (fig. 2). La limite d'extension septentrionale des calcaires à *N. exilis* correspond globalement à la Gironde, débordant légèrement entre Blaye et Saint-André-de-Cubzac, mais n'atteignant pas Bordeaux (Veillon, 1964).

A l'Yprésien : comblement du Sillon nord-pyrénéen

C'est à partir du sommet de la séquence E4 de l'Ilerdien supérieur que commence localement, dans le Bassin nord-pyrénéen à l'est du Seuil de Lannemezan, la sédimentation continentale de la Série de Palassou, avec les Couches de Lassardane et la Molasse de Carcassonne (base du « Palassou inférieur » de Crochet, 1991 ; Tambareau *et al.*, 1995 ; base du « Palassou I » de Cavelier *et al.*, 1997). Ce changement radical du régime sédimentaire qui s'achève au sommet de la séquence E5, le passage de la plate-forme carbonatée aux dépôts fluviaux et lacustres, marque la première phase majeure de la tectonique pyrénéenne. C'est à cet âge que sur le versant sud des Pyrénées, la Nappe du Cotiella se met en place dans le Sillon sud-pyrénéen à la suite de la surrection des

Paléo-Pyrénées orientales (Séguret, 1967 ; Soler et Garrido, 1970).

Cette phase tectonique est localement bien marquée dans le Bassin sud-aquitain. Sur la structure de Lacq, des paléocanyons incisés jusqu'à l'Albien sont remplis de brèches monumentales (Henry *et al.*, 1989), datées de la zone P6 à Lacq 301 (inédit), et recouvertes progressivement par les Marnes d'Artigueloutan. Le synclinal de Tartas connaît une inversion à l'Yprésien moyen (pendant l'intervalle des séquences E4 à E6) par rapport aux anticlinaux d'Audignon (150 m d'amplitude entre le sommet et le forage Audignon 4) et de Campagne dans une plus faible mesure (20 m entre le sommet et le forage Landes-de-Siougos 2). Une inversion est également identifiée entre l'anticlinal d'Audignon et le flanc septentrional du synclinal d'Arzacq (forage Marpaps 1) avec une amplitude d'au moins 70 m. Un basculement général du bassin de l'Adour entre les forages Marpaps 1 et Landes-de-Siougos 2 se produit à cet âge. En revanche, l'anticlinal de Magescq a connu une structuration normale au Thanétien moyen (séquence E5 ; 60 m de flèche) et à la base de l'Yprésien moyen (séquence E6 ; 90 m d'amplitude). Cette séquence n'a été identifiée formellement que dans la coupe du Louts à Louer, où elle débute par un banc à huîtres suivi de marnes appartenant aux zones NP11 et NP12 basale, et dans le forage Gourbera 1 où elle occupe le sommet des calcaires yprésiens (zone NP11).

Une grande surface d'érosion sépare la séquence E6 des séquences antérieures partiellement érodées. Localement, à la base de la séquence, des paléovallées sont remplies de Grès de Coudures fluvio-marins. Les Marnes d'Artigueloutan datées du sommet de la zone NP11 et les Marnes de Gan, appartenant au milieu de la zone NP12, sont séparées par une discontinuité sur la structure de Lacq, à Gan, et plus à l'est, par un olistostrome à matériel triasique observé dans le sondage Grand-Rieu 1 (Henry et Zolnai, 1971 ; Peybernès *et al.*, 1996) et par une discordance angulaire d'environ 7° dans le forage Ger 1 (Sztrákos *et al.*, 1998).

Au-dessus de cette discontinuité générale, la mer des Marnes de Gan transgresse progressivement vers le sud-est : la sédimentation débute au sommet de la zone NP11 près de Louer (séquence

E6) et dans la zone NP12 (séquence E7 de l'Yprésien moyen) près de Pau (fig. 8).

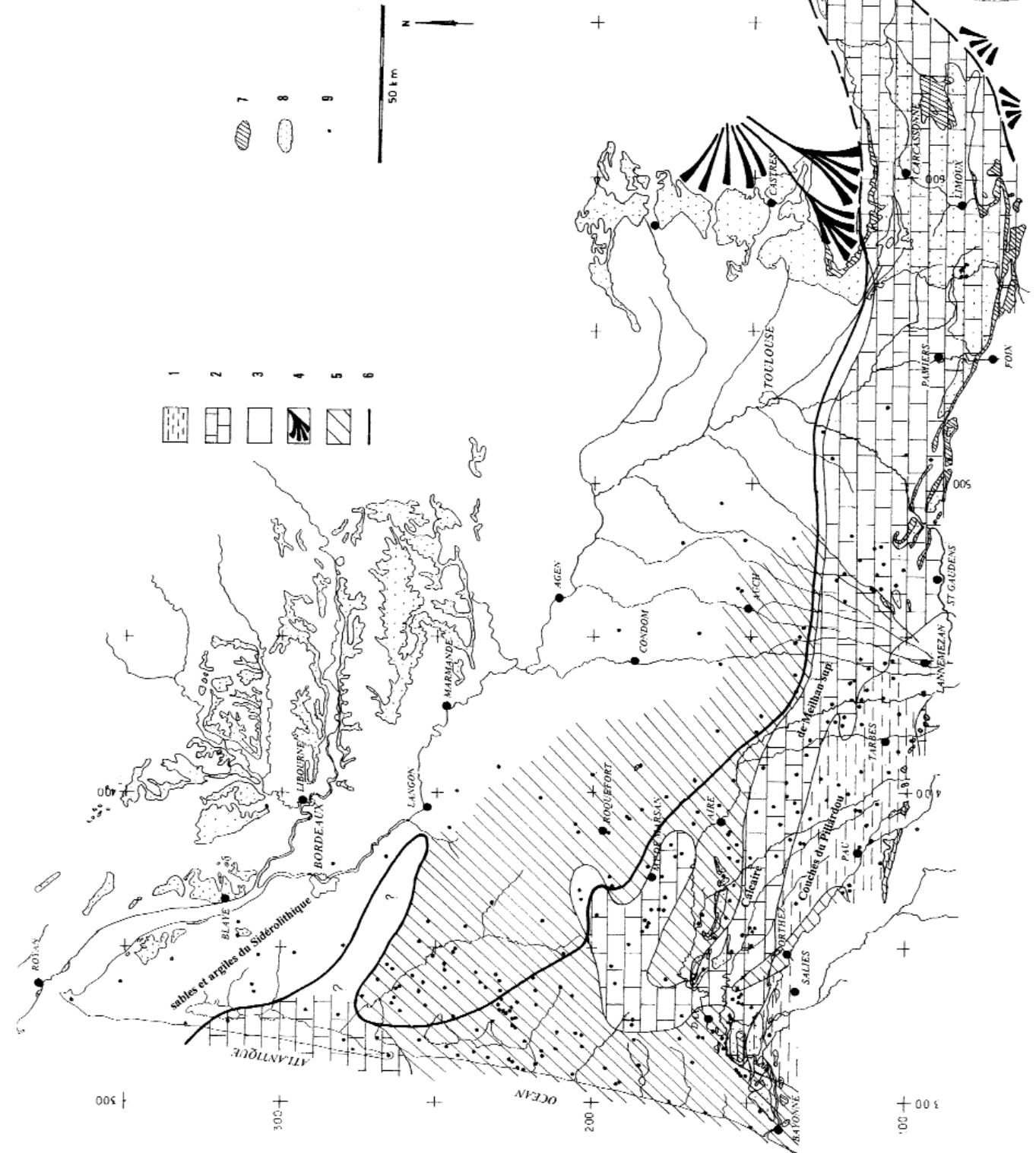
L'épaisseur des Marnes de Gan atteint 800 à 900 m dans le Sillon nord-pyrénéen, montrant une forte subsidence. En revanche, leur épaisseur décroît rapidement vers le nord, le nord-est et l'ouest du Bassin de l'Adour (fig. 3 et 4). Vers l'est, les Marnes de Gan passent latéralement à un dépôt de sables littoraux souvent azoïques (Sables de Baliros et Groupe des Sables de Lussagnet partim). Leur transgression vers l'est est limitée par le Seuil de Lannemezan ; plus à l'est, les puissantes Couches de Lassardane et la Molasse de Carcassonne du domaine fluvio-lacustre se mettent en place dans le Bassin nord-pyrénéen fortement subsident mais dont le bord méridional est en cours de structuration (fig. 2 et 8) ; ces dépôts détritiques continentaux sont essentiellement formés d'éléments provenant du démantèlement de la couverture mésozoïque (Crochet, 1974, 1984, 1991). Les faciès de la plate-forme carbonatée sont représentés par le Calcaire de Lapêche au nord du Bassin de l'Adour, séparé des calcaires à *Nummulites planulatus* du Bordelais par la presqu'île de la ride de Villagrains-Landiras (Vigneaux, 1956). La mer déborde alors la Gironde pour atteindre Libourne, tandis qu'une zone d'érosion ou de non-dépôts est toujours localisée sur l'axe structural Parentis-Bayonne.

Le soulèvement de 300 m de l'anticlinal d'Audignon (forage Audignon 6) par rapport à l'unité de Pécorade (forage Clèdes 201) a eu lieu à la fin de la séquence E8 de l'Yprésien moyen. Dans le Sillon nord-pyrénéen et dans le Bassin d'Arzacq (forages Meillon 1, Boucoue 1 et Clèdes 201), la séquence débute par des sables érosifs sur la partie inférieure des Marnes de Gan, formant un prisme de bas-niveau. Au-dessus, la partie supérieure des Marnes de Gan forme l'essentiel de l'intervalle transgressif avant de devenir sableuse dans le prisme de haut-niveau.

Les Marnes de Donzacq (séquence E9 de l'Yprésien supérieur) surmontent une surface d'érosion d'extension régionale (fig. 2, 3 et 4). La subsidence maximale abandonne le Sillon nord-pyrénéen et migre vers le Bassin de l'Adour avec la mise en place rapide d'un milieu épibathyal (fig. 9). Vers l'est, les Marnes de Donzacq passent latéralement aux Grès de Grenade infralittoraux avant d'être relayés dans la

Fig. 7.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt P11-E3 (Ilerdien moyen). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine continental ; 4 : systèmes alluviaux majeurs dans le domaine continental ; 5 : lacune d'érosion post-séquence ; 6 : rivage ; 7 : affleurements du Paléocène ; 8 : affleurements de l'Eocène ; 9 : forage profond.

Fig. 7.- Paleogeographic map of maximum transgression of P11-E3 sequence (Middle Ilerdian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: littoral to supralittoral domain; 4: major alluvial system in the continental domain; 5: post-sequence erosion gaps; 6: possible shoreline; 7: Paleocene outcrop; 8: Eocene outcrop; 9: deep drill-hole.



partie orientale du Bassin de l'Adour par la partie sommitale des Couches de Lassardane. Le recul progressif du domaine marin dans le Bassin sud-aquitain se poursuit depuis l'Ilerdien supérieur (fig. 7 à 9). En revanche, la mer littorale progresse toujours dans le nord du Bassin aquitain, envahissant largement le Libournais.

De l'Yprésien terminal au Bartonien moyen : raccourcissements et changement de polarité marine

A la partie sommitale de la zone NP13 et dans la zone NP14a (sommet de la séquence E9), un soulèvement a engendré la forte progradation des Grès de Grenade et a permis l'installation des « Couches de Jeangazé » de Kapellos et Schaub (1973). Ces couches représentent un milieu de dépôt infralittoral profond-circalittoral, d'une profondeur d'eau de 200 à 300 m plus faible que les Marnes de Donzacq sous-jacentes. Cette réduction de l'accommodation a également été observée près de l'anticlinal de Campagne (Sztrákos, 1996). En même temps, apparaissent dans les Marnes de Donzacq les quartz bipyramidés du Trias autour du diapir de Bastennes-Gaujacq et les foraminifères remaniés du Crétacé et du Paléocène. La séquence est tronquée par une importante surface d'érosion sur l'anticlinal de Sébastopol par exemple. Si l'on compare les séries sédimentaires entre l'unité structurale de Pécorade (forage Clèdes 201) et la terminaison sud-est de l'anticlinal d'Audignon (forage Audignon 6), on observe une inversion de 200 m d'amplitude à la limite de l'Yprésien et du Lutétien. Tout ceci est la conséquence de la deuxième phase majeure de la tectonique pyrénéenne, datée de la limite des séquences E9/E10, proche de la limite Yprésien/Lutétien.

Le Bassin de l'Adour évolue différemment à partir du Lutétien inférieur : dans les environs de Dax, une accélération de la subsidence permet la réapparition des marnes épibathyales appartenant à la séquence E10 (Gascon à Tercis-les-Bains, Saint-Geours-d'Auribat, Nousse, Gibret etc. ; Sztrákos *et al.*, 1998) ; sur la structure de Campagne, une plate-forme carbonatée s'installe au même moment. Dans la région du Bas-Adour, des brèches

et des conglomérats essentiellement à matériel danien à Urcuit (Fabre, 1944 ; Kieken, 1973 ; partie médiane de la zone à *N. laevigatus* ; Schaub, 1981), à matériel principalement crétacé à Cahurt (partie supérieure de la zone à *N. laevigatus* ; Schaub, 1981), reposent sur une série fortement plissée du Sénonien à l'Yprésien supérieur (zone à *N. manfredi* à Urcuit, Schaub, 1981). Dans les forages au sud de Saint-Martin-de-Hinx, sous la lame triasique de « Saint-Martin-de-Hinx, Sainte-Marie-de-Gosse » de Dupouy-Camet (1952), les brèches et les conglomérats, associés à des calcaires à nummulites et à discocyclines du Lutétien inférieur (dans la conception actuelle), sont formés d'éléments de l'Eocène inférieur, du Paléocène, du Sénonien et du Jurassique (Dupouy-Camet, 1952 ; Kieken et Thibault, 1975). Plus à l'est dans le forage Cagnotte 1 (fig. 10), les grès calcaires plus ou moins grossiers, situés entre 1 158 et 1 465 m de profondeur, correspondent à l'ensemble conglomératique décrit précédemment et sont datés de la zone NP14b. Ils reposent sur les Marnes de Donzacq épibathyales des zones NP13 et à *A. pentacamerata*, dépourvues de tout remaniement. Dans ces grès calcaires, les éléments remaniés apparaissent en grande quantité : quartz bipyramidés du Trias, calcaires du Céno-manien et du Sénonien, foraminifères dégagés du Crétacé, du Paléocène et de l'Yprésien inférieur à moyen. Les grès sont surmontés par des marnes bathyales du Lutétien inférieur qui contiennent encore des remaniements d'origine crétacée et paléocène. De plus, les radiolaires sont très fréquents à ces niveaux. Cette unité est coupée en deux par une lame de matériel triasique, composée de halite, d'anhydrite et d'argiles versicolores, entre 887 et 1 053 m de profondeur, considérée comme un accident post-lutétien. En revanche, on observe l'absence de tout remaniement au nord des structures de Saint-Lon-les-Mines et de Saubrigues. L'arrivée des conglomérats polygéniques dans la région du Bas-Adour est la conséquence de la deuxième phase majeure. Nous corrélons cet événement avec le début du dépôt du Poudingue de Montségur de l'unité de Palassou moyen, discordant sur les Couches de Lassardane (Crochet, 1974, 1984, 1991 ; équivalent du « Palassou II » de Cavelier *et al.*, 1997), dans le domaine molassique. Les éléments de ce poudingue sont surtout mésozoïques mais également paléocènes.

Par ailleurs, cette phase tectonique, qui a engendré une discordance angulaire sur l'anticlinal d'Audignon, correspond également à une érosion dans le nord du Bassin de l'Adour et dans le celui de Parentis. De plus, au début de la séquence E10, des mouvements sont décelables sur de nombreuses structures ; on observe une inversion de 70 m entre les forages Laborde 1 et Garrosse 1, une autre inversion de 70 m entre le forage Gourbera 1 et l'anticlinal de Magescq (forage Magescq 1). En revanche, un jeu normal a provoqué une érosion de 600 m entre le synclinal de Tarbes (forage Calavante 1) et le flanc occidental de la structure de Gensac (forage Libaros 1), sous le dépôt du Lutétien moyen (séquence E11). Au même moment, le synclinal de Tartas (forage Toulouze 1) présente un jeu normal de 130 m d'amplitude par rapport à l'anticlinal de Campagne.

La sédimentation devient plus calme après la période paroxysmale de l'Yprésien terminal-Lutétien inférieur. La mer des Marnes de Miretrain du Lutétien moyen transgresse largement à partir de la zone NP15b (séquence E11 ; fig. 11). Cette transgression, reposant généralement sur une surface d'érosion, atteint l'anticlinal de Créon (Platel, 1990) et la région de Tarbes (forage Calavante 1) avec des dépôts laguno-marins (fig. 2, 3 et 4) ; cependant l'extension actuelle de la séquence correspond largement à une limite d'érosion sous la transgression du Lutétien supérieur.

La déformation du Lutétien inférieur à moyen affecte tout le bassin et provoque la migration vers l'ouest du pôle de subsidence. D'ailleurs, le nord du Bassin de l'Adour et le Bassin de Parentis ne sont submergés qu'au Lutétien supérieur (séquence E12 ; Sztrákos *et al.*, 1998). Ainsi, les Marnes de Miretrain de la zone à *M. lehneri* transgressent sur les formations allant du Thanétien à l'Yprésien supérieur (forages Léon 2, Gourbera 1, Laborde 1, Garrosse 1, Magescq 1, Soustons 1 et 2, etc.) (fig. 3 et 4). D'après Magné et Malmoustier (1964) et les données des logs de fin de sondage, ces marnes surmontent les marnes de Gan et de Donzacq très érodées dans le Bassin de Parentis (les zones à *H. nuttalli* et *G. subconglobata* n'étant pas mentionnées dans cette région ; fig. 2). C'est à cet âge que survient le jeu normal de 100 m entre l'unité struc-

Fig. 8.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt E7 (Yprésien moyen) 1 : domaine bathyal à cir-calittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine littoral à supralittoral ; 4 : faciès transgressifs du golfe du Bordelais ; 5 : domaine continental ; 6 : lacune d'érosion post-séquence ou de non-dépôt ; 7 : rivage ; 8 : affleurements du Paléocène ; 9 : affleurements de l'Éocène ; 10 : forage profond.

Fig. 8.- Paleogeographic map of maximum transgression of E7 sequence (Middle Ypresian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: littoral to supralittoral domain; 4: transgressive facies of the Golfe in Bordelais; 5: continental domain; 6: post-sequence erosion gaps; 7: possible shoreline; 8: Paleocene outcrop; 9: Eocene outcrop; 10: deep drill-hole.

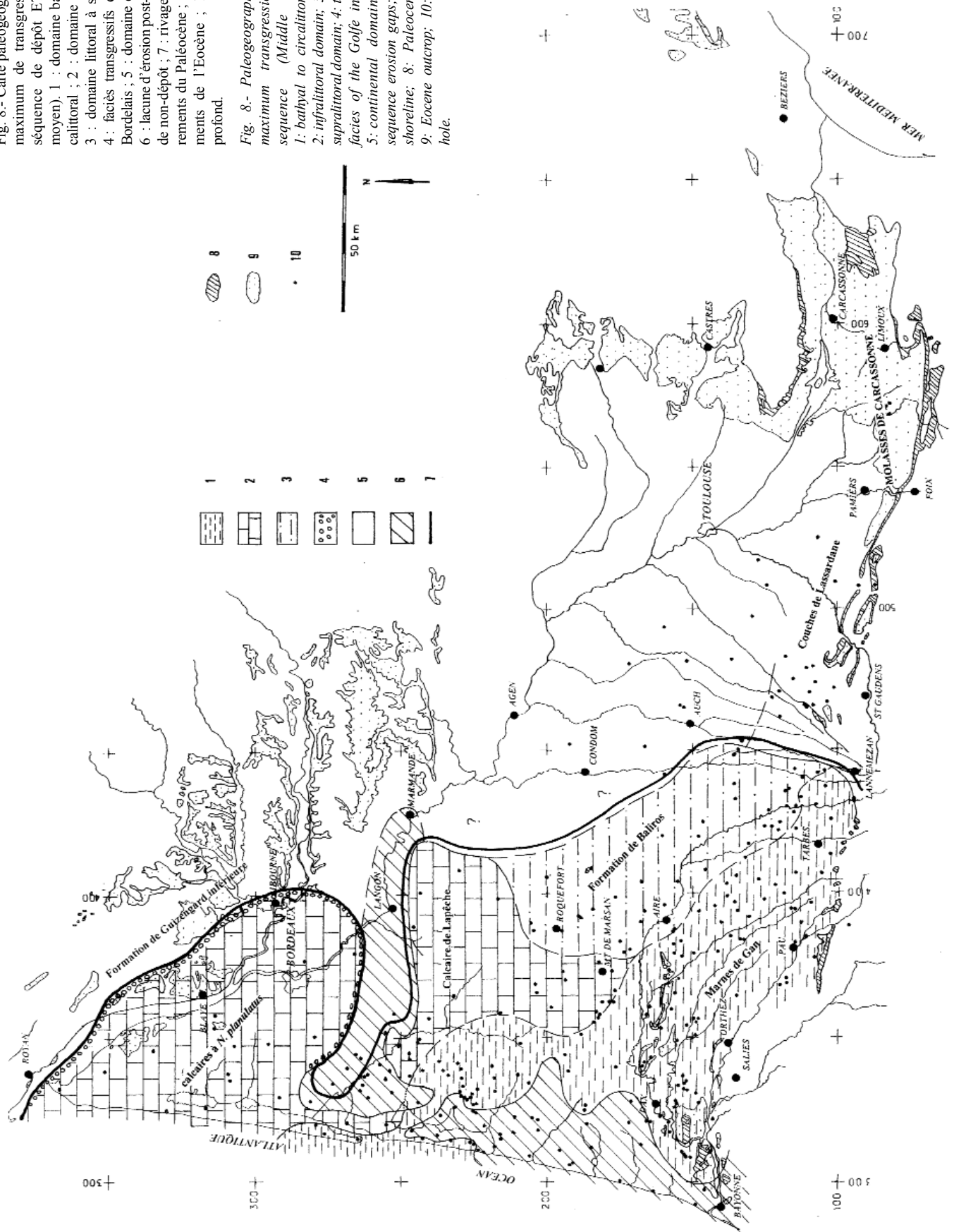
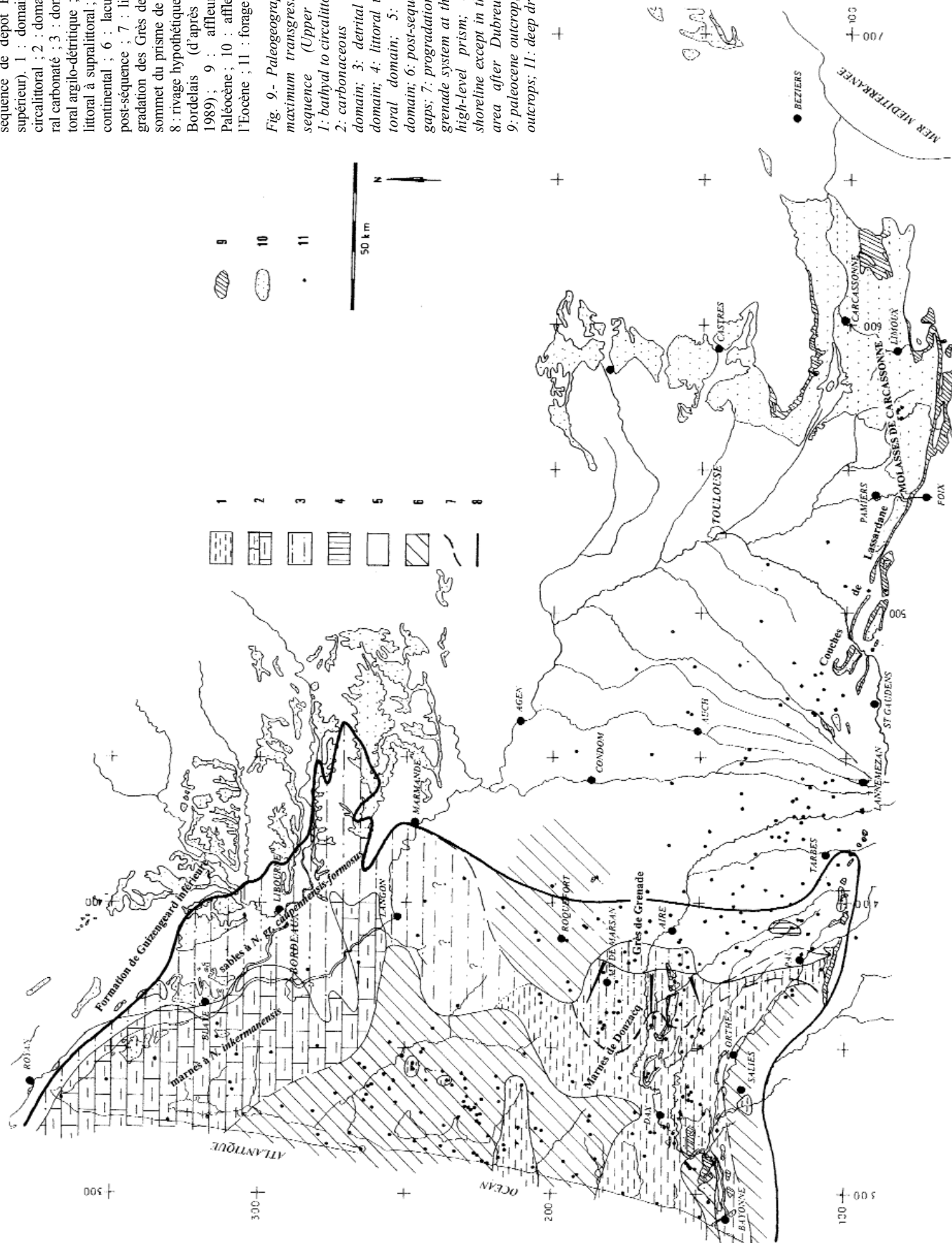


Fig. 9.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt E9 (Yprésien supérieur). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral carbonaté ; 3 : domaine infralittoral argilo-détritique ; 4 : domaine littoral à supralittoral ; 5 : domaine continental ; 6 : lacune d'érosion post-séquence ; 7 : limite de progradation des Grès de Grenade au sommet du prisme de haut-niveau ; 8 : rivage hypothétique sauf dans le Bordelais (d'après Dubreuilh, 1989) ; 9 : affleurements du Paléocène ; 10 : affleurements de l'Éocène ; 11 : forage profond.

Fig. 9.- Paleogeographic map of maximum transgression of E9 sequence (Upper Ypresian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: carbonaceous infralittoral domain; 3: detrital infralittoral domain; 4: littoral to supra littoral domain; 5: continental domain; 6: post-sequence erosion gaps; 7: progradation limit of the high-level prism; 8: possible shoreline except in the Bordeaux area after Dubreuilh (1989); 9: paleocene outcrop; 10: eocene outcrops; 11: deep drill hole.



turale de Pécorade (forage Clèdes 201) et la terminaison sud-est de l'anticlinal d'Audignon (forage Audignon 6).

Sur l'anticlinal de Villenave, une érosion d'au moins 130 m au forage Villenave 2 par rapport au forage Garrosse 1 est datée de la limite Lutétien-Bartonien (limite des séquences E12-E13). Ce soulèvement d'ampleur régionale débute dans la zone à *N. aturicus* (séquence E13 du Bartonien inférieur) et se poursuit pendant la séquence suivante. La grande fréquence des grès dans la Formation de la Fontaine de la Médaille indique l'intensification de l'érosion sur les parties émergées aux pourtours du bassin.

Sur la Côte des Basques, les Calcaires de Peyreblanque (séquence E14 du Bartonien moyen) recouvrent un substratum structuré. A Angoumé, les éléments remaniés du Trias, et du Crétacé au Lutétien, apparaissent à la base de la séquence, provenant de l'érosion du diapir de Dax, de la structure de Tercis-les-Bains et des sédiments qui les entourent (Boulanger, 1971 ; Mancion, 1985). Le synclinal de Tartas (forage Toulouzette 1) présente une inversion de 170 m par rapport à l'anticlinal de Campagne pendant le Bartonien (séquence E14). En revanche au même moment, l'anticlinal d'Audignon est en forte surrection par rapport au synclinal d'Arzacq, avec un dénivelé de 650 m entre les forages Audignon 4 et Marpaps 1. Dans le domaine molassique, l'arrivée massive des éléments du socle hercynien de la chaîne centrale des Pyrénées dans le Poudingue de Côte-Maison-Neuve et dans la Molasse de Castelnaudary (Crochet, 1974, 1984, 1991) annonce la troisième phase majeure de la tectonique pyrénéenne.

Du Bartonien supérieur au Priabonien supérieur : disparition du Bassin nord-pyrénéen

A partir de la séquence E15, débute cette troisième phase tectonique majeure qui se poursuit pendant la séquence E16 du Priabonien inférieur. En rive gauche de la Gironde, les Marnes de Listrac (équivalent latéral des Calcaires de l'Oc-troi ; séquence E15), reposent en discordance sur le Calcaire de Listrac (équivalent latéral du Calcaire de Couquèques ; séquence E14). Sur la Côte des

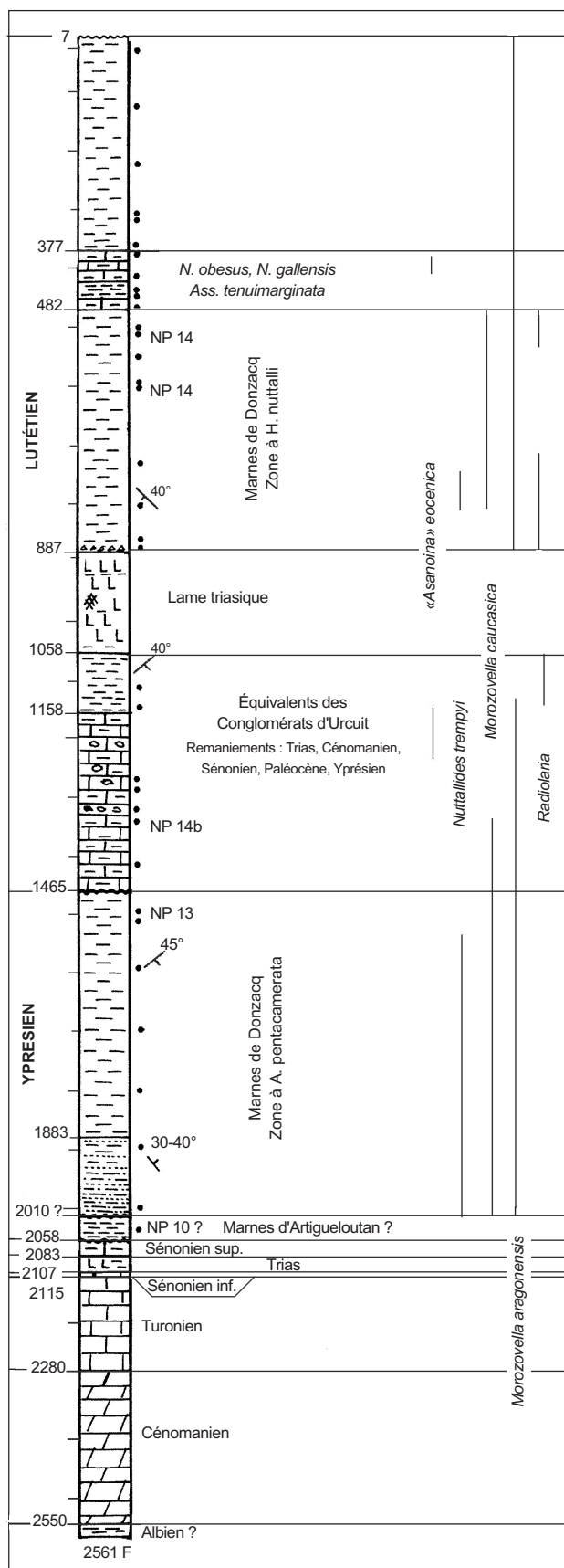
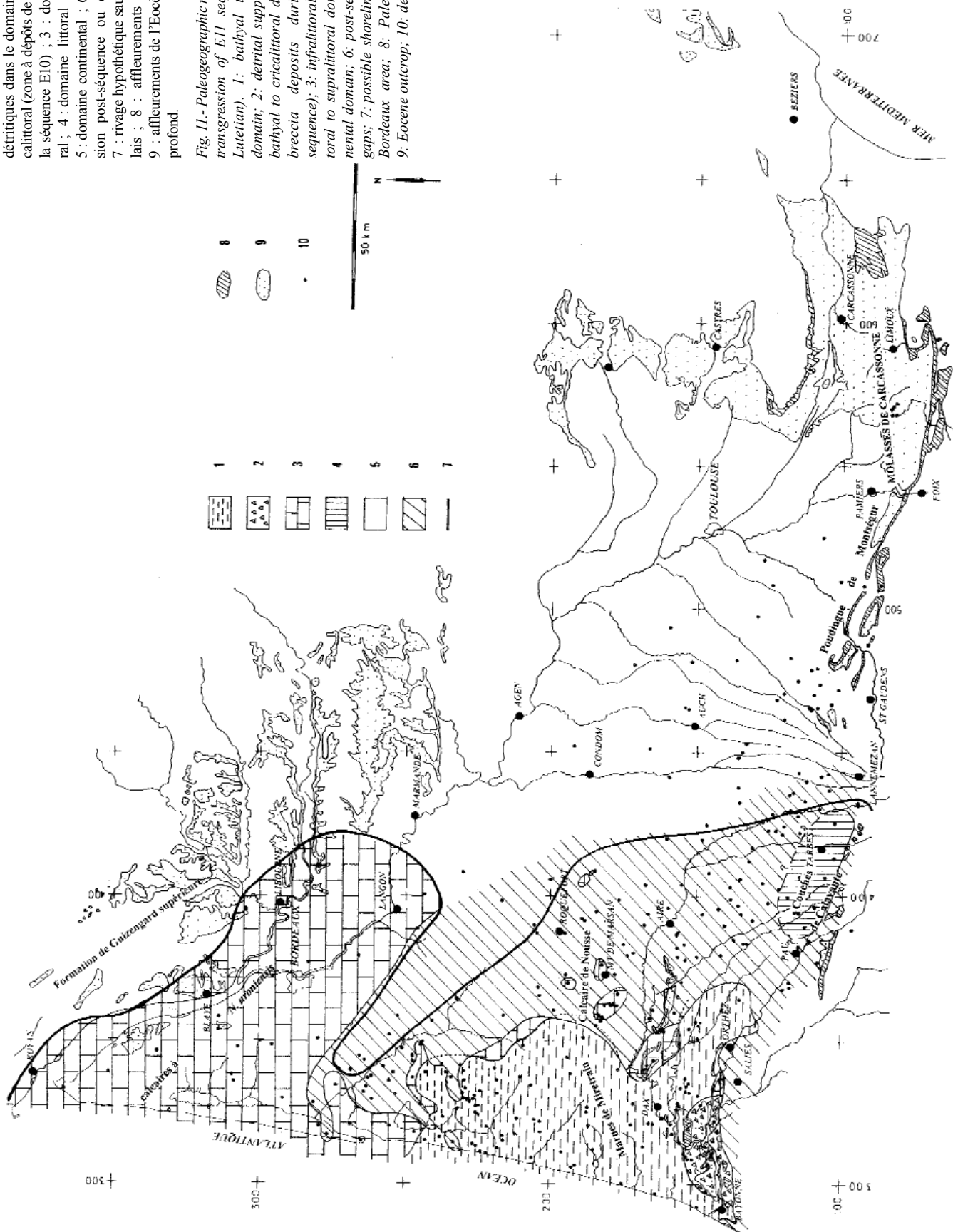


Fig. 10.- Log lithostratigraphique du forage Cagnotte 1 avec les nouvelles datations. Les points noirs représentent les prises d'échantillons.

Fig. 10.- Lithostratigraphic log of Cagnotte 1 drill-hole including new data figures. The black dots correspond to sample locations.

Fig. 11.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt E11 (Lutétien moyen). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : zone d'apports détritiques dans le domaine bathyal à circalittoral (zone à dépôts de brèches pendant la séquence E10) ; 3 : domaine infralittoral ; 4 : domaine littoral à supralittoral ; 5 : domaine continental ; 6 : lacune d'érosion post-séquence ou de non-dépôt ; 7 : rivage hypothétique sauf dans le Bordelais ; 8 : affleurements du Paléocène ; 9 : affleurements de l'Éocène ; 10 : forage profond.

Fig. 11.- Paleogeographic map of maximum transgression of E11 sequence (Middle Lutetian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: detrital supply zones in the bathyal to circalittoral domain (zone of breccia deposits during the E10 sequence); 3: infralittoral domain; 4: littoral to supralittoral domain; 5: continental domain; 6: post-sequence erosion gaps; 7: possible shoreline except in the Bordeaux area; 8: Paleocene outcrop; 9: Eocene outcrop; 10: deep drill-hole.



Basques, les failles synsédimentaires des Marnes de la Villa Marbella inférieures sont scellées par le « Complexe chaotique d'Ilbaritz » (Razin, 1989) et par l'Horizon à lumachelles (Mathelin et Sztrákos, 1993). Ces dépôts révèlent un soulèvement rapide ayant entraîné la formation d'un prisme turbiditique. A Gibret, les Calcaires de Brassempouy supérieurs de la séquence E15 du Bartonien supérieur, contenant *Alveolina elongata* et *Nummulites boulangeri* (fig. 12), reposent en discordance angulaire sur les Calcaires de Nousse de la séquence E11 (Boulanger, 1968). Dans le vallon de Pédelail à Horsarrieu, ils surmontent les Marnes de Donzacq déjà structurées (Fabre, 1939 ; Capdeville, 1997). En 1968, Boulanger a observé une discordance angulaire de 30° entre le Danien de la carrière de Calonque et les marnes de la marnière de Chirp proche, appartenant à la zone à T. rohri, au sud de la structure de Tercis-les-Bains. Cette différence résulte des événements tectoniques du Lutétien et du Bartonien (zone NP17), observés par ailleurs à Angoumé. Enfin, Hourdebaigt (1988) a relevé à Legelouze près de Belloc, une discordance angulaire entre les calcaires à nummulites d'âge bartonien supérieur et les dépôts molassiques appartenant à la Série du Palassou supérieur. Sur l'anticlinal de Sébastopol, on relève une subsidence de 250 m au moins au Bartonien supérieur (séquence E15) entre les forages Sébastopol 102 et Sébastopol 1bis sur le sommet de la structure. Par rapport à la séquence E14, l'extension marine s'inverse avec une plus forte invasion dans le Bassin de l'Adour que sur la plate-forme nord-aquitaine (fig. 12). Dans le domaine molassique, la partie inférieure du Poudingue de Pailhès (« Palassou supérieur » de Crochet, 1974, 1984, 1991 ; « Palassou III » de Cavelier *et al.*, 1997), encore fortement structurée (pendage jusqu'à 80°N) renferme beaucoup d'éléments paléocènes et ilerdiens en provenance des Corbières qui subissent au même moment le début de la structuration anté-nappe en plis et flexures de couverture (Ellenberger *et al.*, 1987). Jusqu'à 1000 m de sédiments sont localement érodés avant la mise en place de la nappe des Corbières orientales.

Les Marnes de Brihande de la séquence E16 reposent sur les Calcaires de Siest par une nette discontinuité parfois érosive dans les forages Sébastopol 102, Gourbera 1 et Labenne 1 (fig. 2, 3 et 4). A Peyrehorade,

le dépôt de conglomérats polygéniques correspond également à cet événement (Kieken, 1973) et à Sorde-l'Abbaye, les mêmes niveaux contiennent des éléments de roches métamorphiques (Cahuzac, 1991). En rive gauche de la Gironde, le Calcaire de l'Octroi est érodé sous les Argiles à *Ostrea « cucullaris »* au sommet du dôme de Listrac-Médoc. L'extension du domaine marin diminue fortement dans tout le Bassin aquitain (fig. 13), cette tendance se poursuivant dans la séquence suivante.

Au Bartonien sommital et au Priabonien, la partie occidentale du Bassin aquitain subit une subsidence continue et progressive ayant engendré un domaine marin profond de 200 à 500 m, limité à la façade atlantique. Là, se sédimentent les Marnes de Côte des Basques, jusqu'à la partie médiane de la zone à *G. semiinvoluta* (séquence E17 du Priabonien moyen). Les paléoprofondeurs diminuant à partir de la séquence E18 du Priabonien supérieur, le domaine infralittoral s'installe largement au sommet de la séquence. Dans le Bassin nord-pyrénéen, la partie supérieure du Poudingue de Pailhès présente encore un pendage atteignant 50°N.

Le Rupélien : arrivée des nappes dans le Bassin d'Aquitaine

Dans le Bassin sud-aquitain, la limite Priabonien-Rupélien marque le début de la quatrième et dernière phase majeure de la tectonique pyrénéenne, accompagnée localement d'une forte érosion (fig. 2, 3 et 4). A Biarritz, Mathelin et Sztrákos (1993) ont relevé une discordance angulaire de 10° entre le toit érodé du Priabonien et le Rupélien basal (NP21). Dans les environs de Tercis-les-Bains, une discordance angulaire de 35° sépare le Rupélien et le Lutétien incliné de 80°, tandis que les couches du Paléocène du Mur de Bédât, 500 m plus au sud, sont subverticales. Le dépôt de l'Oligocène inférieur a donc été précédé d'une forte érosion des sédiments du Bartonien et du Priabonien. Par ailleurs, l'anticlinal de Brocas qui présente une surrection permanente tout au long du Paléocène et de l'Eocène, connaît l'amplitude la plus importante à l'Oligocène (au moins 100 m entre les forages Brocas-Failing 1 et Brocas-Franks 1).

C'est à cet âge que de nouveaux anticlinaux apparaissent dans le Bassin sud-aquitain : Labrit, avec une flèche de 700 m mesurée entre les forages Labrit 2 et Garein 1 ; Lussagnet, avec une flèche de 400 m, les deux forages comparés entre le top de la structure (Lussagnet 1) et le flanc (Le Vigneau 1D) possédant des séries identiques tout au long du Paléocène et de l'Eocène ; Nogaro, voisin de celui de Lussagnet, avec une flèche de 700 m entre les forages Nogaro 1 et Barrau 1. De même, on observe un dénivelé d'environ 1000 m à la base de l'Oligocène, entre les affleurements de l'anticlinal de Louer et le forage de Lesgor 1, dans l'axe du synclinal de Tartas. En revanche, l'importance de ces mouvements est moindre dans les synclinaux : dans les forages Gourbera 1 et Labenne 1 par exemple, la sédimentation est quasi continue entre le Priabonien et le Rupélien.

Dans le Bassin sud-aquitain, le Rupélien marin présente localement des pendages pouvant atteindre 30° (Rupélien basal daté de la zone NP21 au sud du marais d'Orx ; Steurbaut, 1983) et même 45° à Tercis-les-Bains. L'anticlinal de Magescq par exemple montre une forte structuration anté-miocène (érosion de l'Oligocène à l'Eocène moyen d'au moins 1400 m à Magescq 1).

Mais le paroxysme de la tectonique oligocène correspond à la mise en place des terrains allochtones des régions de Bélus et de Biarrotte. Comme ces terrains allochtones reposent sur les marnes du Lutétien moyen à supérieur (séquences E11 et E12 ; affleurements au nord de Biarrotte et de Sainte-Marie-de-Gosse, à l'ouest de Biauudos), certains auteurs ont envisagé une mise en place synsédimentaire de cet âge ; pour Zolnaï (1971, 1975) et Henry *et al.* (1989), cela correspond à l'avancée du Front nord-pyrénéen, tandis que pour Kieken et Winnock (1973), Kieken et Thibault (1975) et Razin (1989), ces terrains allochtones représentent des olistostromes et des klippes sédimentaires. Or dans ces terrains allochtones, sur un substratum fortement plissé (daté du Sénonien à l'Yprésien supérieur ; zone à *N. manfredi* ; Schaub, 1981), repose une série sédimentaire complète depuis le Lutétien inférieur discordant, affleurant au sud de l'Adour (partie inférieure de la zone à *N.*

Fig. 12.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt E15 (Bartonian supérieur). 1 : domaine bathyal à circalittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine continental ; 4 : zone de dépôt du Pou-dingue de Jurançon ; 5 : lacune d'érosion post-séquence ou de non-dépôt ; 6 : rivage du maximum de transgression de la séquence de dépôt E14 (Bartonian moyen) (d'après Dubreuilh, 1989 pour le Bordelais) ; 7 : rivage du maximum de transgression de la séquence E15 ; 8 : affleurements du Paléocène ; 9 : affleurements de l'Eocène ; 10 : forage profond.

Fig. 12.- Paleogeographic map of maximum transgression of E15 sequence (Upper Bartonian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: continental domain; 4: Jurançon conglomerate deposition zone; 5: post-sequence erosion gaps; 6: shoreline of maximum transgression of E14 sequence (Middle Bartonian) (after Dubreuilh, 1989 for the Bordeaux area); 7: shoreline of maximum transgression of E15 of maximum transgression; 8: Paleocene outcrop; 9: Eocene outcrop; 10: deep drill-hole.

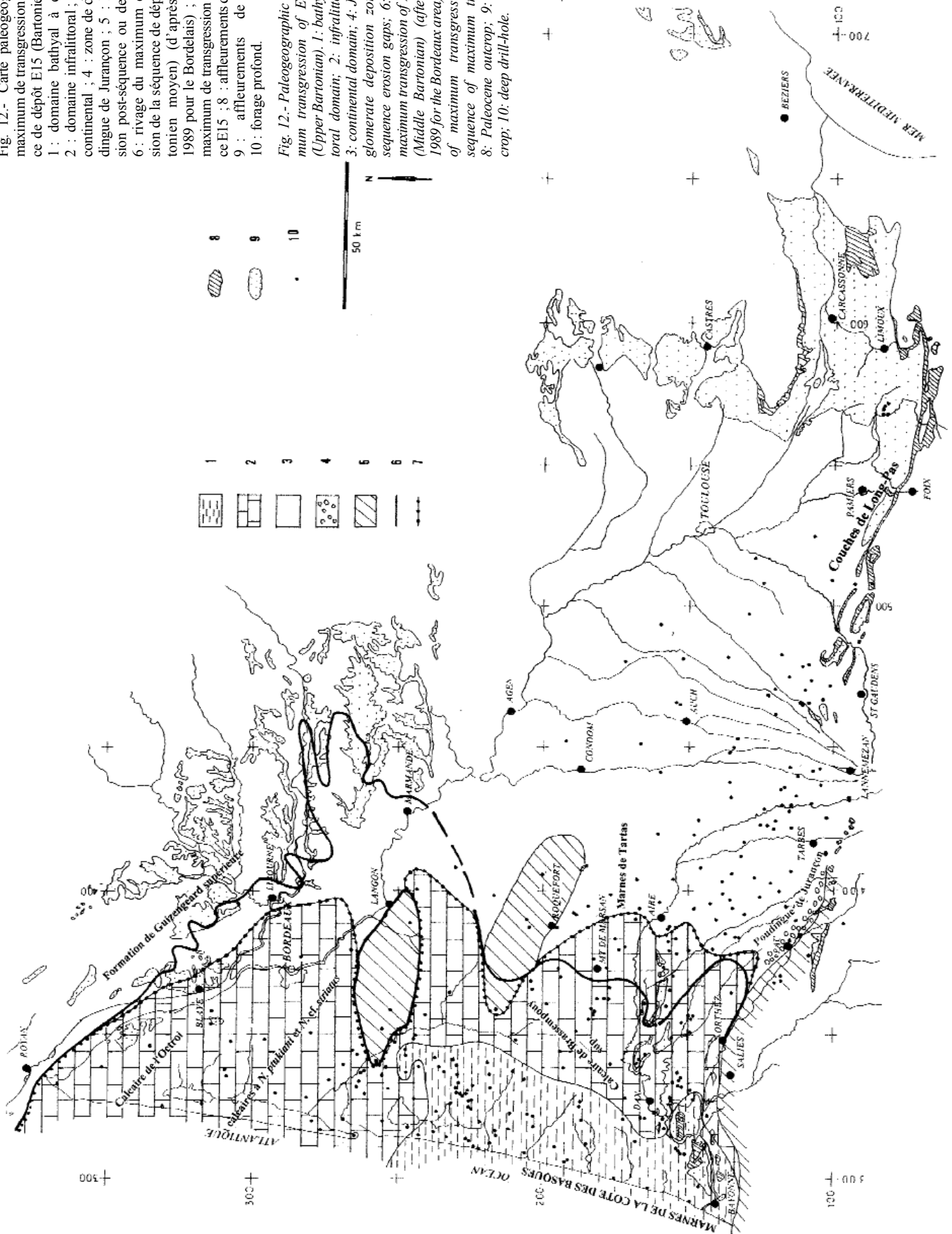
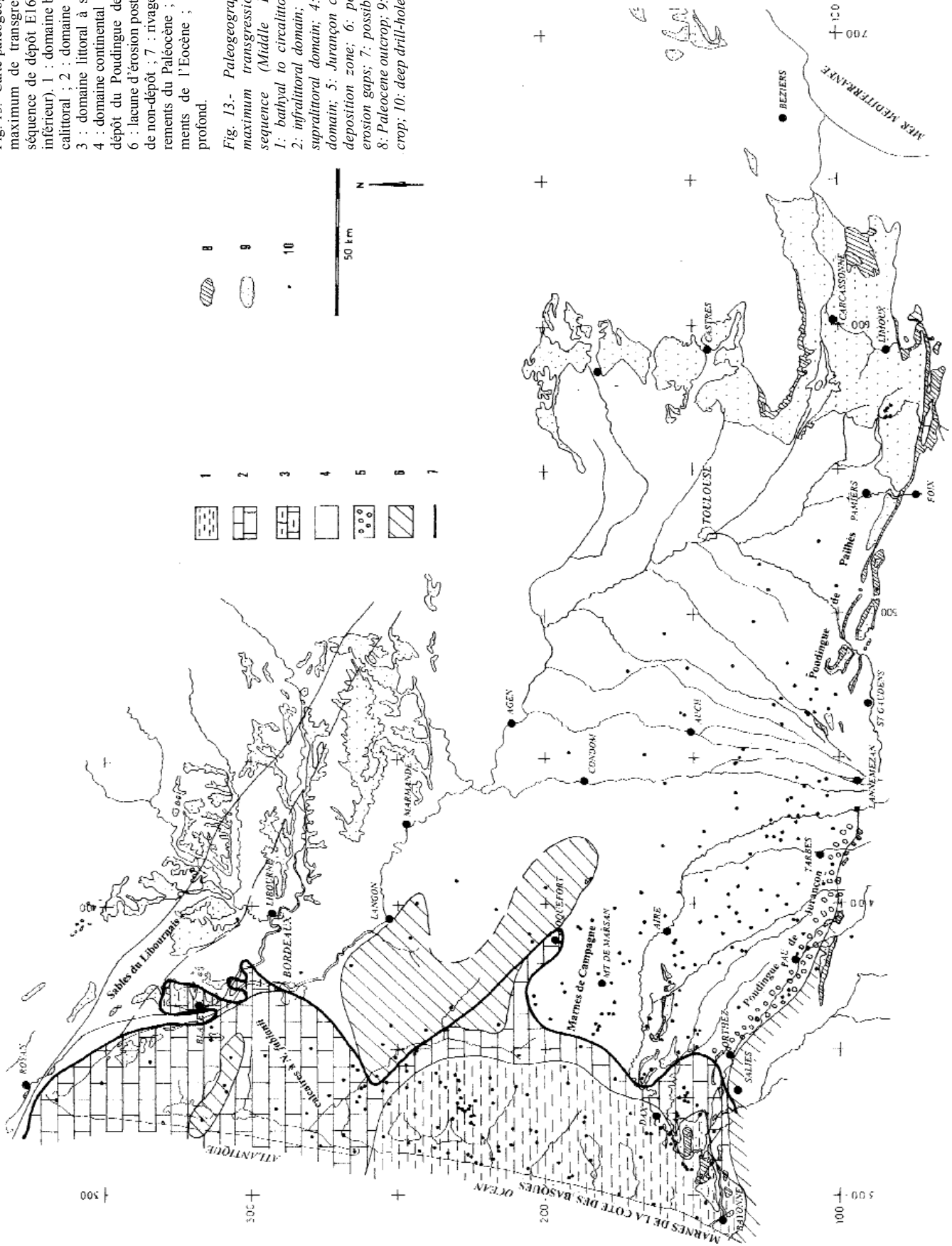


Fig. 13.- Carte paléogéographique du maximum de transgression de la séquence de dépôt E16 (Priabonien inférieur). 1 : domaine bathyal à cir-calittoral ; 2 : domaine infralittoral ; 3 : domaine littoral à supralittoral ; 4 : domaine continental ; 5 : zone de dépôt du Poudingue de Jurançon ; 6 : lacune d'érosion post-séquence ou de non-dépôt ; 7 : rivage ; 8 : affleurements du Paléocène ; 9 : affleurements de l'Eocène ; 10 : forage profond.

Fig. 13.- Paleogeographic map of maximum transgression of E16 sequence (Middle Priabonian). 1: bathyal to circalittoral domain; 2: infralittoral domain; 3: littoral to supralittoral domain; 4: continental deposition zone; 5: Jurançon conglomerate erosion gaps; 6: post-sequence erosion gaps; 7: possible shoreline; 8: Paleocene outcrop; 9: Eocene outcrop; 10: deep drill-hole.



laevigatus ; Schaub, 1981), jusqu'au Priabonien (zone à *N. fabianii* ; Cahuzac, 1991) à Sorde-l'Abbaye. La même constatation peut être faite pour la série sédimentaire du synclinal de Cauneille qui s'étend à l'affleurement du Lutétien inférieur (zone à *H. nuttalli*) au Priabonien (zone à *G. semiinvoluta*). Ces observations rendent incompatibles une mise en place de nappes ou de klippes sédimentaires pendant l'Eocène moyen à supérieur. Cet événement ne peut pas non plus être relié à la phase de plissement de la limite Yprésien/Lutétien puisque les terrains allochtones chevauchent largement la série lutétienne. De plus, la semelle triasique des terrains allochtones peut contenir des lambeaux de calcaires de l'Eocène supérieur (à Cassoulat ; Le Pochat et Thibault, 1977) et chevaucher la série rupélienne de Gaas (forage Cagnotte 101 ; Cahuzac, 1995). En revanche, le Chattien du paléocanyon de Saubrigues, daté de la zone NP25 (Cahuzac *et al.*, 1995), recouvre indifféremment l'allochtone de la région de Bélus et l'anticlinal de Pey-Saint-Lon appartenant à l'autochtone aquitain (Kieken, 1973, 1975 ; Kieken et Thibault, 1975 ; Schoeffler, 1975, 1982). En conséquence, la mise en place des terrains allochtones serait donc oligocène comme le proposent Le Pochat et Thibault (1977), plus précisément post-Rupélien inférieur (zone NP21) et anté-Chattien supérieur (zone NP25, voir anté-zone NP24 si l'on prend en compte les Grès de Mugron discordants). Cela correspond également à la discontinuité observée au-dessus des dépôts datés de la zone NP21 dans le forage Gourbera 1. Au même moment, semblent se mettre en place la nappe épiglyptique des Corbières orientales (Viillard, 1987) et les écailles d'avant-nappe de Boutenac, Lagrasse, Montbrun et de Saint-Chinian (Alabouvette *et al.*, 1982 ; Ellenberger *et al.*, 1987). Ainsi, la baisse du niveau marin bien connue à la limite Rupélien/Chattien ne peut expliquer à elle seule de telles amplitudes d'érosion dans les séries de l'Oligocène du Bassin sud-aquitain.

Du Chattien à l'Actuel : vers la continentalisation du Bassin aquitain

Le régime compressif se poursuit en Aquitaine à l'Oligocène supérieur puis

au Miocène, tandis qu'en Languedoc, la distension de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitain liée à l'évolution géodynamique du Golfe du Lion (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994) engendre notamment le fossé de Narbonne-Sigean. Celui-ci réactive d'ailleurs une rampe de la nappe des Corbières orientales (Lespinasse *et al.*, 1982 ; Gorini *et al.*, 1991).

Les anticlinaux de Roquefort, de Créon-d'Armagnac et de Barbotan-les-Thermes toujours en cours de surrection formaient des îles dans la mer serravallienne ; ceux d'Audignon et de Louer dessinaient une grande presqu'île tandis que les anticlinaux de Villenave et de Brocas notamment influençaient fortement la sédimentation côtière (Cahuzac et Poignant, 1996). Le jeu de ces anticlinaux se poursuit jusqu'à l'Actuel, guidant le réseau hydrographique et déformant les dépôts d'alluvions associés (Grellet *et al.*, 1993 ; Carbon *et al.*, 1997).

Évolution géodynamique du Bassin aquitain

Les régimes de déformation de courte et moyenne longueurs d'onde qui se sont succédé dans les différents domaines du Bassin aquitain, tout au long du Cénozoïque, ont contrôlé largement la sédimentation (fig. 2). L'histoire tectonique comparée entre le Bassin aquitain et le Bassin parisien permet d'appréhender les déformations de grande longueur d'onde qui ont affecté l'ensemble de la plaque continentale ouest-européenne (fig. 14).

Au Danien inférieur, l'apparition du Sillon nord-pyrénéen est la conséquence directe de la flexuration de la plaque continentale initialisée au Sénonien, en avant du front de chevauchement pyrénéen. Dans le Bassin parisien, le début du serrage a engendré une émergence générale à la fin du Crétacé et une érosion presque totale du Maastrichtien (Pomerol, 1989). La déformation de grande longueur d'onde à la limite Crétacé-Tertiaire est cependant accompagnée d'une courte longueur d'onde que l'on soupçonne dans la répartition des dépôts du Danien. Dans le Bassin parisien, comme en Aquitaine, la subsidence débute très localement au Danien inférieur, avec les dépôts de Vertus-Mont Aimé (Bignot, 1993) (séquence P1).

Le Sillon nord-pyrénéen s'individualise dans le Bassin sud-aquitain au Danien moyen, à l'ouest du Seuil de Lannemezan. Dans la partie méridionale du Bassin de l'Adour et dans les nappes basques, la présence permanente de turbidites témoigne de l'instabilité du talus méridional du Sillon nord-pyrénéen. Dans le Bassin parisien, des déformations de courte longueur ont été localement reconnues, sous forme de failles normales syn-sédimentaires dans le Danien supérieur de Vigny (Montenat *et al.*, 1997) (séquence P3).

En Aquitaine, le schéma structural du Danien persiste globalement pendant tout le Thanétien. Cependant l'extension du Sillon nord-pyrénéen à l'est du Seuil de Lannemezan au Thanétien inférieur est la conséquence directe de l'épisode tectonique de la limite des séquences P5/P6. Le brusque ralentissement de la subsidence entraîne au mieux une réduction de l'accommodation, mais le plus souvent une déformation de moyenne longueur d'onde engendre une forte érosion des séries daniennes. Localement, des conglomérats polygéniques de la séquence P6 soulignent cette érosion.

La reprise de la subsidence est générale au Thanétien moyen. Elle marque une déformation de grande longueur d'onde puisqu'également dans le Bassin parisien apparaissent, en discordance sur le Sénonien et le Danien, les premiers dépôts du Thanétien (Janin et Bignot, 1993) (séquence P6).

Au passage Paléocène-Eocène, le ralentissement de la subsidence, tant dans la partie occidentale du Bassin aquitain que dans le Bassin parisien, s'accompagne de déformations de moyenne longueur d'onde avec des émergences et des érosions qui séparent quatre cycles de courte durée (datées du sommet de la zone NP8 et de la zone NP9), reconnus dans les deux bassins (séquence P8, les deux paraséquences de la séquence P9-E1 et la séquence P10-E2 ; Sztrakovs *et al.*, 1997). Manifestement, ces quatre cycles sédimentaires pourraient avoir une origine eustatique, tout en s'inscrivant dans une période de tectonique active.

La subsidence régionale reprend dès l'Ilerdien inférieur, et commence à s'étendre vers le Bordelais par la façade atlantique (séquence P11-E3). A l'Ilerdien moyen, une déformation de moyenne

ÉTAGES	BIOZONES	BASSIN SUD-AQUITAIN	BASSIN NORD-PYRÉNÉEN	LANGUEDOC	BASSIN PARISIEN
CHATTIEN	NP 24	discordance angulaire majeure à la limite Rupélien-Chattien	molasses du « Stampien supérieur »	dépôts lacustres dans les fossés de la distension oligocène	dépôts lacustres (migration du dépôt-centre vers la gouttière ligérienne) (9)
RUPÉLIEN	NP 23	mise en place des terrains allochtones de Biarrotte, Labenne et Belus	discordance	↑ mise en place de la nappe des Corbières orientales	tectonique intra NP23 sous le falun de Vauroux (5)
	NP 22		molasse du « Stampien inférieur et moyen »		
	NP 21				
PRIABONIEN	NP 20 et NP 19	discordance angulaire (Biarritz et Tereis) ralentissement général de la subsidence	discordance	↓ structuration anté-nappe en plis et flexures de couverture et érosion	érosion au sommet des marnes de Pantin (2) série gypseuse avec un dépôt-centre situé en région parisienne (5)
	NP 18	lacunes et conglomérats polygéniques liés à des déformations locales	Poudingues de Pailhès Couches de Long-Pas		
	NP 17	plissements et failles avec discordances angulaires (Belloc, Biarritz, Gibret)	~ PALASSOU III Poudingues de Côte-Maison-Neuve		
BARTONIEN	NP 16	migration rapide du pôle de subsidence vers la façade atlantique	Couches de Goutte-Longue Calcaires des Lombarts	Molasse de Carcassonne	tectonique cassante intra NP17 sous la transgression des Sables de Cresnes (8) basculement vers le sud du Bassin parisien, intra NP16, à la limite Bartonien-Lutétien (7) changement de la polarité marine : vers la Mer du Nord puis vers l'Atlantique (7)
	NP 15	percement de certains diapirs et inversions fortes érosions locales avec brèches à Cahurt et Urcuit	Poudingues de Montségur		
LUTÉTIEN	NP 14	phase de plissement antélutétienne dans la nappe de Peyrehorade initialisation de la structuration de l'Éocène moyen	~ PALASSOU II	~ PALASSOU II	tectonique syn-sédimentaire au Lutétien inférieur et moyen (7) phase de plissement antélutétienne (7) exondation générale à l'Yprésien supérieur (2)
	NP 13		Couches de Lassardane	Molasse de Carcassonne	
	NP 12	subsidence générale olistostrome de Grand-Rieu	~ PALASSOU I	~ PALASSOU I	
ILERDIEN	NP 11	discordance régionale sous les Grès de Coudures	début de la sédimentation molassique	début de la sédimentation molassique	reprise de la subsidence avec le dépôt des Sables de Laon (6) érosion ou non-dépôt (2)
	NP 10	accélération de la subsidence Brèches à Bidart, Lasseube, Lacq et Sorde	accélération de la subsidence	accélération de la subsidence	
	NP 9	~ discontinuités limite NP8-NP9 et intra NP9 entre quatre ~ séquences . Brèches à Sorde ralentissement de la subsidence	faible subsidence	faible subsidence	
THANÉTIEN	NP 8				discontinuités limite NP8-NP9 et intra NP9 entre quatre séquences de dépôts (5) moyen (2) lacune (4)
	NP 7				
	NP 6	subsidence générale brèches (Figarol, Subercamp)	subsidence générale	subsidence générale	
DANIEN	NP 5	inversion des structures daniennes	mise en place localement de prismes de bas niveau sur une surface d'érosion		subsidence générale (premiers dépôts du Thanétien) (4) érosion générale (2) failles normales syn-sédimentaires dans le Calcaire de Vigny (3) érosion générale (2) premiers dépôts daniens à Vertus-Mont Aimé (1)
	NP 4	fonctionnement du Sillon Nord-pyrénéen et de l'axe « Lacq-synclinal du Bas-Adour »	extension de la plate-forme vers l'est	subsidence en domaine fluvio-lacustre	
	NP 3				
	NP 2				
	NP 1	initialisation du Sillon Nord-pyrénéen			

Fig. 14.- Tableau chronologique comparé des déformations affectant le Bassin sud-aquitain, le Bassin nord-pyrénéen, le Languedoc et le Bassin parisien au Paléogène. (1) : Bignot, 1993 ; (2) : Pomerol, 1989 ; (3) : Montenat *et al.*, 1997 ; (4) : Janin et Bignot, 1993 ; (5) : Gély et Lorenz, 1991 ; (6) : Dupuis *et al.*, 1982 ; (7) : Gély, 1996 ; (8) : Wyns, 1978 ; (9) : Debrand-Passard *et al.*, 1997.

Fig. 14.- Comparative chronological table of the deformations affecting the South-Aquitaine Basin, the North-Pyrenean Basin, Languedoc and the Paris Basin during the Paleogene. (1): Bignot, 1993; (2): Pomerol, 1989; (3): Montenat *et al.*, 1997; (4): Janin *et Bignot*, 1993; (5): Gély *et Lorenz*, 1991; (6): Dupuis *et al.*, 1982; (7): Gély, 1996; (8): Wyns, 1978; (9): Debrand-Passard *et al.*, 1997.

et courte longueurs d'onde est mis en évidence par la présence de brèches polygéniques dans la partie du sud du Sillon nord-pyrénéen. Cet événement est marqué dans le Bassin parisien par le remaniement des sables du Thanétien et de l'Yprésien inférieur (Sparnacien inférieur) dans les Sables de Sinceny. Ensuite, la reprise de subsidence est générale dans les deux bassins à l'Ilerdien supérieur (séquence E4 pour l'Aquitaine et base de la séquence des Sables de Laon dans le Bassin parisien ; Dupuis *et al.*, 1982).

La première phase tectonique majeure s'étend du sommet de la séquence E4 à toute la séquence E5, à la fin de l'Ilerdien ; le Sillon nord-pyrénéen qui a connu une forte accommodation pendant tout l'Ilerdien, est comblé progressivement par d'épais dépôts lagunaires puis détritiques continentaux issus de la structuration de la zone axiale des Paléopyrénées orientales (début de la sédimentation de la série déritique « Palassou inférieur » ou « Palassou I »). Le pôle de subsidence situé depuis le début du Cénozoïque dans le Sillon nord-pyrénéen migre vers le nord-ouest dans le Bassin de l'Adour à la limite des séquences E8/E9. La migration du pôle de subsidence, accompagnée de la progradation des corps détritiques vers la façade atlantique, persistera dès lors jusqu'à l'Actuel. Dans le Bassin parisien, paradoxalement, aucun indice de déformation n'est connu pendant le long dépôt des Sables de Laon qui sont datés par équivalence du sommet de la zone NP10 à la base de la zone NP12.

La deuxième phase tectonique majeure est datée de la limite des séquences E9/E10, correspondant à la limite Yprésien/Lutétien ; elle est marquée par le début de la sédimentation de la série déritique « Palassou moyen » ou « Palassou II ». Le serrage pyrénéen engendre les plis anté-lutétiens reconnus dans l'unité de Peyrehorade, premier raccourcissement significatif du talus méridional du Sillon nord-pyrénéen. Il s'en suit l'arrivée massive de conglomérats et de brèches polygéniques sur le talus méridional en cours de déformation. Une structuration de moyenne longueur d'onde, orientée est-ouest, affecte le Bassin de l'Adour et se propage largement dans la Plate-forme nord-aquitaine. Une tectonique de courte longueur d'onde affecte également le Bassin parisien puisque la transgression

du Lutétien inférieur et moyen repose sur l'Yprésien moyen déformé et érodé (Gély, 1996). Dans les deux bassins, il y a simultanément reprise de subsidence au début du Lutétien inférieur, accompagnée pendant la séquence E10 et à la limite des séquences E10/E11, d'une tectonique synsédimentaire de courte longueur d'onde.

Dans l'intervalle Lutétien supérieur-Bartonien inférieur, l'activité tectonique se manifeste surtout par une déformation de moyenne longueur d'onde avec la migration du rivage vers la façade atlantique pour le Bassin aquitain. Ce type de déformation se retrouve également dans le Bassin parisien qui change de polarité marine : le golfe marin ouvert sur la Mer du Nord jusqu'au Lutétien moyen devient un appendice de l'Atlantique jusqu'à l'Actuel (Gély, 1996).

La troisième phase tectonique majeure est datée du Bartonien supérieur (début de la sédimentation de la série déritique « Palassou supérieur » ou « Palassou III ») ; une structuration de l'ensemble du Sillon nord-pyrénéen engendre des discordances tant dans les séries marines que dans les dépôts molassiques autour de la limite des séquences E14/E15 (Crochet, 1974, 1984, 1991). C'est également à cet âge que les Corbières subissent une structuration anté-nappe. La déformation de courte longueur d'onde se propage loin vers le nord jusqu'au Bassin parisien, avec la présence d'une tectonique cassante syn-sédimentaire au Bartonien supérieur (le « Marinésien moyen » du Bassin parisien, Wyns, 1978). Cette phase est suivie d'un épisode de moindre ampleur à la limite des séquences E15/E16. Le Priabonien apparaît comme une période plus calme.

La quatrième et dernière phase tectonique majeure est datée de l'Oligocène. Le Rupélien est souvent discordant dans le Bassin aquitain tandis qu'une émergence marque la limite Priabonien (Ludien)-Rupélien (Stampien) dans le Bassin parisien. Mais le paroxysme de la tectonique oligocène intervient entre le Rupélien inférieur (post-zone NP21) et le Chattien supérieur (anté-zone NP24-NP25) avec la mise en place des nappes basques dans le Bassin sud-aquitain et probablement aussi avec le chevauchement vers le nord-ouest de la nappe des Corbières orientales. Le déplacement des nappes des Pyrénées basques vers le nord-nord-

ouest a été estimé entre 30 et 40 km (Zolnaï 1971, 1975 ; Muller et Roger, 1977). La comparaison des séries paléogènes de l'autochtone et des nappes donne un précieux repère paléogéographique par la présence des argiles brun rouge du sommet de la séquence P11-E3. Dans l'autochtone, ces argiles sont réparties le long d'une étroite bande est-ouest entre les puits Goudon 1, Ger 1 et Artigueloutan 101. Dans l'allochtone, ces argiles sont présentes 35-40 km au nord-nord-ouest dans le puits Sorde 1. Le décalage de cette zone isopique prouve que l'unité de Peyrehorade a été charriée sur l'avant-pays de 40 km environ vers le nord au Rupélien moyen (fig. 1). Le Chattien scelle cette tectonique tangentielle aussi bien en Aquitaine que dans le Languedoc.

Les déformations de courte longueur d'onde gagnent également le Bassin parisien dans l'intervalle de la zone NP23 : les Faluns de Pierrefitte et de Vauroux, transgressifs, reposent sur un substratum structuré ; peu après, une déformation de moyenne longueur d'onde anté-chattienne force la mer à abandonner définitivement la cuvette parisienne au profit de la gouttière ligérienne (Gély et Lorenz, 1991 ; Debrand-Passard *et al.*, 1997). C'est à ce moment que se met en place la paléogéographie perdurant au Miocène dans les bassins aquitain et parisien. La distension de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitainien affecte le Languedoc notamment, tandis que le régime compressif avec une contrainte principale orientée nord-nord-ouest (Rocher *et al.*, 1998), se poursuit en Aquitaine, de l'Oligocène supérieur à l'Actuel.

Conclusion

L'analyse séquentielle du Paléogène du Bassin aquitain a été calée précisément dans le temps, à l'échelle de la biozone, par un important travail de biostratigraphie. Cette analyse permet de déterminer la dynamique de dépôt des corps sédimentaires séparés par de grandes discontinuités. Les déformations de longueurs d'onde variées qui témoignent de la tectonique pyrénéenne sont identifiées par leurs jeux synsédimentaires. Il semble que des phases tectoniques remarquables soient d'abord accompagnées de déformations de courte longueur d'onde reconnues dans tout l'avant-pays, puis rapidement se surimpo-

sent en réajustement, des déformations de moyenne et grande longueurs d'onde.

Du Danien au Thanétien inférieur, l'initialisation du Sillon nord-pyrénéen dans la partie occidentale du Bassin aquitain résulte de la flexuration de la plaque ouest-européenne en avant du front de chevauchement pyrénéen. Cette flexuration s'étend vers l'est du Thanétien moyen à l'Ilerdien. La mer atteint son maximum d'extension au sud-est du bassin. A l'Yprésien, une première phase de serrage, dite « Palassou inférieur » ou « Palassou I », entraîne la surrection des Paléo-Pyrénées orientales et leur érosion. L'arrivée massive de sédiments détritiques provoque le comblement progressif du sillon nord-pyrénéen par des dépôts continentaux. A l'Yprésien terminal-Lutétien inférieur, une nouvelle phase de serrage, dite « Palassou moyen » ou

« Palassou II », engendre une structuration plicative du talus méridional du Bassin sud-aquitain, qui sera structuré en nappes ultérieurement au Rupélien. La déformation plicative affecte toute la plaque ouest-européenne. Elle est accompagnée d'un réajustement de grande longueur d'onde dans les bassins aquitain et parisien avec changement de polarité marine dans la période Yprésien terminal-Bartonien moyen. Au Bartonien supérieur, la phase de serrage dite « Palassou supérieur » ou « Palassou III » marque la structuration anté-nappe des Corbières, suivie au Priabonien de la disparition progressive du Bassin nord-pyrénéen. Du Rupélien date la structuration récente du Bassin aquitain et l'arrivée des nappes nord-pyrénéennes dans celui-ci. Depuis le Chattien, la période de continentalisation des bassins aquitain et parisien se poursuit.

La mise en place des nappes de charriage des zones internes puis externes de la chaîne des Pyrénées, suivie de leur démantèlement, se répercutent directement dans les bassins d'avant-pays, ce qui permet de dater précisément les étapes majeures du raccourcissement. Bien que la collision s'inscrive dans un continuum de déformation, il est possible de distinguer et de caler sur l'échelle des temps géologiques des phases de serrage, reconnues depuis longtemps dans la chaîne des Pyrénées, et qui modifient profondément les paléogéographies des bassins d'avant chaîne. En cela, l'enchaînement et la classification des déformations depuis le cœur de la chaîne de collision jusqu'aux confins de l'avant-pays soumis au régime compressif, permettront à terme d'établir un modèle très précis du mécanisme de déformation d'une plaque continentale.

Références

- Apellaniz E., Baceta J. I., Bernaola-Bilbao G., Nùnez-Betelu K., Orue-Etxebarria X., Payros A., Pujalte V., Robin E., Rocchia R. (1997) - Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 783-793.
- Alabouvette B., Arthaud F., Bambier A., Freydet P., Paloc H. (1982) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Saint-Chinian (1014). Ed. BRGM, 44 p.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P. (1995) - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, **54**, 129-212.
- Bignot G. (1993) - The position of the Montian stage and related facies within the stratigraphic-palaeogeographic framework of the NW Europe during the Danian. *Contr. Tert. Quatern. Geol.*, **29**, 47-59.
- Bilotte M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, (2), **5**, 1-148.
- Blanc P.L. (1973) - Le Crétacé terminal des rides de Villagrains-Landiras (Gironde) et Roquefort-Créon (Landes) - Cézán - Lavardens (Gers). Thèse Univ. Paris VI., 193 p.
- Boilot G. (1984) - Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. In: Boilot G., Montadert L., Biju-Duval B. eds. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 249-334.
- Boulanger D. (1968) - Révision du Nummulitique de la Chalosse, du Béarn et du Bassin de l'Adour. Thèse Univ. Paris, 375 p.
- Boulanger D. (1971) - Nouvelles observations sur la série éocène du flanc nord de l'anticlinal de Tercis. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 375-376.
- Bourrouilh R., Richert J.P., Zolnai G. (1995) - The North Pyrenean Aquitaine basin, France: evolution and Hydrocarbons. *AAPG Bull.*, **79**, 6, 831-853
- Brunet M.F. (1991) - Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse Univ. Paris VI, 288 p.
- Cahuzac B. (1991) - Données géologiques et spéléologiques sur la grotte des Fées à Saint-Cricq-du-Gave (Landes) et la région voisine. *Bull. Soc. Borda*, **421**, 83-105.
- Cahuzac B. (1995) - Evolution paléogéographique de la Chalosse (S-W Aquitaine) à l'Oligocène et au Miocène. *Strata*, (1), **7**, 9-11.
- Cahuzac B., Janin M.C., Steurbaut E. (1995) - Biostratigraphie de l'Oligo-Miocène du bassin d'Aquitaine fondée sur les nannofossiles calcaires. Implications paléogéographiques. *Géologie de la France*, n° 2, 57-82.
- Cahuzac B., Poignant A. (1996) - Foraminifères benthiques et Microproblematica du Serravallien d'Aquitaine. *Géologie de la France*, n° 3, 35-55.
- Canérot J., Lenoble J.L. (1991) - Diapirisme sur une marge en distension, puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. *Assoc. Sédim. Fr.*, vol. sp., **13**, 124 p.
- Canérot J., Lenoble J.L. (1993) - Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 5, 719-726.
- Capdeville J.P. (1997) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Hagetmau (978). Ed. BRGM, 70 p.
- Carbon D., Combes Ph., Cushing M., Granier T., Grellet B. (1997) - Rupture de surface post-Pliocène moyen dans le Bassin aquitain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **320**, 311-317.

- Cavelier C., Fries G., Lagarigue J.L., Capdeville J.P. (1997) - Sédimentation progradante au Cénozoïque inférieur en Aquitaine méridionale : un modèle. *Géologie de la France*, n° 4, 69-79.
- Choukroune P. (1974) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une chaîne à schistosité subverticale. Thèse Univ. Montpellier, 200 p.
- Crochet B. (1974) - Le Poudingue de Palassou entre Sabarat et Pailhès (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **110**, 174-204.
- Crochet B. (1984) - La série de Palassou entre le Bassin de Pamiers et le horst de Tréziers. Schéma stratigraphique général de l'Aude à l'Arize. *Géologie de la France*, n° 4, 69-95.
- Crochet B. (1991) - Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou. Document BRGM n° 199, 387 p.
- Debrand-Passard S., Alabouvette B., de Goer de Herve A., Dubreuilh J., Giot D., Guennoc P., Pairis J.L., Simon-Coinçon R., Thiry M., avec la collaboration de Clozier L., Manivit J., Tourenq J., Turgis G. (1997) - Drainages et rivages cénozoïques de la France. In: « Pierres et Carrières. Géologie, archéologie, Histoire ». Actes des Journées Claude Lorenz, 1995, AGBP et AEDEH eds., 55-64.
- Debroas E.J. (1990) - Le flysch noir albo-cénomanié témoin d'un escarpement turono-sénonien inférieur de la paléofaïlle nord-pyrénéenne, Pyrénées centrales, France. *Strata*, (1), **3**, 77-93.
- Déramond J., Souquet P., Fondécave M.J., Specht M. (1993) - Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **71**, 193-219.
- Dubreuilh J. (1989) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviaux tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. Document BRGM n° 172, 461 p.
- Dupouy-Camet J. (1952) - Recherches structurales sur les accidents triasiques du sud-ouest de l'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **49**, n° 233, 249-537.
- Dupuis C., Gruas-Cavagnetto C., Mercier M., Perreau M., Riveline J., Roche E. (1982) - Données paléontologique, stratigraphique, et paléogéographique nouvelles sur le Tertiaire de Saint-Valéry-sur-Somme (France). *Bull. inf. Bassin de Paris*, **19**, 2, 31-46.
- Ellenberger F., Freydet P., Plaziat J.C., Bessière G., Viallard P., Berger G.M., Marchal J.P. (1987) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Capendu (1060). Ed. BRGM, 88 p.
- Esso-Rep, SNPA, BRGM (1974) - Géologie du Bassin d'Aquitaine. Ed. BRGM, 27 pl.
- Fabre A. (1939) - Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. Imp. Drouillard, Bordeaux, 533 p.
- Fabre A. (1944) - Observations sur les terrains tertiaires du Bas-Adour. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **14**, 173-178.
- Feuillée P., Villanova M., Winnock E. (1973) - La dynamique des fosses à turbidites et leur contenu sédimentaire dans le système pyrénéen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **15**, 65-76.
- Fondécave-Wallez M.J., Peybernès B., Eichène P. (1995) - Mise en évidence micropaléontologique d'un flysch yprésé-lutétien, ex-crétacé, à matériel triasique sédimenté, dans la coupe de Bidart-Nord (Pyrénées-Atlantiques, sud-ouest de la France). *Géologie de la France*, n° 3, 47-56.
- Freydet P. (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène du Languedoc. Thèse Univ. Paris-Sud, 490 p.
- Gély J.P. (1996) - Le Lutétien du Bassin parisien : de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. inf. Bassin de Paris*, **34**, 2, 3-27.
- Gély J.P., Lorenz C. (1991) - Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin parisien (France). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **46**, 6, 713-747.
- Grellet B., Combes Ph., Granier Th., Philip H. (coord.) (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **164**, 75 p.
- Gruas-Cavagnetto C., Tambareau Y., Villatte J. (1992) - Découverte de pollens, dinoflagellés et foraminifères dans le Danien des Petites-Pyrénées : implications sur la limite Crétacé/Tertiaire. *Géobios*, M. S., 14, 19-28.
- Guennoc P., Debégli N., Gorini C., Le Marrec A., Mauffret A. (1994) - Anatomie d'une marge passive jeune (le golfe du Lion, Sud France). Apport des données géophysiques. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **18**, 1, 33-57.
- Gorini C. (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse Univ. Toulouse, 256 p.
- Gorini C., Viallard P., Déramond J. (1991) - Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **312**, 1013-1019.
- Henry J., Zolnai G. (1971) - Sur le Trias résédimenté dans le sud-ouest du Bassin aquitain. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **5**, 2, 389-398.
- Henry J., Zolnai G., Le Pochat G., Mondeilh C. (1989) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Orthez (1003). Ed. BRGM, 55 p.
- Hottinger L. (1960) - Recherches sur les alvéolines paléocènes et éocènes. *Mém. suisses Paléontol.*, **75/76**, 242 p.
- Hourdebaigt M.L. (1988) - Stratigraphie et sédimentologie des molasses synorogéniques en Béarn et en Bigorre. Thèse Univ. Toulouse, 195 p.
- Janin M.C., Bignot G. (1993) - Nouvelle subdivision biostratigraphique du Thanétien du bassin de Paris, fondée sur les nannofossiles calcaires. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **317**, 927-934.
- Kapellos C., Schaub H. (1973) - Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclage Geol. Helv.*, **66**, 687-737.
- Kieken M. (1973) - Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **15**, 1, 385-397.
- Kieken M., Winnock E. (1973) - Olistostromes dans le Lutétien du Bas-Adour à l'avant du Front nord-pyrénéen. *Bull. BRGM Fr.*, (IV), **1**, 5-15.
- Kieken M., Thibault Cl. (1975) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Saint-Vincent-de-Tyrosse (976). Ed. BRGM, 46 p.

- Lacombe O., Mouthereau F. (1999) - Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **329**, 889-896.
- Le Pochat G., Thibault Cl. (1977) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Dax (977). Ed. BRGM, 26 p.
- Lespinasse P., Aloïsi J.C., Barruol J., Durand-Delga M., Got H., Monaco A., Marchal J.P. (1982) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Narbonne (1061). Ed. BRGM, 51 p.
- Magné J., Malmoustier G. (1964) - Contribution à l'étude des associations microfaunistiques du Paléogène nord-aquitain. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mém. BRGM*, **28**, 269-282.
- Mancion C. (1985) - Foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires de l'Eocène moyen de Miretrain (Angoumé, Landes). Utilisation biostratigraphique et paléogéographique. *Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie*, n°85-39, 171 p.
- Martini E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings 2d Planktonic Conference (Roma, 1970), ed. Technoscienza, **2**, 739-785.
- Mathelin J.C., Sztrákos K. (1993) - L'Eocène de Biarritz (Pyrénées-Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Monographie des foraminifères. *Cah. Micropal.*, n.s., **8**, 1, 5-85.
- Montenat C., Romain O., Barrier P. (1997) - Les dépôts « Dano-Montiens » de Vigny (Val d'Oise). Importance des processus gravitaires de resédimentation. In: « Pierres et Carrières. Géologie, archéologie, Histoire ». Actes des Journées Claude Lorenz, 1995, AGBP et AEDEH eds., 79-88.
- Muller J., Roger Ph. (1977) - L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géol. Alpine*, **53**, 149-191.
- Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., Eichène P. (1996) - Sur l'âge paléogène de certaines «lames triasiques» nord- et sous-pyrénéennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 6, 761-771.
- Platel J.P. (1990) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Cazaubon (926). Ed. BRGM, 66 p.
- Plaziat J.C. (1972) - Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie et paléogéographie. (Feuilles de Carcassonne et Lézignan à 1/50000). *Bull. BRGM Fr.*, **3**, 21-44.
- Plaziat J.C. (1975) - L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien ; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **17**, 2, 168-182.
- Plaziat J.C. (1984) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléo-environnements et évolution paléogéographique. Thèse Univ. Paris-Sud, 1362 p.
- Plaziat J.C. (1986) - Influence respective des événements locaux (sédimentologiques, tectoniques) et globaux (climatiques, variations du niveau des océans) sur la répartition et l'évolution des peuplements pyrénéens du début du Tertiaire. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 2, 467-476.
- Plaziat J.C., Perrin C. (1992) - Multikilometer-sized reefs built by Foraminifera (Solenomeris) from the Early Eocene of the Pyrenean domain (South France, North Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **96**, 195-231.
- Pomerol Ch. (1989) - Stratigraphy of the Paleogene: hiatuses and transitions. *Proc. Geol. Assoc.*, **100**, 313-324.
- Razin Ph. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province de Labourd). Thèse Univ. Bordeaux III, 465 p.
- Rocher M., Lacombe O., Angelier J. (1998) - Tectogenèse pyrénéenne dans le bassin flexural d'Aquitaine : apports de la reconstitution de paléocontraintes. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **326**, 129-135.
- Schaub H. (1981) - Nummulites et assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses Paléontol.*, **104/106**, 227 p.
- Schoeffler J. (1973) - Etude structurale des formations molassiques du piedmont nord des Pyrénées. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **18**, 4, 515-665.
- Schoeffler J. (1975) - Etapes des orogénèses tertiaires dans les Pyrénées occidentales. Exemple : le domaine de Lacq-Peyrehorade. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, **9**, 2, 195-213.
- Schoeffler J. (1982) - Les transversales basco-landaises. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **6**, 1, 257-263.
- Séguret M. (1967) - Mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe à matériel déversé vers le sud : la nappe du Cotiella. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **265**, 1448-1451.
- Seyve Ch. (1984 a) - Etude micropaléontologique du passage Crétacé/Tertiaire, du Paléocène et de l'Yprésien au sud de Pau. Mémoires des Sciences de la Terre Université Paris VI, n° 84-11, 187 p.
- Seyve Ch. (1984 b) - Le passage crétacé-tertiaire à Pont-Labau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, 2, 385-423.
- Soler M., Garrido A. (1970) - Le terminacion occidental del manto de Cotiella. *Pireneos*, **98**, 5-12.
- Steurbaud E. (1983) - The stratigraphical position of the Lower Oligocene Yrieu sands (southwestern France), based on calcareous nannofossils and a new *Helicosphaera* species. *Eclogae Geol. Helv.*, **76**, 2, 327-331.
- Sztrákos K. (1996) - Le Thanétien supérieur et l'Yprésien du Bassin de l'Adour (Aquitaine, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Etude des foraminifères. *Cah. Micropal.*, **10**, 1, 25-63.
- Sztrákos K., Gély J.P., Blondeau A., Müller C. (1997) - Le Paléocène du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de la France*, n° 4, 27-54.
- Sztrákos K., Gély J.P., Blondeau A., Müller C. (1998) - L'Eocène du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle. *Géologie de la France*, n° 4, 57-105.
- Tambareau Y., Crochet B., Villatte J., Deramond J. (1995) - Evolution tectono-sédimentaire du versant nord des Pyrénées centre-orientales au Paléocène et à l'Eocène inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 4, 375-387.

Toumarkine M., Luterbacher H.P. (1985) - Paleocene and Eocene planktic foraminifera. *In*: Bolli H.M., Saunders J.B. et Perch-Nielsen K.- Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 87-154.

Veillon M. (1961) - Stratigraphie de l'Eocène inférieur dans le Sud du Bordelais. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 268-270.

Veillon M. (1964) - Les zones à foraminifères du Paléogène nord-aquitain et leur valeur stratigraphique. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. Mém. BRGM, n° 28, 227-241.

Viallard P. (1987) - Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 4, 551-559.

Vigneaux M. (1956) - La ride de Villagrains-Landiras et son influence géomorphologique. *P.V. Soc. Sci. phys. Nat. Bordeaux*, 10 janvier 1956, 6 p.

Wyns R. (1978) - Tectonique cassante synsédimentaire et discordance d'âge marinésien supérieur dans l'Ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 286, 575-578.

Zolnaï G. (1971) - Le Front nord des Pyrénées occidentales. *In*: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Technip Ed., chap. IV. 5, 1-10.

Zolnaï G. (1975) - Sur l'existence d'un réseau de failles de décrochement dans l'avant-pays nord des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, 17, 219-238.