

L'Eocène du Bassin sud-aquitain : lithostratigraphie, biostratigraphie et analyse séquentielle *

Károly SZTRÁKOS ⁽¹⁾

Jean-Pierre GÉLY ⁽²⁾

Alphonse BLONDEAU ⁽³⁾

Carla MÜLLER ⁽⁴⁾

*Eocene of the South Aquitaine Basin:
lithostratigraphy, biostratigraphy and sequence stratigraphy*

Géologie de la France, n°4, 1998, pp. 57-105, 27 fig.

Mots-clés : Aquitaine, Eocène, Biostratigraphie, Lithostratigraphie, Stratigraphie séquentielle.

Key words: Aquitaine, Eocene, Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Sequence Stratigraphy.

Résumé

La lithostratigraphie et la biostratigraphie de l'Eocène du Bassin sud-aquitain, entre le Plateau de Lannemezan et l'Océan Atlantique, ont été revues à partir des affleurements et des forages profonds. L'Eocène présente quinze séquences de dépôt, corrélées avec les séquences observées depuis le Bassin sud-aquitain jusqu'au Languedoc, dans le Bordelais, dans le Bassin sud-pyrénéen en Espagne et dans le Bassin parisien. Les formations connues dans la littérature ont été redéfinies et de nouvelles unités lithostratigraphiques sont proposées dans les domaines bathyal (Marnes d'Artigueloutan, Marnes de Miretrain) et continental (Formations de Calavante, de Tartas et de Campagne).

À l'Eocène, la sédimentation s'organise en quatre grands cycles. Celui de l'Yprésien inférieur comprend les Marnes d'Artigueloutan bathyales, les Marnes du Louts circalittorales et la Formation d'Horbaziou infralittorale, représentant les séquences de dépôt E4 et E5.

Le deuxième cycle, de l'Yprésien moyen, débute par les Grès de Coudures

fluviales à littoraux, se poursuit par les Calcaires de Lapêche infralittoraux et se termine par les Marnes de Gan circalittorales à bathyales (séquences E6 à E8). Ces dernières passent latéralement et verticalement aux Sables de Balios infra et supralittoraux.

Le troisième cycle, de l'Yprésien supérieur et du Lutétien inférieur, est formé des deux séquences des Marnes de Donzacq bathyales à circalittorales (E9 et E10), passant latéralement aux Grès de Grenade infra et supralittoraux. Les calcaires de la plate-forme, rattachés à la Formation de Nousse, apparaissent avec la séquence E10.

Le quatrième cycle, du Lutétien moyen au Priabonien, comprend deux formations bathyales et circalittorales à l'ouest (Marnes de Miretrain et Marnes de la Côte des Basques), des formations infralittorales au centre du Bassin de l'Adour (Calcaires de Nousse, Formation de la Fontaine-de-la-Médaille, Calcaires de Brassempouy et Calcaires de Siest) qui passent aux molasses continentales vers l'est (Formations de Calavante, de Tartas et de Campagne ; séquences E11 à E18).

Abridged English version

The lithostratigraphy and biostratigraphy of the South Aquitaine Basin have been reviewed on the basis of outcrop and deep borehole data (Figs. 1 and 2) and, using new biostratigraphic age data and sequence stratigraphy, the correlations have been extended to the whole of the Adour Basin (Figs. 3 to 16). The sedimentary evolution of each sequence of the South Aquitaine Basin has been described. The succession of depositional sequences reveals major cycles separated by major discontinuities that are recognized both in outcrop and in boreholes (Fig. 17).

The correlations and sequence interpretation reveal two paleogeographic domains in the South Aquitaine Basin; the boundary is situated beneath the present Lannemezan Sill, which already existed in the Paleocene. In the west, in the Adour Basin, one notes a gradual northward extension of the marine domain during the Ypresian and Lutetian. Sedimentation during this period was in a bathyal environment in the south, in the North Pyrenean Trough, in the vicinity of Dax and in the Bas-Adour region, and in

* Manuscrit reçu le 9 avril 1998, accepté le 19 septembre 1998.

(1) 35 rue Savier, 92240 Malakoff, France.

(2) attaché au Laboratoire de Géologie du Muséum national d'Histoire naturelle, 43 rue Buffon, 75005 Paris ; adresse professionnelle : Gaz de France, 361, av. du Président Wilson, BP 33, 93211 La Plaine Saint-Denis Cedex, France.

(3) 3, rue des Soeurs, 60500 Veneuil-Saint-Firmin, France.

(4) 6 bis Rue Haute, 92500 Rueil-Malmaison, France.

a shelf environment in the north of the Adour Basin. Beginning in the Late Ypresian, the basin's depocentre, with bathyal facies, shifted from the North Pyrenean Trough towards the Bas-Adour region (Figs. 18 to 26). Although the depositional environments were relatively deep, gaps are common in the succession, with each sequence being preceded by a period of non deposition or by local or regional erosion. Thus certain anticlinal structures indicate a synsedimentary movement that strongly influenced the shorelines or created erosion zones during the Eocene. In the east, from Comminges to Bas-Languedoc, the marine domain died out during the Early Ypresian (Late Ilerdian) in a basin undergoing continental infill where subsidence was regional and permanent.

These differences in the geodynamic evolution between the two parts of the South Aquitaine Basin are superimposed by a succession of sedimentary cycles that one finds far to the north (Paris Basin) and on the Iberian microplate (South Pyrenean Basin) with maximum transgressions common to all three basins.

The Eocene sedimentation of the Adour Basin reflects four cycles comprising 15 third-order depositional sequences numbered E4 to E18.

The first of these cycles, of Early Ypresian age, forms part of the Late Thanetian sedimentary evolution (earliest Ilerdian; Sztrákó et al., 1997). The uppermost unit of the 'Pont-Labau' Formation, the bathyal 'Marnes d'Artigueloutan' Member (a new member), occupies the North Pyrenean Trough where it is locally separated from the underlying 'Pillardou' Member (Peybernès et al., 1996) by the tectonic emplacement of an olistotrome of Triassic material. Its upper boundary is represented by an erosion surface. The deposition of the circalittoral 'Marnes du Louts' Formation (Sztrákó, 1996) began during the Late Thanetian near Tarbes (Fig. 5) and continued until the Early Ypresian around the Louer Anticline (Figs. 3, 4 and 6). The 'Calcaires d'Horbaziou' Formation (Feinberg, 1964) corresponds to shelf sedimentation. It rests on the eroded Paleocene of the Audignon Anticline (Figs. 6 and 7), but may have developed from the 'Marnes du Louts' (Laméac 1; Figs. 5 and 8). The cycle is

dated by the *Morozovella subbotinae*, *Nummulites exilis*, NP10 and basal NP11 zones. It ended with a general emergence accompanied by erosion that in particular affected the northern part of the Adour Basin (Fig. 18).

The first deposits of the second cycle are represented by the estuarine 'Grès de Coudures' Formation (Jacquot and Raulin, 1888) which occupies paleovalleys in the 'Calcaires d'Horbaziou' Formation (Figs. 6 and 7). The 'Calcaires de Lapêche' Formation (Feinberg, 1964) developed from these sandstones, which locally contain alveolinids and *Batillaria* around the Audignon Anticline (sequence E6; Figs. 6, 7 and 19). The alveolinid limestone (the old 'Couches de Sarraziet' Formation; Feinberg, 1964) of the lower part of the formation passes upward into nummulitic limestone and then the 'Marnes de Gan' Formation near the top, following an increase in paleodepth (Figs. 6 to 9). Farther to the west, near Louer, the 'Marnes de Gan' (Douvillé, 1919; 'Marnes de Trabay' of Neumann, 1955) directly overlies the 'Marnes du Louts', from which it is separated by a condensed oyster layer, in places silicified (sequence E6; Fig. 3). In the North Pyrenean Trough, the 'Marnes de Gan' begins with sandy to gritty marl containing large foraminifera (sequence E7; Figs. 8 and 9) and continues upward with less detrital marl containing planktonic foraminifera; locally it lies on an olistotrome of Triassic material (Peybernès et al., 1996). This bathyal formation, becoming circalittoral, then infralittoral towards the top, comprises variably sandy clay. A sandy intercalation of regional extent has been noted within the marl, marking the boundary between sequences E7 and E8 (Figs. 7 to 9). The 'Sables de Baliros' Formation (Delfaud et al., 1982), which is composed of nummulitic sandstone, sandy claystone and littoral to supralittoral sandstone, appears to be the lateral equivalent of the 'Marnes de Gan' in the eastern part of the Adour Basin (Figs. 6 to 9).

The 'Marnes de Gan' of the Louer Anticline begins in the NP11 Zone (Kapellos and Schaub, 1973) and the *Morozovella subbotinae* Zone (Sztrákó, 1996). The corresponding transgression

is later in the type area near Gan. Here the marl belongs to the *Morozovella formosa formosa*, *M. aragonensis*, *Nummulites planulatus*, basal *N. praelaevigatus* and *Alveolina oblonga* zones. Its deposition began in the middle part of the NP12 Zone and continued in the lower part of the NP13 Zone (Hottinger, 1960; Hillebrandt, 1965, 1975; Luterbacher, 1969; Kapellos and Schaub, 1973, 1975; Schaub, 1981; Bigg, 1982; Nolf, 1988; Steurbaut, oral communication; Fig. 17). The 'Sables de Baliros' represents the same time interval (Platel, 1990b, and new age data; Fig. 10). The 'Calcaires de Lapêche' belongs to the *Alveolina oblonga* and *Nummulites planulatus* zones (Hottinger, 1960; Schaub, 1981; Fig. 17).

The Adour Basin was affected by intense erosion at the boundary between the *Morozovella aragonensis* and *Acarinina pentacamerata* zones. Sedimentation only appears to have been continuous in the vicinity of Gan and Lasseube (Peybernès et al., 1996), whereas to the north of Pau, oyster-bearing limestone and marl, equivalent to the 'Marnes de Donzacq' (NP13), transgressed over the azoic 'Sables de Baliros'. To the north of the Audignon Anticline, the Middle Ypresian deposits are very reduced, if not absent (Fig. 19).

The 'Marnes de Donzacq' Formation (Burger et al., 1945), representing the third cycle, occupies the basin in the north of the Arzacq Syncline, the North Pyrenean Trough being largely filled (Figs. 4 and 6). This formation begins with a bed of nummulitic limestone, a few metres thick, overlain by a homogeneous bathyal claystone series in the type area (sequence E9; Fig. 20). The appearance of carbonate and sandstone layers with large foraminifera in the upper part (the 'Couches de Jeangazé' of Kapellos and Schaub, 1973) is related to a sequence boundary (E9-E10). Bathyal marl reappears above these layers ('Marnes de Saint-Geours-d'Auribat' lithostratotypes of J.P. Platel, 1990a; sequence E10; Fig. 21). To the north, on the Landes-de-Siougos Anticline, the 'Marnes de Donzacq' contains abundant carbonate turbidites. It becomes very sandy and gritty, infralittoral to littoral, towards Grenade-sur-l'Adour, where it passes into the 'Grès de Grenade'

Formation (Sztrákos, 1996). The sandstone is present to the south of the Audignon Anticline (Clèdes 201; Figs. 7 and 20). The carbonate shelf only reappears in the upper part of the 'Marnes de Donzacq', represented by the limestone at the base of the Sorde-l'Abbaye section (Herb and Schaub, 1963) and in the Landes-de-Siougos borehole 8 in the north (Fig. 21). Equivalent resedimented nummulitic limestone has been recognized between Urcuit and Guiche in the south ('Conglomérats d'Urcuit' and 'Brèches de Cahurt'; Fabre, 1944; Schaub, 1981; Fig. 21).

The lower part of the 'Marnes de Donzacq' belongs to the *Acarinina pentacamerata*, *Nummulites praelaevigatus*, *N. manfredi*, NP13 and NP14a zones (Hay, 1964; Luterbacher, 1969; Kapellos and Schaub, 1973, 1975; Schaub, 1981; Bigg, 1982; Nolf, 1988; Sztrákos, 1996). Its upper part is already Early Lutetian (NP14b, NP15a and possibly basal NP15b; Kapellos and Schaub, 1973; Bigg, 1982) and belongs to the *Hantkenina nuttalli* Zone with *Morozovella aragonensis*, *M. caucasica* and *Turborotalia cerroazulensis* *possagnoensis*; *Hantkenina dumblei* occurs in the upper part of the biozone. The 'Grès de Grenade' represents the same time interval with the *Nummulites praelaevigatus*, *N. manfredi* and *N. laevigatus* zones. The conglomerate and breccia at Urcuit and Cahurt belong to the *N. laevigatus* Zone, as does the limestone at the base of the Sorde-l'Abbaye section (Schaub, 1981).

This third cycle also ends with regional erosion, except in the vicinity of Saint-Jean-de-Marsacq, where sedimentation seems to have continued into the 'Marnes de Miretrain' (Late Lutetian formation described in this article).

The 'Marnes de Miretrain' Formation begins with a carbonate layer, probably condensed, which passes rapidly up into homogeneous pale-grey marl (Figs. 11 to 14). The formation is bathyal in its lower part and deep infralittoral at its top. The marl passes laterally into shelf carbonates to the east: limestones of Nousse, Brassempouy and Siest. To the south it is invaded by reworked clasts derived from the erosion of Cretaceous to Ypresian sediments that were exposed following the Pyrenean

compression. The great depth of the 'Marnes de Miretrain' does not allow one to determine the depositional sequences. However, these are well seen on the shelf where they are reflected by erosion surfaces and rapid facies changes (sequences E11 to E15; Fig. 17).

The transgression of the 'Marnes de Miretrain' began in the NP15b and *Globigerinatheka subconglobata* zones and ended in the NP17 and *Truncorotaloides rohri* zones in the type area around Dax (Mancion, 1985; Fig. 11). The transgression appears to have been later in the north where the sedimentation began in the NP15c and *Morozovella lehneri* zones, in the absence of *Morozovella aragonensis* in the studied boreholes (sequence E12; Fig. 22).

The 'Calcaires de Nousse' Formation (Burger et al., 1945; sequence E11) lies on eroded 'Marnes de Donzacq'. Around Montfort-en-Chalosse it is a clayey glauconitic limestone with nummulites and assiliniids at the base ('Couches de Sartou'; Boulanger, 1968; Schaub, 1981), overlain by coral limestone at the top ('Couches d'Arrimblar'; Schaub, 1981). This formation is also recognized on the Créon (Platel, 1990b), Landes-de-Siougos and Brocas anticlines (Figs. 12, 15 and 22). The lower part of the formation belongs to the NP15b Zone in the type area, corresponding to the top part of the *Nummulites laevigatus* Zone, and continues in the *N. gratus* and *N. sordensis* zones. The planktonic foraminifera indicate the *Globigerinatheka subconglobata* Zone in the Nousse and Gibret sections (Hottinger et al., 1956; Le Pochat and Thibault, 1977; Schaub, 1981; Bigg, 1982; Blondeau, 1983). We propose assigning the basal Lutetian nummulitic limestone at Sorde-l'Abbaye and in the Landes-de-Siougos 8 borehole to this formation.

The 'Fontaine-de-la-Médaille' Formation (Douville, 1905; sequence E13) rests on the 'Marnes de Miretrain' to the south of the Audignon Anticline, with a boundary that is clearly marked on the well logs (Figs. 13 and 14). It also overlies the 'Calcaires de Nousse' and the Ypresian 'Marnes de Donzacq' farther to the north (Montfort-en-Chalosse and Landes-de-Siougos; Figs. 14 and 15). The 'Fontaine-de-la-Médaille' Formation comprises interbedded sandy limestone and sandy marl; the sandy littoral

equivalent is seen at Clèdes 201 (Figs. 7 and 23). It belongs to the NP16, *Nummulites aturicus* and *Morozovella lehneri* zones (Douville, 1905; Hottinger et al., 1956; Szöts, 1964, 1973a; Schaub, 1981).

The 'Calcaires de Brassempouy' Formation (Burger et al., 1945) transgresses the 'Calcaires de Nousse' (Gibret section; Boulanger, 1968), the 'Fontaine-de-la-Médaille' Formation (Marpaps, Garein, Landes-de-Siougos; Figs. 12 to 14), and the 'Marnes de Donzacq' (Toulouze 1; Fig. 14). Comprising bioclastic limestone, commonly gravelly with nummulites and alveolinids, it developed progressively from the 'Marnes de Miretrain' to the south of Dax (Pouillon 1; Fig. 13). The presence of a lagoonal clayey layer with lignite in the middle of the formation enables it to be divided into two members: lower and upper 'Calcaires de Brassempouy' (Figs. 13 and 14). The lower member (sequence E14) is limited to the western part of the Audignon and Landes-de-Siougos anticlines and to the vicinity of Sorde-l'Abbaye (Herb and Schaub, 1963; Fig. 24). The transgression of the upper member (sequence E15) continued farther to the east, reaching the Clèdes 201 borehole (Fig. 7) and the vicinity of Grenade-sur-l'Adour, up to the Vigneau Id borehole (Fig. 25). The upper 'Calcaire de Brassempouy' ends with a lagoonal layer containing spirolinid-bearing limestone at the base and *Microcodium*-bearing clay at the top ('Couches lagunaires'; Burger et al., 1945).

The 'Calcaires de Brassempouy' contains nummulites from the *N. perforatus* Zone in the type section (Burger et al., 1945; Schaub, 1981; Mathelin, 1988). *N. boulangeri* appears at the top of the lower member and becomes abundant in the upper member, as does *N. striatus*. We have observed the NP16 and NP17 zones in the formation.

The infralittoral 'Calcaires de Siest' Formation (Kieken and Thibault, 1975) marks a shoal area to the northeast of Dax, surrounded by the 'Marnes de Miretrain' and 'Marnes de Brihande'. The limestone belongs to several depositional sequences. Its lower part (with *Nummulites meneghini*) corresponds to the *N. aturicus* Zone

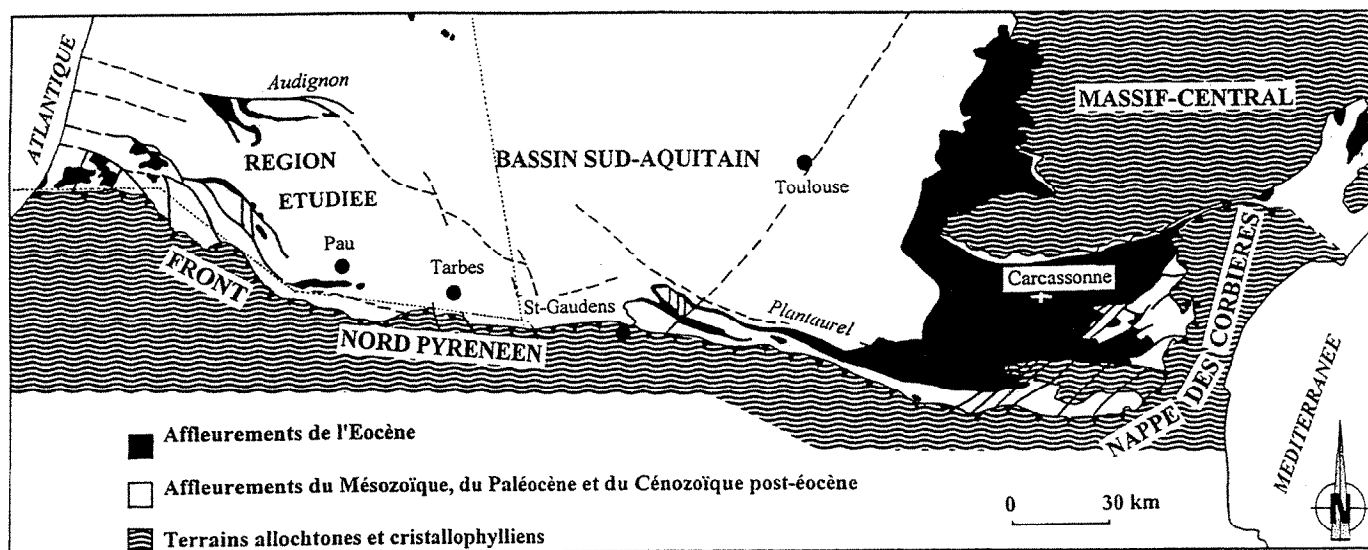


Fig. 1.- Le Bassin sud-aquitain et son prolongement languedocien. Plan de position des affleurements d'âge Eocène et de la zone d'étude.

Fig. 1.- The South Aquitaine Basin and its Languedoc extension showing the Eocene outcrops and the study area.

(Schaub, 1981), its middle part to the N. perforatus Zone (Less, 1987), and its upper part to the NP19/20 zones (Cahuzac and Roman, 1984) and the Globigerinatheka semiinvoluta Zone in the type area around Siest. The 'Calcaires de Siest' crops out at Angoumé and is found in the deep boreholes (Sébastopol 102, Gourbera 1; Fig. 12). Here it belongs to the NP17 Zone (Mancion, 1985) and the Truncorotaloides rohri Zone.

We consider the 'Marnes de Brihande' (Kieken and Thibault, 1975; sequences E16 to E18) as a member of the 'Marnes de la Côte des Basques' Formation (Jacquot, 1864; Mathelin and Sztrákos, 1993). It begins with interbedded limestone and marl above the 'Calcaires de Siest', followed by homogeneous marl with foraminifera and mollusc fragments. Its facies is similar to that of the 'Marnes des Bains' which, like the 'Marnes de Brihande', passes upward into the 'Calcaire de Cachaou' (Fig. 17).

The 'Marnes de Brihande' belongs to the G. semiinvoluta and Turborotalia cerroazulensis s.l. zones near Dax (Gourbera 1; Fig. 12). The Eocene/Oligocene boundary corresponds to a lithological change, the Rupelian being more gritty.

The deposition of the continental formations was preceded by that of the 'Sables de Lussagnet' (Cousteau et al.,

1967) or "Sables sous-molassiques", which we consider as a group. These sandstones represent the littoral deposits of several sequences that range from Early Ypresian to Bartonian. Present age data show their equivalence to the 'Calcaires d'Horbaziou', the 'Sables de Baliros', the 'Grès de Grenade', the 'Calcaires de Nousse' and the 'Fontaine-de-la-Médaille' Formation (Figs. 6 to 8, and 10).

The continental formations, predominantly marly, belong to the 'Molasses d'Aquitaine' Group. They appear in the Late Lutetian in the vicinity of Tarbes, represented by the 'Calavante' Formation, a newly described unit (Fig. 16). This formation shows a succession of conglomerate, sandstone and varicoloured claystone representing littoral to continental environments. Age data place it in the NP15-NP16 and possibly NP17 zones (Bouroullec et al., 1974).

The continental environments advanced westward during the Bartonian and Priabonian, following emergence and infilling of the basin with sediments derived from the Pyrenees and the Massif Central. Continental deposits overlie the Ypresian ('Sables de Baliros', 'Grès de Grenade') and Bartonian ('Fontaine-de-la-Médaille' Formation) in the Tartas Syncline where they comprise varicoloured claystone, in places gypsiferous, with intercalations of sandstone or carbonates. This formation,

for which we propose the name "Tartas", ends with the marine episode of the upper 'Calcaire de Brassempouy' (Figs. 15 and 16). The 'Tartas' Formation begins in the NP16 Zone and ends in the NP17 Zone, according to the marine intercalations in the Landes-de-Siougos 4 borehole (Fig. 15). The large foraminifera indicate the Nummulites perforatus Zone.

The continental formations again advanced westward from the earliest Priabonian, to reach the Villenave Anticline and the vicinity of Garein. This unit, which we call the "Campagne" Formation, shows a succession of sandstone, lacustrine limestone and green claystone, and variegated claystone that is at first gypsiferous and then sandy (Figs. 15 and 16). Charophytes in the lower part of the formation indicates an Early Priabonian age (Gyrogonia tuberosa and Harrisichara vasiformis-tuberculata zones). The Rupelian infralittoral 'Grès de Mugron' overlies this continental unit following a phase of intense erosion.

Introduction

Les rares affleurements de l'Eocène du Bassin de l'Adour situés sur la Côte des Basques, dans la vallée du Bas-Adour et sur les structures anticlinales (région de Pau, anticlinaux d'Audignon, de Roquefort et de Créon, structures de

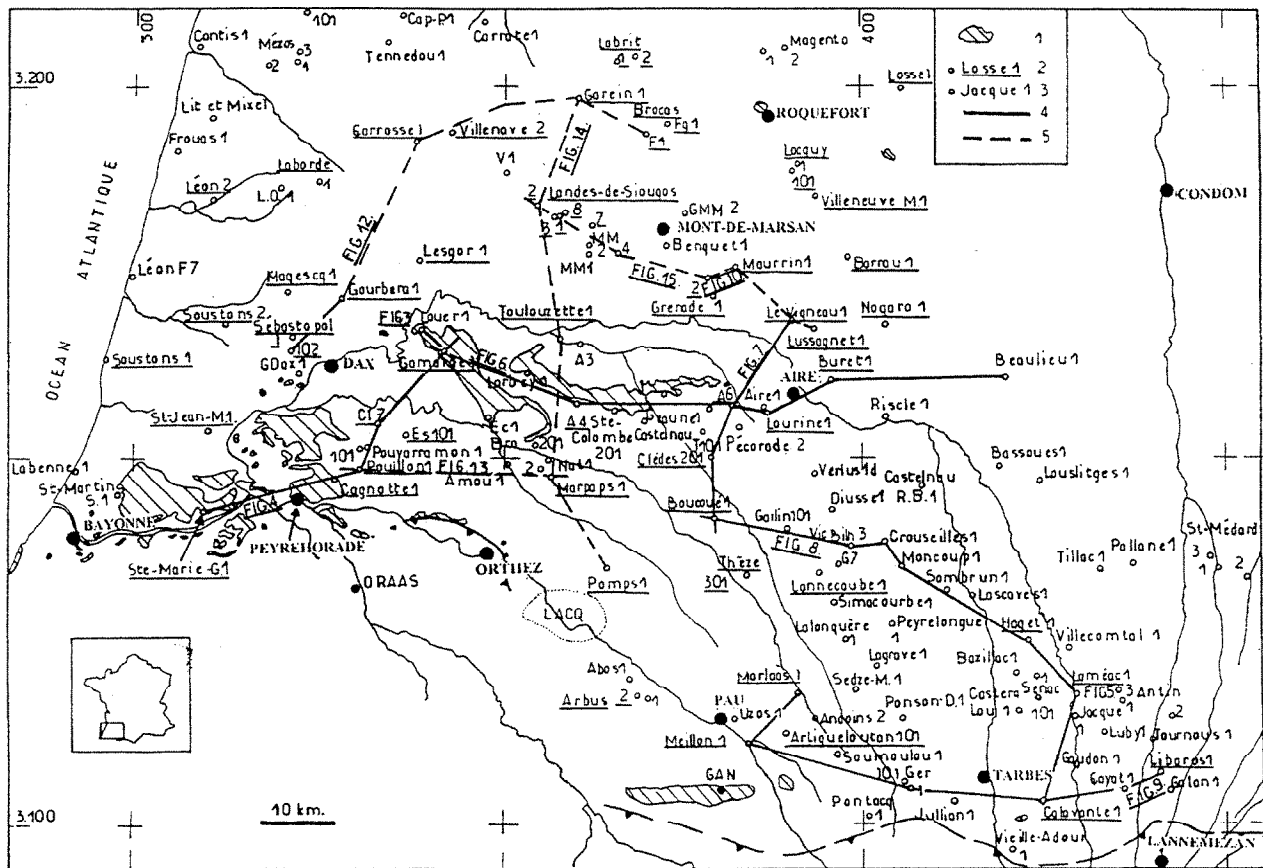


Fig. 2.- Le Bassin de l'Adour. Plan de position des affleurements et des sondages étudiés; localisation des coupes géologiques. 1 : affleurements de l'Eocène ; 2 : étude micropaléontologique dans le sondage ; 3 : sondage utilisé pour les corrélations diagaphiques ; 4 : profil de corrélation de l'Eocène inférieur ; 5 : profil de corrélation de l'Eocène moyen et supérieur.

Fig. 2.- The Adour Basin showing the studied outcrops and boreholes, and the location of the geological sections. 1: Eocene outcrops; 2: Micropaleontological study from the borehole; 3: borehole used for well-log correlations; 4: correlation profile for the Lower Eocene; 5: Correlation profile for the Middle and Upper Eocene.

Tercis-les-Bains, de Saint-Lon etc.) ont fait très tôt l'objet d'études lithologiques et biostratigraphiques (Delbos, 1847 ; Jacquot, 1864 ; Tournouer, 1864 ; Jacquot et Raulin, 1888 ; Reyt, 1894). Dans les synclinaux tels que ceux d'Arzacq et de Tartas, les séries ont été traversées uniquement par les forages pétroliers (Kieken, 1973b). Cependant, la datation des formations éocènes du Bassin de l'Adour effectuée essentiellement sur les affleurements, s'avère souvent délicate. Ceci tient à des datations anciennes : incohérences entre les données fournies par les foraminifères planctoniques et les grands foraminifères, ainsi que divergences entre les différents auteurs ayant étudié les mêmes affleurements. Pour lever une partie de ces incertitudes, nous avons revu la microfaune et les nannofossiles calcaires de 1400 échantillons environ, provenant des affleurements (ancienne collection de D. Boulanger (sigle DB) et nouvelle

collecte), des échantillons de déblais et de carottes des puits de Gaz de France (six forages des Landes-de-Siouxos, Gourbera 1) et de déblais de 49 sondages pétroliers (fig. 1 et 2).

Avec de nouvelles datations et à l'aide de l'analyse séquentielle, nous proposons de reprendre et d'étendre les corrélations d'une part, dans le Bassin de l'Adour et d'autre part, avec les affleurements situés à l'est du Seuil de Lannemezan et dans le Bordelais. Les séquences sédimentaires limitées par des discontinuités sont repérées à l'échelle du bassin. Les surfaces limitant les séquences sont mises en évidence sur les affleurements et à partir de l'analyse des échantillons et des diagaphies des sondages profonds, avec des critères géométriques (surface d'érosion ou de non-dépôt), faciologiques (brusque changement de faciès, rupture des courbes diagaphiques) et biostratigraphiques (lacune de biozone). A

la vue de la durée de ces séquences, celles-ci correspondraient selon les concepts de la stratigraphie séquentielle à des séquences de dépôt de troisième ordre (Haq *et al.*, 1988 ; Vail *et al.*, 1991 ; Guillocheau, 1995).

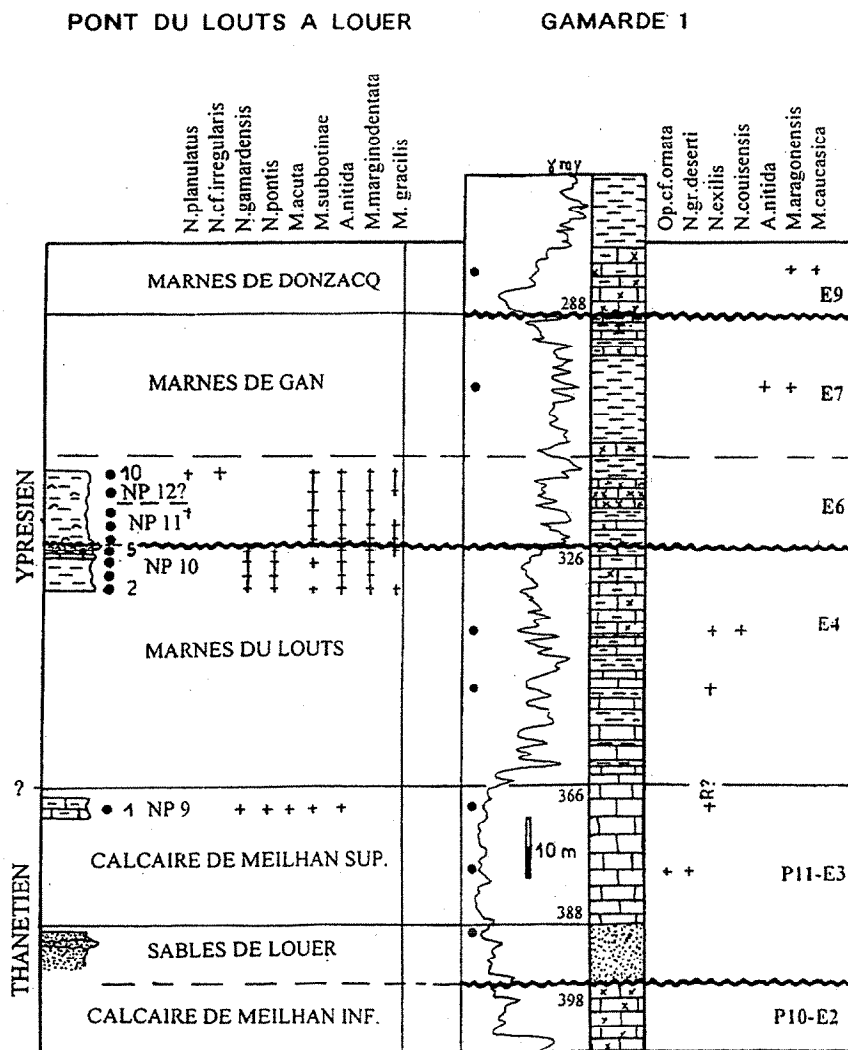
Lithostratigraphie

Nous proposons de distinguer dix-huit formations dont quatre nouvelles dans l'Eocène du Bassin de l'Adour, une partie d'entre elles pouvant être subdivisées en plusieurs membres (dont un nouveau) à partir des critères lithostratigraphiques.

Formation des Marnes du Louts

Auteur : K. Sztràkos, 1996 (Marnes du Louts).

Synonyme : marnes à discocyclines (Boulanger, 1968).



formation est délimitée par des surfaces d'érosion à la base (Membre de Houns) et au sommet (Grès de Coudures ou Calcaires de Lapêche).

Remarques : la formation repose sur la surface érodée du Membre de Houns thanétien, envahie par les *Microcodium* dans les affleurements et les sondages de l'Anticlinal d'Audignon (fig. 6). Elle commence par un horizon sableux, azoïque, continue avec des calcaires glauconieux, peu sableux à nummulites dans la coupe-type, à la Métairie Horbaziou à Buanes (Feinberg, 1964). Les Calcaires d'Horbaziou sont représentés par un calcaire gréseux, glauconieux, à alvéolines à la base qui s'enrichit en nummulites puis en discocyclines vers le sommet, dans le sondage Audignon 4 (445-461 m ; fig. 6). Dans le puits Audignon 6, ils débutent de même par un calcaire glauconieux et passent à une alternance de calcaires et de marnes à nummulites (599-616 m). La formation devient plus argileuse vers l'ouest, où elle passe latéralement aux Marnes du Louts (Gamarde 1 ; fig. 6). Elle devient également plus argileuse au sud de l'Anticlinal d'Audignon, formant la transition vers les Marnes d'Artigueloutan du Sillon nord-pyrénéen (Boucoue 1, 1480-1600 m, fig. 7 et 8 ; Thèze 301, 1535-1635 ? m). La formation est épaisse d'une centaine de mètres au sud de l'Anticlinal de Garlin (Lannecaube 1, 575-699 m), mais sous la forme d'un calcaire pulvérulent ou fortement recristallisé. L'occurrence la plus occidentale des Calcaires d'Horbaziou est reconnue dans le forage Gourbera 1. A l'est, dans le sondage Laméac 1 (fig. 5), une alternance de calcaire sableux, bioclastique, de grès et de sables grossiers repose sur les Marnes du Louts avec une limite nette (583-623 m).

Formation de Pont-Labau

La Formation de Pont-Labau, redéfinie par K. Sztrákos *et al.* (1997), débute dans le Thanétien moyen et s'achève à la limite Yprésien inférieur-moyen (= sommet de l'Ilerdien).

Membre des Marnes d'Artigueloutan
(nouveau membre proposé dans ce travail)

Stratotype : sondage Artigueloutan 101, 1125 à 1205 m ; coordonnées Lambert x=390,138 ; y=3. 112,972.

Fig. 3.- Corrélation de l'Eocène inférieur entre la coupe du Pont-du-Louts à Louer et le forage Gamarde 1. Les points noirs représentent les échantillons. Diagraphies utilisées pour les figures 3 à 16: PS - potentiel spontané ; LL - latéolog ; γ ray - radioactivité naturelle ; ΔT - log acoustique.

Fig. 3.- Correlation of the Lower Eocene between the Pont-du-Louts section at Louer and the Gamarde 1 borehole. The black spots represent samples. Well logs used for Figures 3 to 16: PS - spontaneous potential; LL - laterolog; γ ray - natural radioactivity; ΔT - sonic log.

Définition : marnes crayeuses et calcaires argileux à discocyclines se développant progressivement à partir des calcaires à nummulites du Calcaire de Meilhan supérieur et se terminant par un niveau condensé sur lequel avance la transgression de l'Yprésien moyen.

Remarques : les Marnes du Louts représentent le milieu d'avant-barrière (dans le sens d'Armi, cf. Decrouez et Lantero, 1979) dans leur localité-type, la vallée du Louts à Louer (fig. 3). Les diagraphies électriques indiquent que cette formation se développe progressivement à partir des Calcaires de Meilhan dans le sondage Pouyllon 1. En revanche, leur limite est nette dans les puits Pouyarramon 1 et Gamarde 1 (fig. 4).

Dans le sondage Laméac 1 (fig. 5), les Marnes du Louts évoluent à partir du Calcaire de Meilhan supérieur d'abord gréseux devenant légèrement glauconieux. Elles sont représentées par des marnes gris foncé ligniteuses à bancs de grès fin à moyen (662-710 m). Des sables parfois grossiers apparaissent dans la partie supérieure, ainsi que des calcaires gréseux à alvéolines et à nummulites (623-662 m).

Formation des Calcaires d'Horbaziou

Auteur : H. Feinberg, 1964.

Définition : calcaires bioclastiques à rares alvéolines à la base, évoluant en un calcaire à nummulites vers le sommet. La

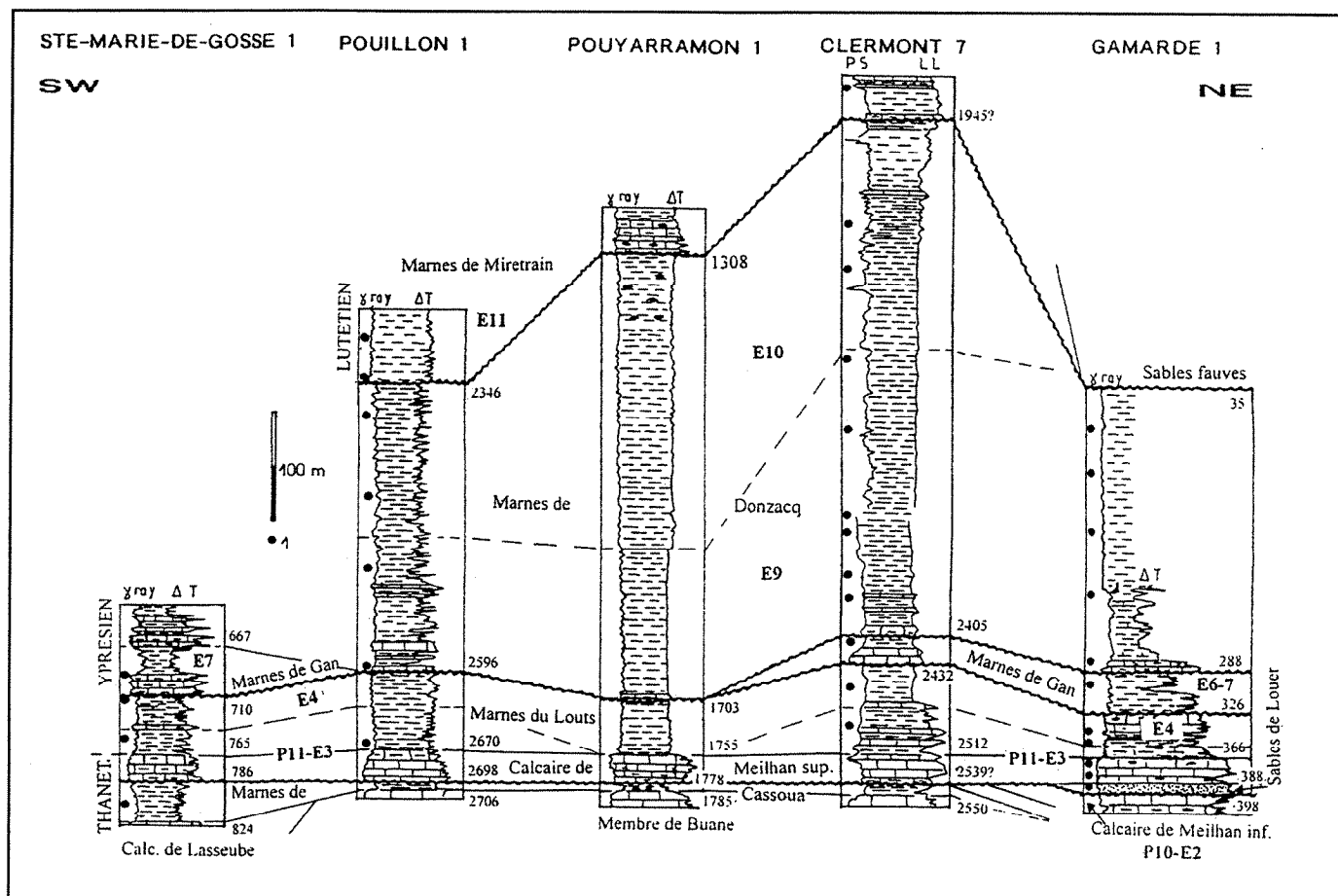


Fig. 4.- Profil de corrélation SW-NE de l'Eocène inférieur entre les forages Sainte-Marie-de-Gosse 1 et Gamarde 1. 1 : échantillons.

Fig. 4.- SW-NE correlation profile of the Lower Eocene between the Sainte-Marie-de-Gosse 1 and Gamarde 1 boreholes. 1: samples.

Définition : marnes pélagiques, silteuses, bien individualisées entre le Membre du Pillardou, en général plus sableux et les Marnes de Gan plus argileuses.

Remarques : dans le sondage d'Artigueloutan, le Membre d'Artigueloutan surmonte 5 mètres d'argile brun rouge qui correspondent probablement aux turbidites à matériel triasique observé par B. Peybernès *et al.* (1996), dans les environs de Gan et de Lasseube. Ce faciès s'observe également dans le puits Ger 1, entre 2379 et 2399 mètres (fig. 9). Les Marnes d'Artigueloutan comprennent des marnes silto-sableuses à globigérines, gris foncé à verdâtres, et incluent quelques intercalations minces de grès fin, pyriteux et de calcaire argilo-sableux. Dans le sondage Ponson-Dessus 1, elles reposent avec une limite nette sur les grès et les sables du Membre du Pillardou, à 1922 mètres. Leur partie sommitale est érodée et surmontée par les Marnes de Gan, avec une discordance angulaire de 7° environ dans le sondage Ger 1 (fig. 9).

Plus à l'est, la coupure diagraphique est nette entre le Membre du Pillardou et les Marnes d'Artigueloutan, comme dans le sondage Calavante 1, près de Tarbes (fig. 8 et 9). Ces dernières commencent ici par des grès et conglomérats glauconieux, radioactifs et grano-décroissants (3358-3374 m), puis passent progressivement à des marnes silteuses à foraminifères planctoniques (3297-3358 m). Le sommet du membre est érodé et un calcaire gréseux à alvéolines de l'Yprésien moyen les surmonte. Les Marnes d'Artigueloutan peuvent transgresser les Calcaires de Meilhan, comme dans les forages Gayat 1 et Libaros 1 (fig. 9). Elles s'enrichissent en intercalations carbonatées dans ce secteur, surtout dans leur partie supérieure. Ceci pourrait correspondre aux calcaires et marnes sableuses qui affleurent dans le ruisseau d'Arrêt, près d'Orignac (Kapellos et Schaub, 1973 ; Schaub, 1981). Les Marnes d'Artigueloutan ont été observées sur les affleurements entre Gan et Lasseube par B. Peybernès *et al.* (1996) où elles correspondent à la séquence SD-C.

D. Nolf (communication orale) a étudié ces marnes silteuses pélagiques, contenant des débris de plantes (feuilles d'algues vertes ?) et des radiolaires, le long de la route départementale 934 au sud de Gan où elles sont en contact par faille avec les marnes thanétiennes, bathyales. Les affleurements s'échelonnent entre les fermes de Cazaux (coordonnées Lambert x=378,800 ; y=3.104,250) et de Brusquetou (x=378,900 ; y=3.104,550). Leur étude est en cours, mais la qualité des affleurements permettra de les désigner comme parastratotype du membre. Ces affleurements font suite à ceux de la coupe de Rébénacq, stratotype de la Formation de Pont-Labau, décrite par W. W. Hay et H. P. Mohler en 1967.

Formation des Grès de Coudures

Auteurs : E. Jacquot et V. Raulin, 1888 (Grès de Coudures).

Définition : sables fluviaux à littoraux, plus ou moins grossiers qui

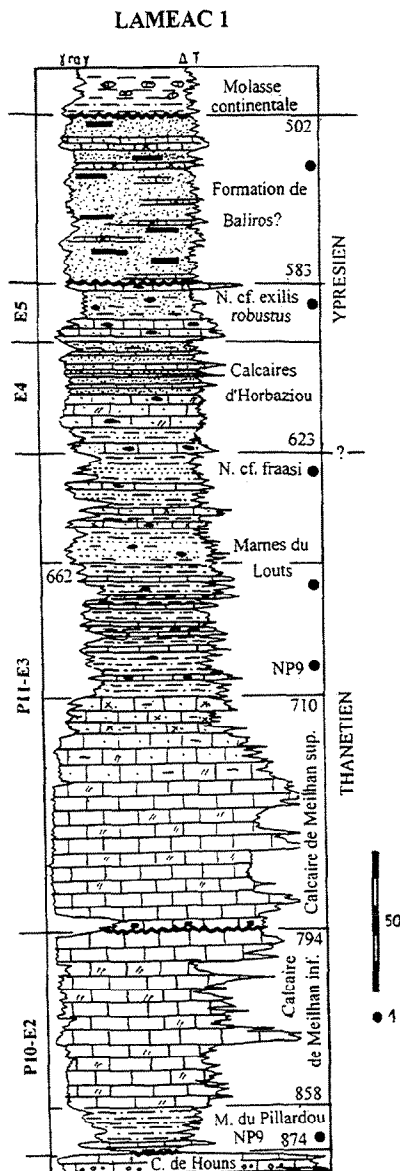


Fig. 5.- Le Thanétien et l'Yprésien inférieur dans le sondage Laméac 1. 1 : échantillons.

Fig. 5.- The Thanetian and Lower Ypresian in the Laméac 1 borehole. 1 : samples.

remplissent des paléovallées orientées est-ouest, creusées dans les Calcaires d'Horbaziou sur l'Anticlinal d'Audignon.

Remarques : cette formation débute par des sables à stratifications obliques et des petits lits d'argiles versicolores qui sont surmontés par un grès contenant parfois des moules externes à cérithidés, à ciment siliceux et quelquefois ferruginisé. Des horizons de grès à miliolites, alvéolines et *Batillaria* à tests épigénisés par la calcédoine, apparaissent localement, probablement dans la partie supérieure de la formation (Reyt, 1894 ; Feinberg, 1964 ; Capdeville, 1997).

K. Sztrákos (1996) a mis en synonymie les Grès de Coudures et les Sables de Louer, décrits par J.P. Platel (1990a). Les datations récentes ont montré qu'il s'agit de deux formations détritiques différentes, la première appartenant au prisme de bas-niveau des Calcaires de Lapêche (Yprésien moyen ; fig. 6 et 7) et la seconde à celui du Calcaire de Meilhan supérieur (Thanétien supérieur ; fig. 4 et 10).

Formation des Calcaires de Lapêche

Auteur : H. Feinberg, 1964. Le terme "Couches de Lapêche" a été publié par M. Neumann (1958) pour la première fois. Cet auteur a désigné la localité-type, la carrière de Lapêche à Sainte-Colombe, mais n'a pas donné de définition. Cette lacune n'a été comblée que par H. Feinberg ; nous le considérons donc comme l'auteur du terme.

Synonyme : Couches de Sarraziet (Feinberg, 1964), Calcaire de Coudure (sic, Schaub, 1981).

Définition : calcaire bioclastique à alvéolines, puis à nummulites et discocyclines, représentant les dépôts de la plate-forme carbonatée de l'Yprésien moyen.

Remarques : la limite des Grès de Coudures et des Calcaires de Lapêche a été décrite par Reyt (1894). Il a observé la succession de grès siliceux à cérithes, à *Turritella* et *Natica*, puis un calcaire compact peu fossilifère, "étroitement lié au précédent", qui passe aux calcaires de plus en plus riches en alvéolines globuleuses. Les coupes-types (coteaux du ruisseau Bas au sud-est de Sarraziet et la carrière de Lapêche) ont été décrites par H. Feinberg (1964) et étudiées par K. Sztrákos (1996). La sédimentation des Calcaires de Lapêche commence par des calcaires graveleux blancs à miliolites et alvéolines. Ce faciès, de type "Sarraziet", se limite à la base de l'Yprésien moyen autour des anticlinaux d'Audignon et de Garlin.

Les calcaires à nummulites qui forment le stratotype, se développent au-dessus de niveaux à alvéolines, conséquence de la poursuite de l'approfondissement (fig. 6 à 9). Sur les anticlinaux d'Audignon et de Garlin, ils évoluent vers les Marnes de Gan.

Formation des Marnes de Gan

Auteur : H. Douvillé, 1919 (Marnes de Gan).

Synonymes : "Marnes à térébratules" (Delbos, 1847), Marnes à *Xanthopsis dufouri* (Hébert, 1879), Marnes de Trabay (Neumann, 1955), Formation de Saint-Geours-d'Auribat. J.P. Platel (1990a) inclut dans cette dernière formation les Marnes de Trabay et les Marnes de Donzacq ; sa localité-type, la marnière de Saint-Geours-d'Auribat, appartient à la partie supérieure de ces dernières.

Définition : formation marneuse qui peut contenir des horizons carbonatés ou sableux. Elle repose sur les Marnes d'Artigueloutan érodées et passe progressivement aux Sables de Baliros latéralement et verticalement, dans le Sillon nord-pyrénéen (fig. 6 à 9). Plus au nord, les Marnes de Gan se développent à partir des Calcaires de Lapêche et s'achèvent par une lacune d'érosion sous les Marnes de Donzacq.

Remarques : la coupe du chemin de fer au nord de la ferme de Larousse, entre le point coté 262 m et la commune de Gan peut être considérée comme localité-type. La formation-type comprend également les marnes et sables de la tuilerie de Gan et des affleurements dispersés autour de Bosdarros à l'origine du nom d'une unité mal définie : "Marnes de Bos d'Arros" (Yprésien-Priabonien) des anciens auteurs (Tournouer, 1864 ; Jacquot et Munier-Chalmas, 1886). La coupe de la tranchée du chemin de fer, décrite par H. Douvillé (1919), était le seul affleurement continu de la formation, à savoir de bas en haut :

4 : argile sableuse à trois bancs minces de calcaire fossilifère à la base ;

3bis : sables jaunes et orangés ;

3 : argiles sableuses (3 et 4 : 200 m d'épaisseur) ;

2 : marnes gris bleuâtre, très fossilifères dans leur partie supérieure (niveau de Bosdarros ; 400 m d'épaisseur) ;

1 : argiles sableuses et sables jaunâtres et rougeâtres avec nummulites et assilines (150 m d'épaisseur).

H. Douvillé (1919) et Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946) ont vu dans la coupe-

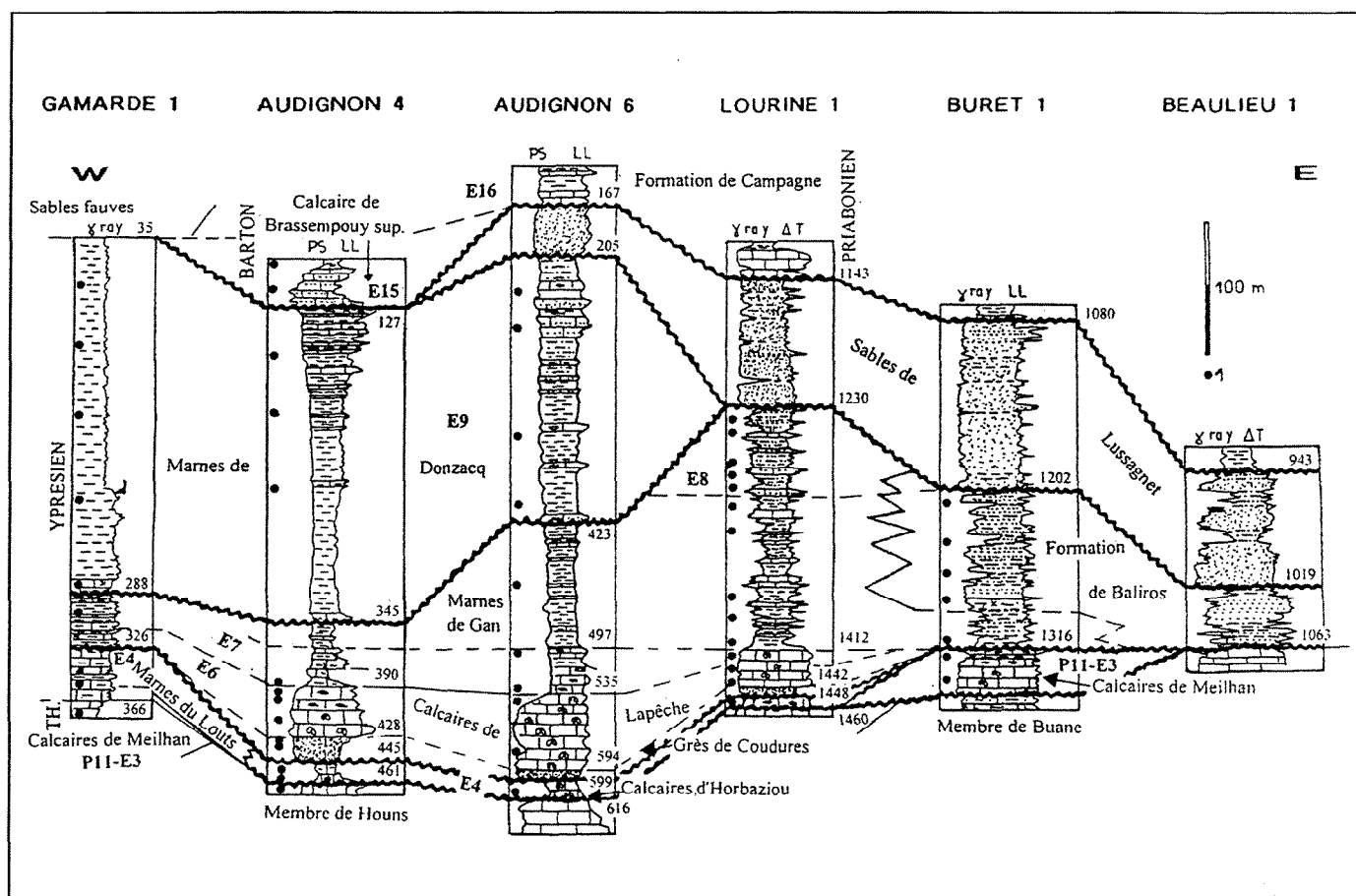


Fig. 6.- Profil de corrélation ouest-est de l'Eocène inférieur entre les forages Gamarde 1 et Beaulieu 1. 1 : échantillons.

Fig. 6.- W-E correlation profile of the Lower Eocene between the Gamarde 1 and Beaulieu 1 boreholes. 1: samples.

type que les Marnes de Gan surmontent des marnes à globigérines (nos Marnes d'Artigueloutan). Un niveau graveleux pétri de mollusques et de grands foraminifères a été mentionné par ces derniers auteurs dans les environs de la ferme d'Acot (anciennement Encot), proche ou à la base de la formation. D. Nolf (communication orale) a observé d'autres horizons gréseux plus bas dans la série, de même qu'une marne sableuse à bryozoaires et dents de requins, dans le ruisseau au nord du château de Mercé. On retrouve d'ailleurs encore un bon gisement des Marnes de Gan dans un vallon situé à 350m au sud du gisement d'Acot. Les premiers affleurements des Marnes d'Artigueloutan se trouvent au point $x=378,950$; $y=3\ 104,600$, sous la ligne de haut tension traversant la route de Gan à Rébénacq.

J. Henry et G. Zolnai (1971), ainsi que B. Peybernès *et al.* (1996), mentionnent un olistostrome à matériel triasique à la limite inférieure des Marnes de Gan, dans le sondage Grand-Rieu 1.

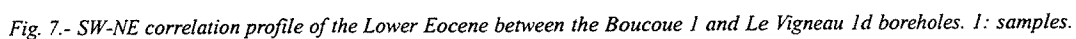
Cet événement tectono-sédimentaire est également perceptible dans le puits Ger 1, où l'on a mesuré une discordance angulaire d'environ 7° entre les Marnes d'Artigueloutan et les Marnes de Gan, à 2258 mètres (fig. 9).

Les sondages effectués dans les environs de Pau, d'Abos à Soumoulou, montrent que la série débute par des argiles silto-sableuses à grands foraminifères, avec de nombreuses intercalations minces de grès carbonatés. D'après les diagraphies électriques, leur limite avec les Marnes d'Artigueloutan à globigérinidés est nette. La sédimentation devient plus argileuse vers le sommet (fig. 6 à 9), avec l'apparition des faciès épibathyaux. Dans les sondages Meillon 1 (fig. 9), Boucoue 1 et Vic-Bilh 3 (fig. 8), un niveau sableux érode ces marnes. Les horizons sus-jacents sont argilo-sableux. Ces sables séparent deux séquences qui commencent par des dépôts épibathyaux à cirralittoraux et se terminent par des faciès infralittoraux (fig. 9). Dans les forages Boucoué 1 et Thèze 301, le milieu

de dépôt reste le même, épibathyal de part et d'autre de cette intercalation sableuse. Une émergence n'a été observée que dans la partie supérieure des Marnes de Gan. Dans d'autres puits autour de Pau (Arbus 2, Morlaàs 1) et à Lannecaube 1, la couche sableuse est absente. Les marnes épibathyales y sont directement surmontées par une série argilo-sableuse infralittorale où apparaissent parfois des alvéolines et des nummulites.

Les Marnes de Gan monotones s'enrichissent en intercalations sableuses et carbonatées vers le nord-est, en s'éloignant de la région-type, marquant leur passage aux Sables de Baliros. Leur alternance est organisée selon de nombreuses paraséquences.

Les "Marnes de Trabay" sont des marnes silteuses verdâtres, parfois glauconieuses, à grands foraminifères, à mollusques et à crabes dans leur région-type, sur les affleurements de l'Anticlinale d'Audignon. Nous proposons d'abandonner ce terme, qui ne représente que la



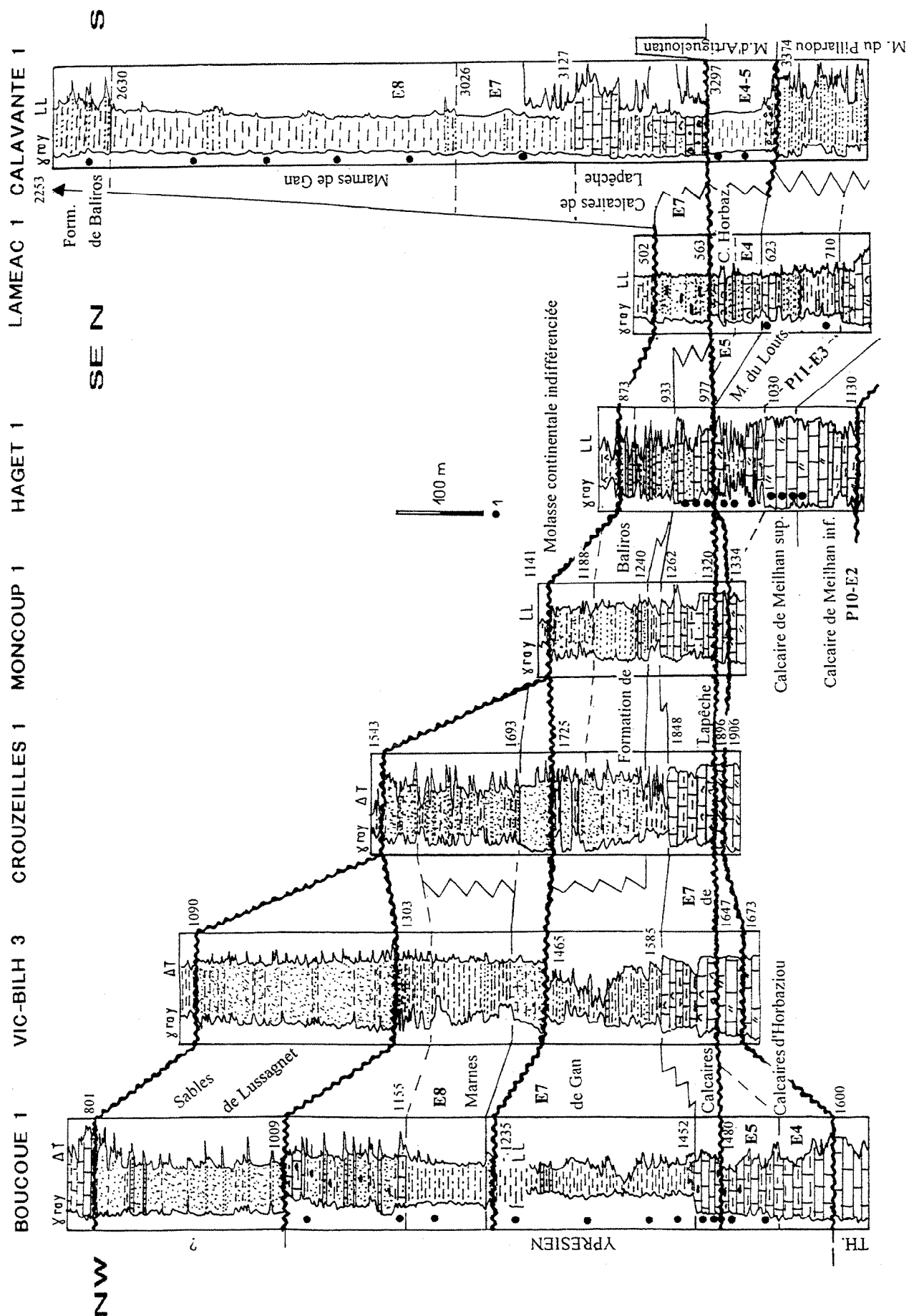


Fig. 8.- Profil de corrélation NW-SE de l'Eocène inférieur entre les forages Boucoue 1 et Calavante 1. 1 : échantillons.

Fig. 8.- NW-SE correlation profile of the Lower Eocene between the Boucoue 1 and Calavante 1 boreholes. 1 : samples.

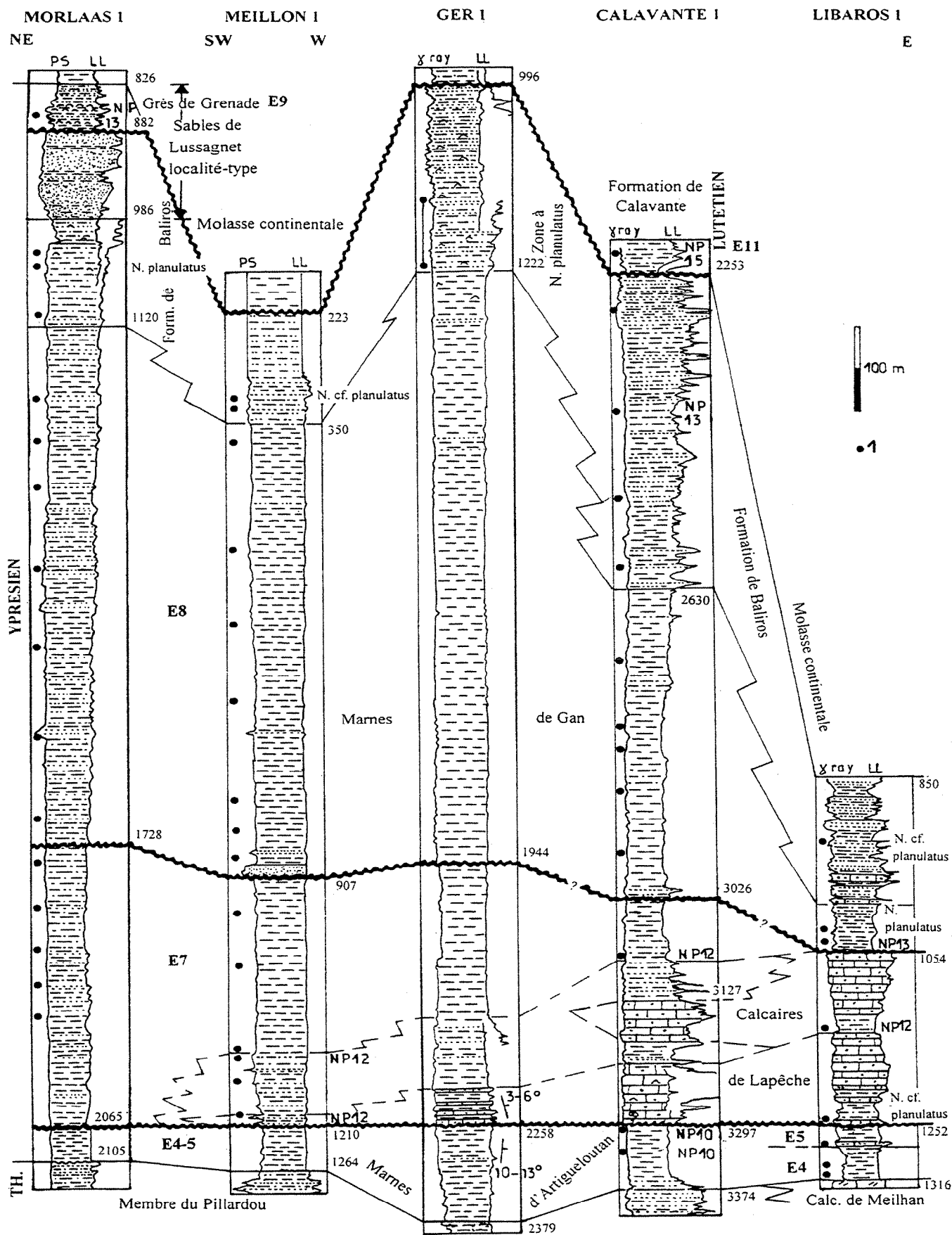


Fig. 9.- Profil de corrélation NE-SW puis W-E de l'Eocène inférieur entre les forages Morlaàs 1 et Libaros 1. 1 : échantillons.

Fig. 9.- NE-SW then W-E correlation profile of the Lower Eocene between the Morlaàs 1 and Libaros 1 boreholes. 1: samples.

partie basale, infralittorale à circalittorale des Marnes de Gan (faciès de transition entre les Calcaires de Lapêche et les Marnes de Gan s.s.), aux environs de cet anticlinal et de celui de Louer. Les "Marnes de Trabay" passent progressivement aux Marnes de Gan typiques, argileuses dans les forages au sud et à l'est de l'Anticlinal d'Audignon (fig. 6 et 7).

Sur les affleurements de l'Anticlinal de Louer, H. Schaub (1981) a distingué deux unités au sein des Marnes de Gan. Les "Marnes à *Xanthopsis* inférieures" reposant sur un niveau condensé à huîtres, parfois silicifiées (Boulanger, 1968), sont formées de marnes blanches à huîtres, à crabes et à nummulites. Ces éléments se raréfient en montant dans la coupe. Cette unité passe latéralement aux calcaires à alvéolines (faciès Sarraziet de la base des Calcaires de Lapêche) à Audignon. Les "Marnes à *Xanthopsis* supérieures" correspondent aux Marnes de Gan des affleurements de l'Anticlinal d'Audignon et de la base du stratotype à Gan, telles qu'elles sont connues dans la marnière de Sourbé, à Sainte-Colombe. Elles s'y développent progressivement à partir des Calcaires de Lapêche, tandis qu'à Louer, elles reposent sur les "Marnes à *Xanthopsis* inférieures" en continuité.

Les Marnes de Gan représentent les faciès d'avant-barrière, le milieu infralittoral profond à épibathyal. Les profondeurs les plus importantes ont été observées dans la partie inférieure de la formation, entre Abos et Calavante (Sillon nord-pyrénéen). L'association à *Nuttallides* y indique des paléop profondeurs supérieures à 500 mètres.

Formation des Sables de Baliros

Auteurs : J. Delfaud *et al.*, 1982.

Synonyme : Grès à nummulites (*partim*, Schoeffler, 1971).

Définition : formation où les sables prédominent, admettant des intercalations d'argile et de grès calcaire à grands foraminifères. Les Sables de Baliros constituent l'équivalent proximal des Marnes de Gan (fig. 6 à 9).

Remarques : J. Delfaud *et al.* (1982) ont distingué trois unités sur les affleurements de la région-type, dans les sablières entre Baliros, Angaïs et Lagos,

au sud-est de Pau. A la base, des sables à chenaux sont épais de 8 à 10 mètres, puis viennent 2 à 4 mètres d'intercalations argileuses de dépôts intertidaux, couverts par 10 à 15 mètres de sables à stratifications obliques, avec quelques niveaux de galets. Ces auteurs interprètent cette succession comme la progradation d'un corps sableux littoral, déposé d'abord dans un milieu infratidal, tidal puis supralittoral (dunes éoliennes). L. Carez (1904) a pu observer quelques intercalations gréseuses à nummulites et discocyclines dans ces sables, près de Baliros.

Les coupes des sondages montrent une évolution progressive du paléomilieu : les marnes bathyales-circalittorales de la base passent à des marnes, des grès et des sables infralittoraux à grands foraminifères, les sables devenant de plus en plus grossiers vers le sommet (Reyre, 1945 ; Schoeffler, 1971). Nous avons observé la même succession dans les sondages proches de la localité-type des Sables de Baliros : Meillon 1 et Morlaàs 1 (fig. 9). Le cycle sédimentaire se termine par des argiles et des sables infratidaux à supralittoraux qui paraissent azoïques.

Les corrélations diagraphiques et les datations montrent que les Sables de Baliros sont présents de plus en plus tôt dans les coupes, en progressant au nord-est de Pau. Dans les sondages Morlaàs 1 (fig. 9) et Soumoulou 1 par exemple, ils apparaissent au sommet d'un ensemble marneux épais de 1000 mètres environ, tandis que dans les sondages Haget 1, Laméac 1 (fig. 8) et Beaulieu 1 (fig. 6), ils envahissent la série dès la base. La prédominance des sables à l'est de l'Anticlinal de Roquefort ainsi qu'au nord et nord-est de Tarbes indique que les éléments détritiques proviennent du nord-est, étant probablement originaires du Massif central.

Formation des Marnes de Donzacq

Auteurs : J.J. Burger *et al.*, 1945 (Marnes de Donzacq).

Synonymes : Couches de Jeangazé (Kapellos et Schaub, 1973), Formation de Saint-Geours-d'Auribat (*partim*, Platel, 1990a).

Définition : argiles gris foncé à bleu, souvent litées, à minces bancs pyriteux

(limoniteux après altération). Les bancs de calcaires biodétritiques et de silts sont également présents, plus fréquents dans la partie médiane de la formation. Les Marnes de Donzacq sont transgressives sur les Marnes de Gan fortement érodées et au sommet, une lacune les sépare des formations du Lutétien supérieur et du Bartonien, avec une érosion importante dans la partie centrale et orientale du Bassin de l'Adour (fig. 4, 6 et 7).

Remarques : la lithologie des Marnes de Donzacq a été révisée par K. Sztrákos (1996). La formation commence par un niveau de calcaire biodétritique à grands foraminifères, au-dessus duquel se développe une puissante série de marnes bathyales, localement à *Nuttallides*. Les intercalations carbonatées et silto-sableuses apparaissent dès leur partie inférieure à l'est et au nord-est du Bassin de l'Adour, et elles progradent vers l'ouest dans un prisme de haut-niveau. Seul le secteur se situant à l'ouest de la ligne Anticlinal de Clermont - Dax reste exempt de ces apports.

Les Couches de Jeangazé circalittorales qui se placent dans la moitié supérieure des Marnes de Donzacq, correspondent à une alternance de calcaires à nummulites, de silts et de sables. Elles ont été décrites dans les environs de Bergouey et de Caupenne. Leur mise en place est liée à une régression rapide, bien perceptible par le changement des associations de foraminifères (Sztrákos, 1996). La base du stratotype des Marnes de Saint-Geours-d'Auribat, située sur la commune de ce nom, correspond à un lithofaciès proche, mais dépourvu de bancs de calcaire (Platel, 1990a). Nous proposons d'inclure ces deux termes parmi les synonymes des Marnes de Donzacq. Cet affleurement et ceux de la vallée du Louts à Louer, ainsi que la marnière de Nousse, appartiennent aux niveaux les plus élevés des Marnes de Donzacq dans la partie orientale du Bassin de l'Adour. La réapparition de l'association bathyale à *Nuttallides* dans ces couches indique une nouvelle transgression. Leurs équivalents s'observent dans les marnières de Gascon et de Lesperon (au nord de Tercis-les-Bains ; Boulanger, 1968). Les Marnes de Donzacq sont bien développées dans les puits Saint-Jean-de-Marsacq 1 (440?-776 m), où la sédimentation est

exceptionnellement continue jusqu'aux Marnes de Miretrain. Cependant, le toit des Marnes de Donzacq est souvent marqué par une surface d'érosion comme dans la région-type. Le contact de ces marnes bathyales et de la Formation de Nousse infralittorale (bancs de calcaire à nummulites) était autrefois visible dans la marnière de Saint-Geours-d'Auribat (Platel, 1990a). Les équivalents infralittoraux et littoraux des Marnes de Donzacq, les Grès de Grenade, s'observent dans le Synclinal de Tartas et à l'est de l'Anticlinal d'Audignon.

La plate-forme carbonatée correspondant aux Marnes de Donzacq sommitales a été localisée dans la vallée du Bas-Adour, dans la partie inférieure des calcaires à nummulites de la coupe de Sorde-l'Abbaye (Herb et Schaub, 1963) et dans le puits Landes-de-Siougos 8. Nous proposons de les rattacher à la Formation des Calcaires de Nousse qui les surmonte et qui représente le même lithofaciès. Les dépôts turbiditiques équivalents sont représentés par les conglomérats et brèches d'Urcuit et de Cahurt (Fabre, 1944 ; Cuvillier et Dupouy-Camet, 1946 ; Cuvillier et Dupouy-Camet, 1947a, b, c ; Schaub, 1981).

K. Sztràkos (1996) a donné une carte paléogéographique indiquant l'extension des Marnes de Donzacq, à partir des corrélations diagraphiques des sondages. La révision de la microfaune des forages a montré que l'aire de sédimentation est plus restreinte. Une partie des horizons marneux placée dans cette formation appartient au Lutétien moyen (dans le forage de Laborde 1) et d'autres à l'Yprésien moyen (à l'est des sondages Castelnau-Tursan 101 et Audignon 6). La diminution des épaisseurs vers le nord et l'est est en relation avec les érosions qui ont précédé les transgressions du Lutétien supérieur et du Bartonien (fig. 6, 7).

Les Marnes de Donzacq sont connues en affleurement autour des anticlinaux d'Audignon et Louer. Leur présence est plus sporadique à l'ouest. Elles ont été signalées à Anglet (Cuvillier et Dupouy-Camet, 1947d), à Saint-Pierre-d'Irube (DB739), à Urcuit (Schaub, 1981), à Saint-Martin-de-Seignanx (Kieken, 1973b), à Sainte-Marie-de-Gosse (Cuvillier et Schoeffler, 1946), à Pouillon (Bigg, 1982), à Bénèsse-lès-Dax (DB1485, DB1489), à Pey (DB482), à Saint-Etienne-d'Orthe

(DB684) et à Bellocq (DB761 ; Boulanger, 1968). Les Marnes de Donzacq existent également aux environs de Lasseube, au sud de Pau, d'après les données de B. Peybernès *et al.* (1996).

Formation des Grès de Grenade

Auteur : K. Sztràkos, 1996 (Grès de Grenade-sur-l'Adour).

Synonyme : Grès à nummulites (Schoeffler, 1971, *partim*).

Stratotype : sondage Grenade-sur-Adour 2, 1133-1303 m, profondeurs modifiées par rapport à la description originale (1173-1295 m).

Définition : "Formation infralittorale, argilo-gréseuse composée d'une alternance de grès à ciment calcaire, de calcaires, de sables et de silts plus ou moins glauconieux et d'argiles gris foncé. Les Grès de Grenade sont les équivalents infralittoraux des Marnes de Donzacq" (Sztràkos, 1996).

Remarques : à l'origine, la corrélation de cette formation avec les Marnes de Donzacq a été établie sur les diagraphies électriques. Les datations récemment effectuées dans la coupe-type (sondage Grenade-sur-l'Adour 2) ont confirmé l'appartenance des Grès de Grenade à l'Yprésien supérieur (fig. 10). Elles ont également permis de préciser que le banc de grès calcaire à nummulites, situé entre 1155 et 1173 mètres, placé dans la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille, appartenait encore à l'Yprésien supérieur et pouvait être rattaché aux Grès de Grenade. Des sables semblent se développer progressivement à partir de ce banc. Nous les considérons comme le faciès tidal à supralittoral des Grès de Grenade, qui achève une séquence de dépôt. Les nouvelles datations ont montré le caractère restreint de cette formation, à la suite des différentes phases d'érosion qui ont eu lieu au cours du Lutétien. Elle est connue dans les sondages de Grenade-sur-l'Adour 1 et 2, de Maurrin 1 et de Clèdes 201 (fig. 7 et 10). Les sables de ce dernier sondage (514-610 m), très pauvres en microfossiles, ont pu être placés dans cette formation, grâce à la découverte de quelques *Nummulites* cf. *gallensis*. Les Grès de Grenade progradent sur les Marnes de Donzacq autour de l'Anticlinal des Landes-de-Siougos, à la suite de la régression que l'on observe dans la partie médiane de ces marnes (Sztràkos, 1996).

Formation des Marnes de Miretrain (formation proposée dans ce travail)

Auteur : E. Szöts (1964) a proposé le nom de "Marne de Miretrain", mais sans définition. Ce terme n'a pas été repris depuis cette date.

Synonymes : H. Schaub (1981) a utilisé les noms "Marnes d'Orthez" et "Marnes de Biron" pour désigner la même unité lithostratigraphique, sans qu'ils soient accompagnés par une description. Les noms "Couches moyennes" (Douvillé, 1905), "Marnes médianes" (Kieken, 1973a) et "Marnes à hantkénines" (auct.) ne sont pas conformes aux règles de la nomenclature stratigraphique.

Stratotype : marnière près de la ferme de Miretrain, au sud de la commune d'Angoumé (Coordonnées Lambert x=320,600 ; y=3.160,300 ; fig. 11).

Parastratotype : sondage Sébastopol 102, entre 772 et 1352 mètres. (Coordonnées Lambert x=321,249 ; y=3.164,436 ; fig. 12).

Définition : marnes gris clair, homogènes, bathyales puis circalittorales, admettant quelques intercalations carbonatées à la base et au sommet. Elles reposent sur les Marnes de Donzacq et sont surmontées par les calcaires lutétiens ou bartoniens (Formation de la Fontaine-de-la-Médaille, Calcaires de Peyreblanque, Calcaires de Siest et Calcaires de Brassempouy).

Description des localités-types

La marnière de Miretrain

La coupe de la marnière de Miretrain (fig. 11) a été étudiée par E. Szöts (1964), D. Boulanger (1968, 1971), J.P. Bigg (1982), C. Mancion (1985) ainsi que par J. Roman et B. Cahuzac (1992). Cet affleurement permet d'observer l'essentiel des Marnes de Miretrain redressées, sur une épaisseur de 160 mètres environ. Les marnes qui la composent sont de couleur gris clair, sans stratification visible. Leur microfaune indique un milieu épibathyal profond à la base (association à *Nuttallides*) qui devient circalittoral, puis infralittoral profond au sommet, décrivant un cycle régressif. Les marnes gris clair sont surmontées par des marnes plus foncées, où apparaissent des lentilles carbonatées,

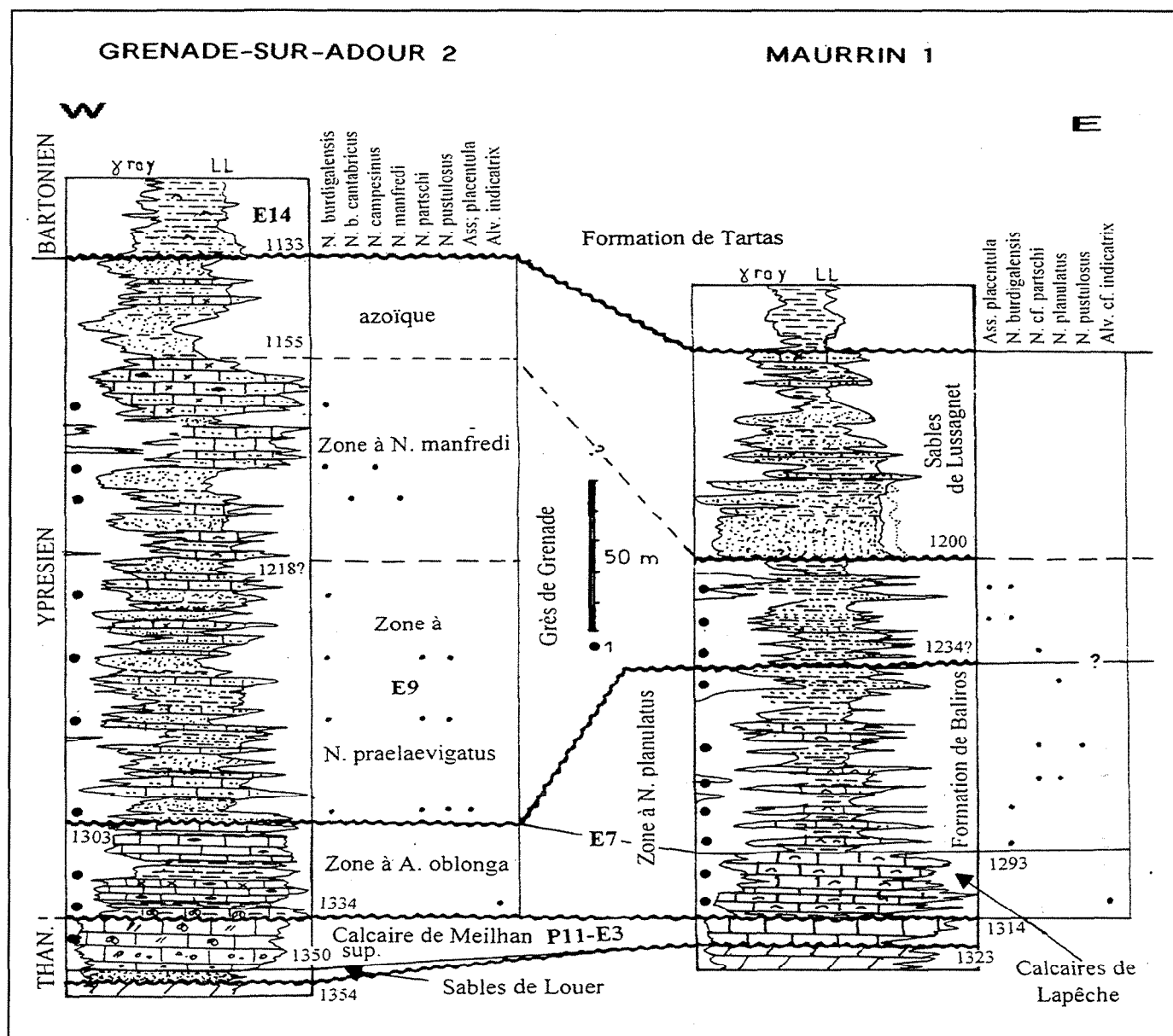


Fig. 10.- Corrélation de l'Eocène inférieur entre les forages de Grenade-sur-Adour 2 et Maurrin 1. 1 : échantillons.

Fig. 10.- Correlation of the Lower Eocene between the Grenade-sur-Adour 2 and Maurrin 1 boreholes. 1: samples.

des galets verdâtres, des nodules ferrugineux, de nombreux remaniements de matériel d'âge triasique à lutétien et de grands foraminifères. Cette limite se trouve à 20 mètres au sud du plan d'eau qui occupe la partie septentrionale de la carrière. La limite supérieure des Marnes de Miretrain a été placée à l'apparition des calcaires biodétritiques massifs, attribués aux Calcaires de Siest, à la hauteur de ce plan d'eau.

Le sondage Sébastopol 102

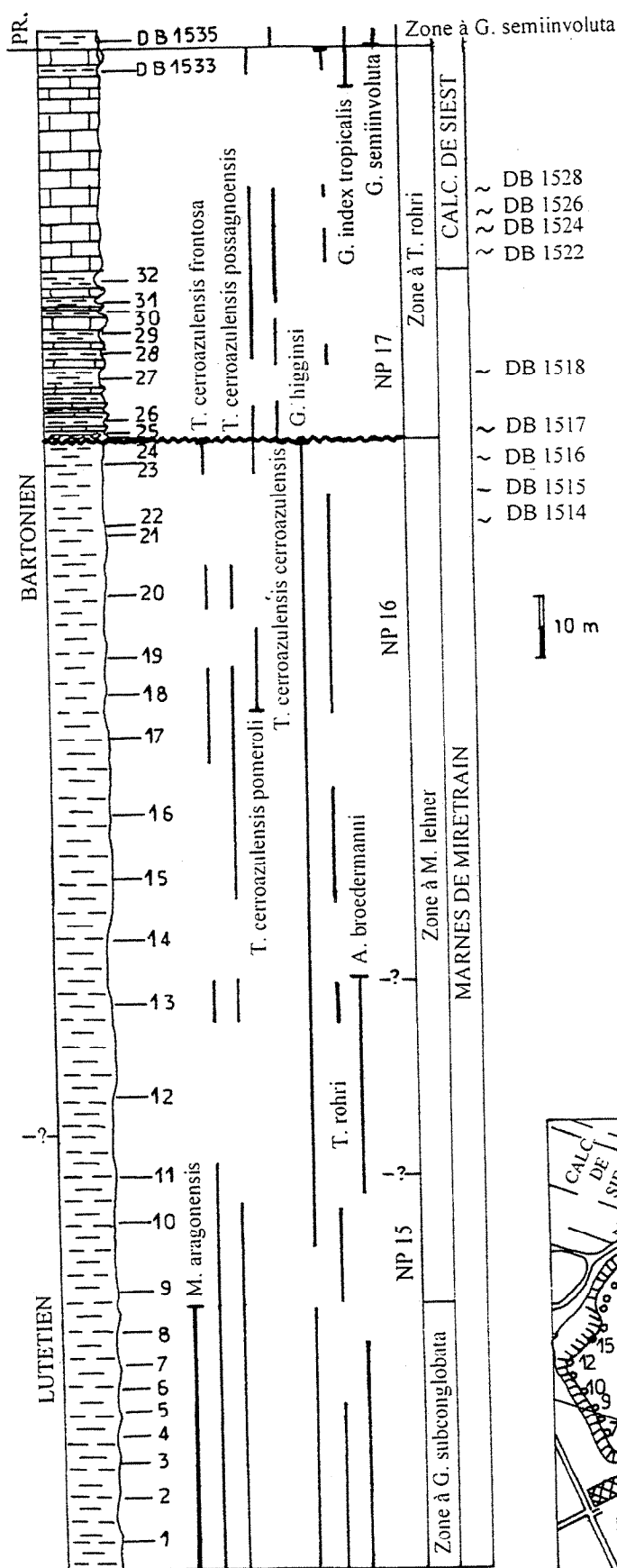
Les diagraphies et les descriptions de déblais du sondage Sébastopol 102 (fig. 12) indiquent une mame compacte à la base de la formation (1330-1352 m), au-

dessus des Marnes de Donzacq. La série est monotone jusqu'à son sommet, représentée par des marnes grises. Le contact entre les marnes et les Calcaires de Siest sus-jacents est net, d'après la rupture de pente des diagraphies gamma-ray et résistivité. La partie supérieure de la formation diffère donc de celle de la coupe de Miretrain où le passage est plus progressif, formée d'une alternance métrique de calcaires et de marnes.

Remarques : les Marnes de Donzacq et les Marnes de Miretrain se confondent dans la partie occidentale du bassin, en l'absence de séparation nette (sondage de Saint-Jean-de-Marsacq 1). Leur limite est cependant indiquée par un horizon

carbonaté de couleur plus clair que les Marnes de Donzacq (Szöts, 1964). Dans le sondage Poms 1 (fig. 14), on observe des bancs de calcaires graveleux à la base des Marnes de Miretrain, avec des foraminifères sessiles roulés (*Eorupertia*, "*Asanoïna*" *eocenica*, etc.). La partie inférieure de la Formation de Miretrain est formée de marnes grises d'une radioactivité plus faible que la Formation de Donzacq. La diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau vers le sommet, décrite précédemment, est confirmée dans tous les puits.

Les études biostratigraphiques montrent que cette formation correspond



à celle des Calcaires de Nousse, à la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille et aux Calcaires de Brassempouy à l'est, ces unités représentant cinq séquences de dépôt (fig. 13). La zone de transition se situe entre Dax et la ride Louer-Gaujacq (Le Pochat et Thibault, 1977). La plus grande fréquence des intercalations carbonatées, signalée dans les forages Garrosse 1 (fig. 12) et Villenave 1 et 2, indique le passage vers la plate-forme carbonatée, reconnue dans les puits des Landes-de-Siougos et sur l'Anticlinal de Créon (Platel, 1990 b ; fig. 12). Les Marnes de Miretrain passent latéralement aux Calcaires d'Aspremont (Boulanger, 1968) et aux Marno-calcaires de Saint-Barthélémy (Douvillé, 1905 ; Schaub, 1981) au sud, dans le Bas-Adour.

La partie supérieure des Marnes de Miretrain (les marnes gris foncé de la coupe-type) correspond aux Calcaires de Peyreblanque et aux Marnes de la Villa Marbella inférieures à l'ouest, sur la Côte des Basques. La nouvelle formation est envahie par les foraminifères remaniés du Crétacé à l'Yprésien, provenant de l'érosion de la chaîne pyrénéenne au sud, entre Cagnotte, Saint-Barthélémy et Cauneille.

Formation des Calcaires de Nousse

Auteurs : J.J. Burger *et al.*, 1945.

Synonymes : Couches à grandes nummulites (Burger *et al.*, 1945, *partim*), Calcaires crayeux de Sartou (Boulanger,

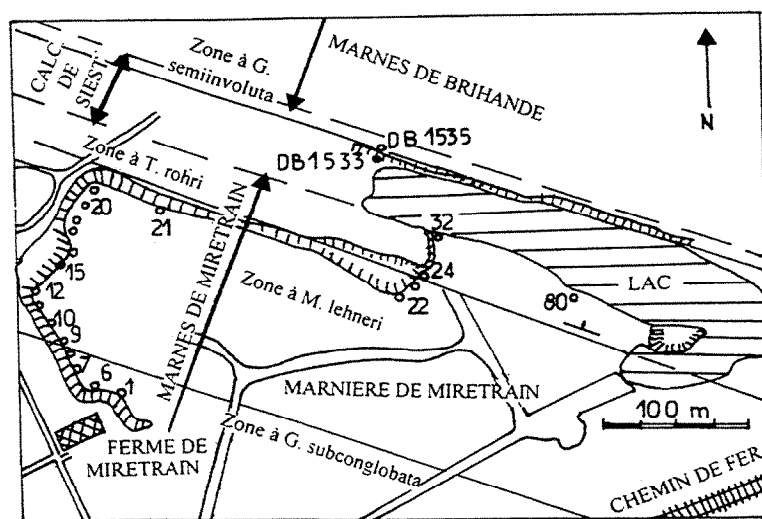


Fig. 11.- Coupe géologique et événements biostratigraphiques dans la marnière de Miretrain à Angoumé.

Fig. 11.- Geological section and biostratigraphic events in the Miretrain marlpit at Angoumé.

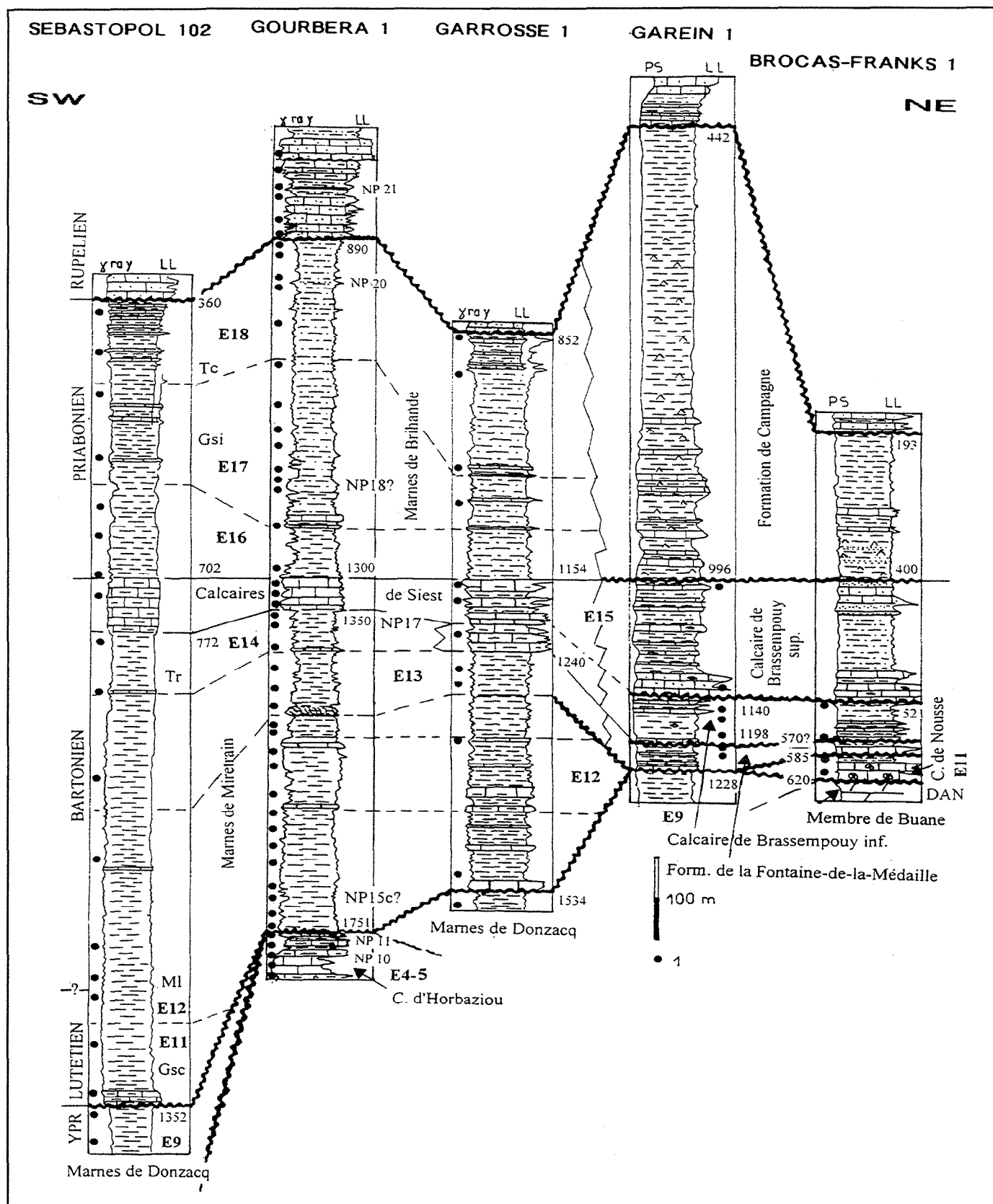


Fig. 12.- Profil de corrélation SW-NE de l'Eocène moyen et supérieur entre les forages Sébastopol 102 et Brocas-Franks 1. 1 : échantillons ; Gsc : Zone à *Globigerinatheka subconglobata* ; Ml : Zone à *Morozovella lehneri* ; Tr : Zone à *Truncorotaloides rohri* ; Gsi : Zone à *Globigerinatheka semiinvoluta* ; Tc : Zone à *Turborotalia cerroazulensis* s.l.

Fig. 12.- SW-NE correlation profile of the Middle and Upper Miocene between the Sébastopol 102 and Brocas-Franks 1 boreholes. 1: samples; Gsc: *Globigerinatheka subconglobata* Zone; Ml: *Morozovella lehneri* Zone; Tr: *Truncorotaloides rohri* Zone; Gsi: *Globigerinatheka semiinvoluta* Zone; Tc: *Turborotalia cerroazulensis* s.l. Zone.

1968), Couches de Sartou, Calcaire d'Arrimblar (Schaub, 1981).

Définition : calcaires et marnes néritiques à grands foraminifères (nummulites, assilines et discocyclines) qui se développent entre les Marnes de Donzacq et la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille plus gréseuse.

Remarques : les données paléontologiques publiées laissent supposer que les "Couches de Nousse" s.s. et les "Couches de Sartou" appartiennent au même intervalle de temps où le faciès "Nousse" représente un milieu infralittoral profond (transition vers les Marnes de Miretrain), tandis que le faciès "Sartou" appartient au milieu infralittoral plus proximal. Le Calcaire d'Arrimblar, plus récent, représente un milieu subrécifal.

Les "Couches à grandes nummulites" (Burger *et al.*, 1945) sont partiellement synonymes de cette unité. Ces auteurs ont utilisé des critères paléontologiques pour la définir, n'ayant pas observé de différences lithologiques notables entre les deux. Ils les définissent par "l'apparition de *Nummulites millecaput* Boubée puis *N. aturicus* Joly et Leymerie dans les niveaux à faciès lithologique rappelant les Couches de Nousse". Aucun stratotype n'a été désigné pour cet ensemble, ces auteurs se contentant d'énumérer un grand nombre d'affleurements où ces couches ont été observées.

La révision des affleurements mentionnés par Burger *et al.* (1945), appartenant aux "Calcaires de Nousse" et aux "Couches à grandes nummulites" a montré qu'une partie de ceux-ci appartiennent à l'Yprésien supérieur : fermes de Gas et de Jeangazé (Hottinger *et al.*, 1956 ; Kappelos et Schaub, 1973). On a également constaté que dans la coupe de Gibret, les niveaux à *Nummulites millecaput* (en réalité *N. alponensis* ; Schaub, 1981 ; Blondeau, 1983) correspondent à la partie médiane des coupes-types des Calcaires de Nousse. On peut donc conclure que les "Couches à grandes nummulites" recoupent plusieurs formations de l'Yprésien supérieur au Bartonien, d'après notre conception : Marnes de Donzacq, Calcaires de Nousse et Formation de la Fontaine-de-la-Médaille. Nous proposons donc l'abandon du terme, d'autant plus

que celui-ci n'est pas conforme aux règles de la nomenclature stratigraphique.

La Formation de Nousse est représentée par des calcaires argileux, parfois glauconieux à rares assilines dans sa localité-type, sur les pentes orientales du vallon de Lapartance, près de Nousse. Sa base était visible dans la marnière de Saint-Geours-d'Auribat, où un calcaire bioclastique blanc à nummulites et échinoïdes reposait sur les Marnes de Donzacq bathyales (Platel, 1990a ; Sztrákos, 1996).

Dans la coupe de Gibret (Boulanger, 1968 ; Le Pochat et Thibault, 1977 ; Blondeau, 1983), la Formation de Nousse surmonte les Marnes de Donzacq lutétiennes et débute par un calcaire argileux beige ou gris, glauconieux. Il passe verticalement à une série mameuse à nombreuses intercalations de calcaires bioclastiques plus durs. Cette partie est riche en *Assilina exponens* et *Nummulites alponensis*. Le Calcaire de Brassempouy supérieur repose sur ce niveau, avec une discordance angulaire.

Près de Caupenne, dans les environs de la ferme de Sartou, la formation est représentée par un calcaire crayeux à grands foraminifères et échinoïdes appartenant au faciès d'avant-barrière d'Armi. Le Calcaire d'Arrimblar, *nomen nudum* introduit par Schaub (1981), occupe une position stratigraphique plus élevée. Il est riche en polypiers à Cantau-le-Haut (Boulanger, 1968).

La Formation de Nousse surmonte les Grès de Grenade de la Zone à *Nummulites manfredi* dans les sondages des Landes-de-Siougos. Elle y débute par un calcaire argileux, gréseux à nummulites (Landes-de-Siougos 4 ; 979-999,7 m) et passe à des calcaires gréseux, grès et silts à alvéolines et *Orbitolites* vers le sommet (959-979 m ; fig. 15). Dans ce secteur (Landes-de-Siougos 8) et à Sorde-l'Abbaye (Herb et Schaub, 1963), le faciès "Nousse" apparaît au Lutétien basal, en équivalence avec les Marnes de Donzacq.

J.P. Platel (1990b) a observé un calcaire glauconieux à *Nummulites alponensis* à Lagrange (Anticlinal de Créon), reposant sur les grès de l'Yprésien moyen. Nous attribuons ce calcaire à la Formation de Nousse.

Formation de la Fontaine-de-la-Médaille

Auteur : H. Douvillé, (1905 ; Calcaires supérieurs de la Fontaine-de-la-Médaille).

Synonymes : Couches supérieures de Montfort (Douvillé, 1905 ; p. 55) ; Couches à grandes nummulites (Burger *et al.*, 1945 ; partie supérieure à *Nummulites aturicus*), Couches de Sarlatte (Deloffre, 1988).

Définition : alternance de calcaires gréseux et de marnes plus ou moins sableuses, représentant une séquence de dépôt entre les Calcaires de Nousse et les Calcaires de Brassempouy.

Remarques : le stratotype de la formation, les affleurements autour de la Fontaine-de-la-Médaille à l'ouest de Montfort-en-Chalosse, n'est plus accessible. On pouvait y voir, ainsi que dans la zone d'affleurement entre Préchacq (Jean-Blanc), Gamarde-les-Bains et Montfort-en-Chalosse, des marnes silto-sableuses dans lesquelles s'intercalent des calcaires gréseux à *Nummulites aturicus* et *Assilina exponens*.

Nous proposons de compléter la coupe-type par un parastratotype représenté par l'intervalle de 870 à 964 mètres du sondage Marpaps 1 (coordonnées Lambert : x=356,645, y=147,530, fig. 13 et 14). Cette coupe montre la totalité de la formation. Elle débute à 964 mètres par un banc de calcaire gréseux qui surmonte les Marnes de Miretrain. Ce banc évolue vers des argiles silteuses à nummulites (939-953 m), avec des intercalations de plus en plus fréquentes de calcaires packstones gréseux à pellets et à nummulites. La limite entre le dernier horizon calcaire et les Calcaires de Brassempouy inférieurs est franche (870 m). Les repères diagaphiques permettent de suivre ces niveaux jusqu'au puits Amou 1.

La Formation de la Fontaine-de-la-Médaille est formée de trois paraséquences dans les forages des Landes-de-Siougos. Dans le puits Landes-de-Siougos 2, elle surmonte en discordance les Grès de Grenade de la Zone à *Nummulites manfredi* (fig. 14 et 15). Plus à l'est, elle repose sur la Formation de Nousse érodée. Dans le

sondage Landes-de-Siougos 2, la base de la première paraséquence est formée de 16 mètres de calcaire bioclastique, glauconieux (998-1014 m). Il est suivi d'une alternance d'argile sableuse et de calcaire bioclastique à nummulites (958-998 m). Ce niveau appartient au faciès d'avant-barrière. La deuxième paraséquence débute par un grès calcaire argileux (944-958 m) et passe vers le haut à un calcaire blanc bioclastique (921-944 m). Cette unité se termine par un horizon argilo-gréseux (910-921 m), du faciès d'arrière-barrière. La troisième paraséquence est représentée par un calcaire blanc, gréseux dans sa partie inférieure (882-910 m). Les foraminifères infralittoraux à la base de ce lit sont roulés. La partie supérieure de la paraséquence est formée d'une argile sableuse dans laquelle s'intercalent des bancs de calcaire bioclastique (840-882 m). La Formation de Brassempouy repose sur la surface érodée de cette unité.

Les datations effectuées sur les sables littoraux du forage Clèdes 201 (450-514 m) montrent que ces niveaux sont les équivalents latéraux probables de la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille (fig. 7). Les calcaires grossiers, sableux à *Nummulites aturicus*, reconnus dans la coupe du Pas-de-Charlemagne à Sordel'Abbaye, correspondent également à cette formation (Herb et Schaub, 1963).

Formation des Calcaires de Brassempouy

Auteurs : J. J. Burger *et al.* (1945 ; Couches de la Grotte-de-Brassempouy).

Synonyme : Couches lagunaires (Burger *et al.*, 1945).

Définition : "calcaires massifs, de teinte crème, en gros bancs indistincts" à miliolites, *Nummulites brongiarti*, *Alveolina elongata* et *Orbitolites complanatus* (Burger *et al.*, 1945). Les Calcaires de Brassempouy sont formés de deux unités entre la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille et les molasses continentales priaboniennes.

Remarques : la localité-type de la formation se trouve dans le bois autour de la Grotte-du-Pape à Brassempouy. J.C. Mathelin (1988) y a décrit des calcaires packstones massifs, peu gréseux,

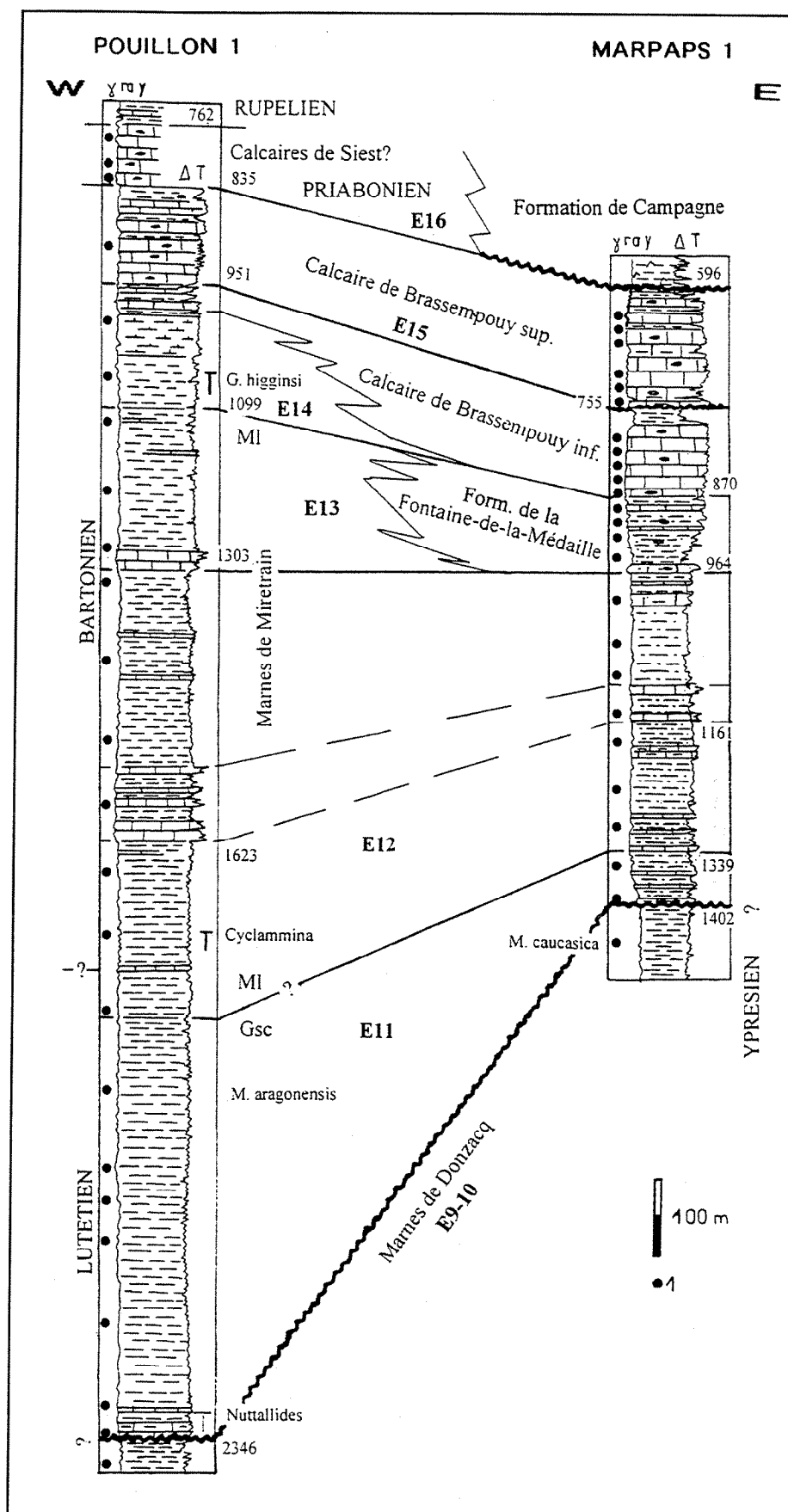
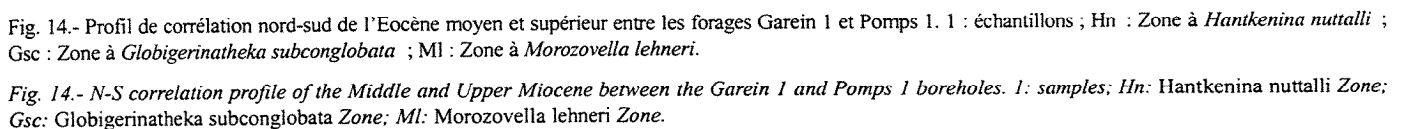


Fig. 13.- Corrélation de l'Eocène moyen et supérieur entre les forages Pouillon 1 et Marpaps 1. 1 : échantillons ; Gsc : Zone à *Globigerinatheka subconglobata* ; MI : Zone à *Morozovella lehneri*.

Fig. 13.- Correlation of the Middle and Upper Miocene between the Pouillon 1 and Marpaps 1 boreholes. 1: samples; Gsc: *Globigerinatheka subconglobata* Zone; MI: *Morozovella lehneri* Zone.



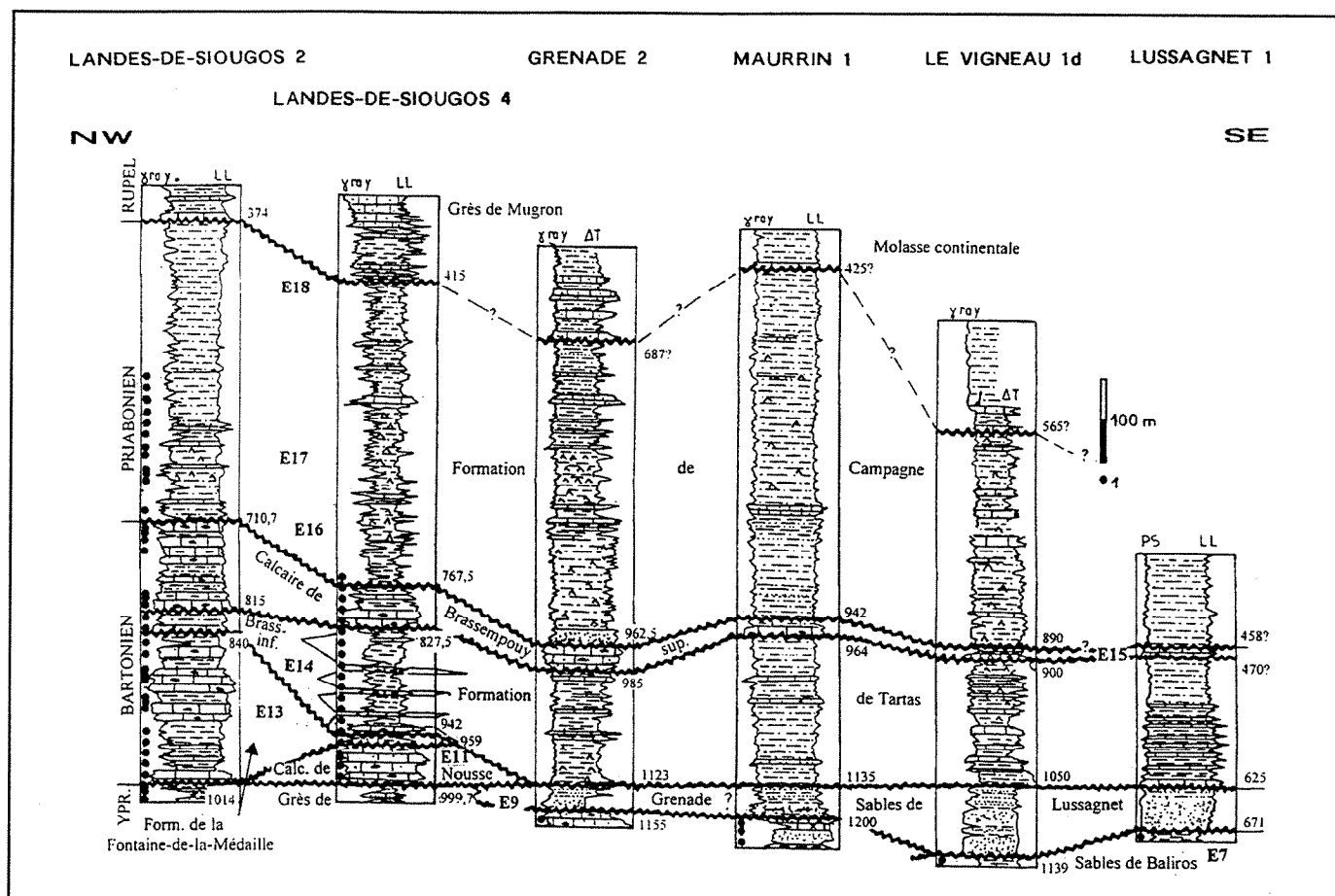


Fig. 15.- Profil de corrélation nord-ouest-sud-est de l'Éocène moyen et supérieur entre les forages Landes-de-Siougos 2 et Lussagnet 1. 1 : échantillons.

Fig. 15.- NW-SE correlation profile of the Middle and Upper Miocene between the Landes-de-Siougos 2 and Lussagnet 1 boreholes. 1 : samples.

épais de 50 mètres environ, contenant parfois des intraclastes et des pellets. Les bioclastes sont représentés par de grands foraminifères et des miliolides, des débris d'échinoïdes, de polypiers, et de mélobésiées. Les foraminifères sont souvent brisés et roulés. Les micro-ravinements sont fréquents entre les strates. Plus haut dans la coupe, sur le chemin qui va de la grotte à la route départementale, affleure un calcaire graveleux à miliolites et *Orbitolites*.

Le sondage Marpaps 1 proche offre la coupe complète de la formation, entre 596 et 870 mètres (fig. 13 et 14). La première unité de la formation que nous nommerons "Calcaire de Brassempouy inférieur", repose sur la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille avec une limite diagraphique nette. La série épaisse de calcaires qui suit est formée de calcaires packstones plus ou moins gréseux à pellets et à bioclastes (miliolites et alvéolines). Les nummulites y sont rares. Ce premier ensemble s'achève par un horizon d'argile grise, sableuse, pyriteuse

et ligniteuse, probablement lagunaire, avec des lits fins de grès calcaires à miliolites (755-774 m).

La deuxième unité, le "Calcaire de Brassempouy supérieur", débute par un calcaire bioclastique parfois très sableux à pellets et bioclastes (miliolites, alvéolines, etc). De petits bancs argileux apparaissent et deviennent de plus en plus fréquents vers le sommet. Ces calcaires s'achèvent par un niveau d'argile grise silteuse, à lignite où s'intercalent quelques bancs de calcaire peu sableux à bioclastes (596-609 m). L'ensemble est surmonté par des argiles jaunes, rarement bariolées, gypsifères, attribuables à la molasse priabonienne (Formation de Campagne).

Les deux unités de la Formation de Brassempouy se reconnaissent également dans le sondage Toulouzette 1 (fig. 14). La première repose sur les Marnes de Donzacq et débute par un calcaire blanc, crayeux, parfois sableux à bioclastes (*Alveolina*, *Nummulites* ; 906-942 m), puis vient une alternance d'argile grise,

silteuse et de grès à miliolites et rares nummulites (817-906 m).

La deuxième unité (639-817 m) débute également par des calcaires sableux bioclastiques à alvéolines, nummulites et miliolites qui s'enrichissent en argiles vers le sommet. La faune s'appauvrit progressivement en montant dans la coupe. Ainsi apparaissent des argiles et des calcaires beiges azoïques avec quelques intercalations à miliolites et à cérithes. La séquence se termine par un horizon à *Microcodium*, observé à 650 mètres. Cette zone pauvre en faune correspond aux "Couches lagunaires" que nous ne séparons pas des Calcaires de Brassempouy, parce qu'elles constituent le prisme de haut-niveau de la séquence, dans une série à sédimentation continue.

Les datations et les corrélations diagraphiques montrent que l'extension des deux unités n'est pas identique. La première est restreinte aux sondages autour de l'Anticlinal d'Audignon et du diapir de Bastennes-Gaujacq : Marpaps 1,

Nassiet 1, Brassempouy 201, Amou 1, Toulouzette 1. On l'a également reconnue dans les puits d'Estibaux 101 et de Clermont 1, au sud de Dax où elle passe progressivement aux Marnes de Miretrain. Elle a été également observée au nord du bassin : Landes-de-Siougos 2, Garein 1, Labrit 1 et 2, Brocas Franks 1 (fig. 12, 14 et 15).

L'aire de sédimentation de la seconde unité déborde celle de la première. Le Calcaire de Brassempouy supérieur surmonte les Calcaires de Nousse, avec une discordance angulaire à Gibret (Boulanger, 1957, 1968). Il débute par un calcaire packstone graveleux à *Nummulites boulangeri*, *Orbitolites*, *Fabiania cassis*, *Arenagula kerfornei* etc, suivi par des marnes sableuses à *Nummulites boulangeri*. La coupe de la Fontaine-de-Pédail à Horsarrieu (Fabre, 1939 ; Capdeville *et al.*, 1995 ; Capdeville, 1997) montre des argiles sableuses à *Alveolina elongata*, puis des calcaires à alvéolines et miliolites à la base et à spirolines au sommet, le tout surmontant les Marnes de Donzacq yprésiennes. Une coupe semblable a été observée dans le sondage Audignon 4 (75?-127 m ; fig. 6). Les calcaires à rares nummulites de cette unité reposent sur les sables littoraux à *Nummulites gr. aturicus* dans le sondage Clèdes 201 (356-450 m ; fig. 7).

Au nord-est du Bassin de l'Adour, le Calcaire de Brassempouy supérieur transgresse sur les molasses gypseuses (Formation de Tartas). Il occupe la partie orientale de l'Anticlinal des Landes-de-Siougos et se retrouve dans les sondages de géothermie Mont-de-Marsan et de Grenade-sur-l'Adour. Le lithofaciès change vers l'est : la formation est représentée par un grès calcaire à miliolites devenant argileux vers le sommet dans le puits Maurrin 1. L'horizon a encore été identifié dans le forage Le Vigneau 1d, correspondant aux calcaires biodétritiques entre 890 et 900 mètres (fig. 15).

Formation des Calcaires de Siest

Auteurs : M. Kieken et Cl. Thibault (1975), Calcaires à chapmanines de Siest.

Définition : calcaires plus ou moins sableux, biodétritiques (lithothamnées, serpules, bryozoaires, grands foraminifères), avec intercalations de marnes sableuses.

Remarques : le nom de la formation est modifié pour le rendre conforme aux règles de la nomenclature stratigraphique. La localité-type de la formation n'a pas été désignée. Ces calcaires couvrent le secteur entre Orist et Siest. Leur limite suit la vallée de Bassecq à l'est et disparaissent sous le Quaternaire à l'ouest, d'après la carte géologique de Saint-Vincent-de-Tyrosse à 1/50000. En plus des affleurements de la région-type, nous rattachons à cette formation les calcaires biodétritiques qui apparaissent entre les Marnes de Miretrain et les Marnes de Brihande, comme dans la marnière de Miretrain à Angoumé (fig. 11) et dans les sondages Géothermie Dax 1 (866-903 m), Sébastopol 102 (702-772 m) et Gourbera 1 (1300-1350 m) (fig. 12).

Formation des Marnes de la Côte des Basques

Sur la Côte des Basques à Biarritz, la transgression bartonienne débute par les Calcaires de Peyreblanque infralittoraux (Douvillé, 1905). La sédimentation se poursuit par une épaisse série de marnes, décrites sous le nom de Marnes de la Côte des Basques (Jacquot, 1864). Cette formation a été révisée par J.C. Mathelin et K. Sztrákös (1993) et découpée en plusieurs membres : Marnes de la Villa Marbella, Marnes de Péreira, Marnes des Bains et Calcaire de Cachaou. Les membres définis à Biarritz ne font pas l'objet ici d'une nouvelle description. Nous proposons d'inclure les Marnes de Brihande qui représentent le Priabonien épibathyal à circalittoral dans les environs de Dax, parmi les membres de cette formation.

Membre des Marnes de Brihande

Auteurs : M. Kieken et Cl. Thibault (1975).

Définition : "marnes gris bleu à gris terreux, piquetées de mouchetures blanches qui sont autant de débris de coquilles. Ce faciès est caractéristique du Bartonien (*sic*, actuellement Priabonien) du Bas-Adour" (Kieken et Thibault, 1975).

Remarques : D. Boulanger (1968) a noté que le nom "Marnes à faciès Brihande" est classique dans la littérature. Malgré cela, nous n'avons pas trouvé de publication avec une définition précise.

Nous considérons donc que M. Kieken et Cl. Thibault sont les auteurs de ce terme. La localité-type de la formation n'a pas été désignée. Les affleurements cités sont la ferme de Brihande, au sud-est de Siest (nom actuel : Bruhandi ; coordonnées Lambert : x=322,350, y=3.154,250) et le ruisseau Lespontes. Comme ce ruisseau traverse aussi bien les Marnes de Miretrain que les Marnes de Brihande, nous proposons la ferme de Brihande comme stratotype.

M. Kieken et Cl. Thibault (1975) font débiter ces marnes par une alternance de calcaires et de marnes affleurant près du Moulin-de-la-Tourelle, à 700 mètres au sud-est de la ferme de Brihande. Les marnes proprement dites, riches en globigérines et en petits foraminifères benthiques, couvrent une grande surface entre Pey et Heugas. Les faciès carbonatés sommitaux ne sont connus qu'en forage : Sébastopol 102, Gourbera 1, Garrosse 1, etc (fig. 12). Ils correspondent au Calcaire de Cachaou de la Côte-des-Basques (Douvillé, 1905 ; Mathelin et Sztrákös, 1993), aussi bien du point de vue du faciès que de l'âge.

Les Marnes de Brihande se rattachent aux termes supérieurs des Marnes de la Côte des Basques (Marnes de Péreira et Marnes des Bains ; Mathelin et Sztrákös, 1993), les affleurements et les sondages montrant la continuité des dépôts de Dax jusqu'à l'océan Atlantique. Nous considérons les Marnes de Brihande comme membre de la Formation de la Côte des Basques, représentant un milieu de sédimentation moins profond que les affleurements du même âge des environs de Biarritz.

Le passage latéral des Marnes de Brihande à la molasse continentale (Formation de Campagne) est rapide vers l'est : les puits Villenave 1 et 2 présentent une alternance de marnes et de calcaires infralittoraux, tandis que le sondage Landes-de-Siougos 2 traverse une série lacustre et lagunaire, versicolore, gypseuse, sept kilomètres plus loin vers le sud-est (fig. 14). Les calcaires gréseux à nummulites, connus sur l'Anticlinal de Roquefort (Platel, 1990b) et entre Saint-Martin-de-Seignanx et Sorde-l'Abbaye au sud (Kieken, 1973a ; Cahuzac, 1991), représentent la plate-forme carbonatée de la mer priabonienne.

Groupe des Sables de Lussagnet

Auteurs : Cousteau *et al.*, 1967.

Synonymes : Sables sous-molassiques, Sables inframolassiques, *auct.*

Stratotype : sondage Morlaàs 1, de 826 à 986 m (fig. 9). Coordonnées Lambert : x=391,219 ; y=3.117,567.

Définition : sables azoïques dans leur majorité, littoraux à supralittoraux, admettant quelques intercalations argileuses. Ils reposent sur les formations marines yprésiennes (marnes et grès à nummulites) et sont surmontés par les calcaires lacustres ou les marnes versicolores de la molasse continentale.

Description de la coupe-type (fig. 9) : les Sables de Lussagnet se développent progressivement à partir des Marnes de Gan, par l'apparition d'intercalations de grès gris, parfois glauconieux et pyriteux à grands foraminifères (*Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*). Les Sables de Lussagnet proprement dits commencent par un grès fin à ciment calcaire et se poursuivent par des sables roux, fins et moyens. On observe quelques passées d'argiles rougeâtres entre 930 et 941 mètres. Dans la partie supérieure de la formation, entre 826 et 882 mètres, se situe une succession d'argiles grises et ocre, de bancs de calcaire lumachelique à huîtres et de sables azoïques qui devient plus argileux vers le sommet. Les Sables de Lussagnet sont surmontés par un ensemble épais de 800 mètres, formé d'argiles ocre, de conglomérats polygéniques et de bancs fins de calcaire silicifié (Poudingue de Jurançon).

Remarques : dans la coupe-type, les Sables de Lussagnet peuvent être divisés en deux parties. Les niveaux inférieurs appartiennent au prisme de haut niveau des Marnes de Gan (Sables de Baliros). L'apparition des bancs à huîtres à partir de 882 mètres indique une nouvelle transgression que les datations permettent d'identifier avec celle des Marnes de Donzacq de la Zone NP13. Les nouvelles datations effectuées dans les rares niveaux fossilifères de ces sables azoïques dans diverses parties du bassin montrent que sous les appellations "Sables de Lussagnet" ou "Sables sous-molassiques" sont regroupés plusieurs corps sableux appartenant à autant de séquences de dépôt. Ils apparaissent dès l'Yprésien

inférieur dans les environs de Barbotan (G. Le Pochat, communication écrite) ; ils appartiennent à l'Yprésien moyen dans les environs de Pau (Sables de Baliros), à l'Yprésien supérieur dans le sondage de Morlaàs 1, au Lutétien basal et au Bartonien inférieur dans Clèdes 201 (équivalents des Grès de Grenade et de la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille ; fig. 7). Pour cette raison, nous proposons d'élever le terme "Sables de Lussagnet" au niveau du groupe, compte tenu du fait qu'il englobe de nombreuses formations entre l'Yprésien et le Bartonien.

Les Sables de Lussagnet occupent la partie orientale du Bassin de l'Adour, à l'est de la ligne jalonnée par les puits de Magenta, de Grenade, et les forages Clèdes 201, Boucoue 1, Morlaàs 1.

Groupe des Molasses d'Aquitaine

Les auteurs de l'Atlas géologique du Bassin d'Aquitaine (ESSO-Rep, SNPA, BRGM, 1974) ont désigné sous le nom "Molasses d'Aquitaine" l'ensemble des formations continentales à lagunaires du Paléogène des bassins ouest-aquitains. L'étude des coupes du Bordelais et de l'est du Bassin de l'Adour a montré qu'il ne s'agit pas d'un ensemble homogène, mais de plusieurs unités (Dubreuilh, 1989 ; Capdeville *et al.*, 1995), appartenant à autant de séquences de dépôt. Dans la zone étudiée ici, le faciès molassique, continental, lagunaire ou littoral, apparaît au Lutétien moyen au sud de Tarbes, dans le Sillon Nord-Pyrénéen. A la suite de la régression que l'on observe dès le Lutétien supérieur à l'ouest du Bassin de l'Adour, les faciès continentaux progradent vers l'ouest et occupent les environs de Pau (Poudingue de Jurançon ; Hourdebaigt *et al.*, 1986) et le Synclinal de Tartas, au cours du Bartonien. Elles recouvrent le bassin entre les anticlinaux d'Audignon et des Landes-de-Siougos pendant le Priabonien.

Nous proposons d'introduire quatre formations (dont trois nouvelles) pour la partie éocène des Molasses d'Aquitaine du Bassin de l'Adour :

- 1 - Formation de Calavante pour les dépôts lagunaires et littoraux lutétiens à bartoniens des environs de Tarbes ;
- 2 - Formation de Tartas pour les argiles bariolées et gypseuses bartoniennes du Synclinal de Tartas ;

3 - Formation des Poudingues de Jurançon pour les conglomérats bartoniens à priaboniens du Sillon nord-pyrénéen (cette formation ne sera pas traitée ici) ;

4 - Formation de Campagne pour les marnes et calcaires lacustres puis lagunaires, gypseuses du Priabonien, entre les structures d'Audignon et des Landes-de-Siougos.

Formation de Calavante

Définition : argiles grises, ocre ou bariolées et grès, parfois à débris coquilliers et conglomérats, entre les Sables de Baliros et une molasse gypseuse d'âge non déterminé.

Localité-type : sondage Calavante 1, 1942-2253 m (fig. 16). Coordonnées Lambert : x=425,028 ; y=3.103,285.

Description de la coupe-type : la description des déblais de ce sondage est assez sommaire. La formation est représentée par de nombreuses paraséquences granodécroissantes, conglomératiques d'abord (les conglomérats de calcaire et de quartzite sont plus fréquents à la base de la formation), puis gréseuses (les grès de couleur ocre sont plus fréquents au-dessus de 2200 m). Les argiles qui dominent dans la formation sont indurées, ocre à gris clair, silteuses, parfois à pyrite ou à gypse. Les intercalations fines de calcaire gréseux, gris et ocre, se rencontrent dans la partie supérieure de la formation et matérialisent sa limite supérieure.

Remarques : la coupe du puits de Calavante 1 a été mentionnée par J. Bouroullec *et al.* (1974). Les dépôts appartenant probablement à la Formation de Calavante ont été mentionnés par J. Schoeffler (1971), dans le forage Vieille-Adour 1. Cette coupe montre une série argilo-sableuse, les niveaux sablo-gréseux contenant des débris coquilliers indiquant des faciès de plage, entre 305 et 470 mètres environ. Il est probable que la Formation de Calavante soit présente dans les puits Jullian 1 et Ger 101, dans les parties attribuées aux "Sables de Lussagnet" ou à la "molasse", compte tenu de la grande épaisseur des faciès azoïques, mais ceci devra être vérifié par de nouvelles datations.

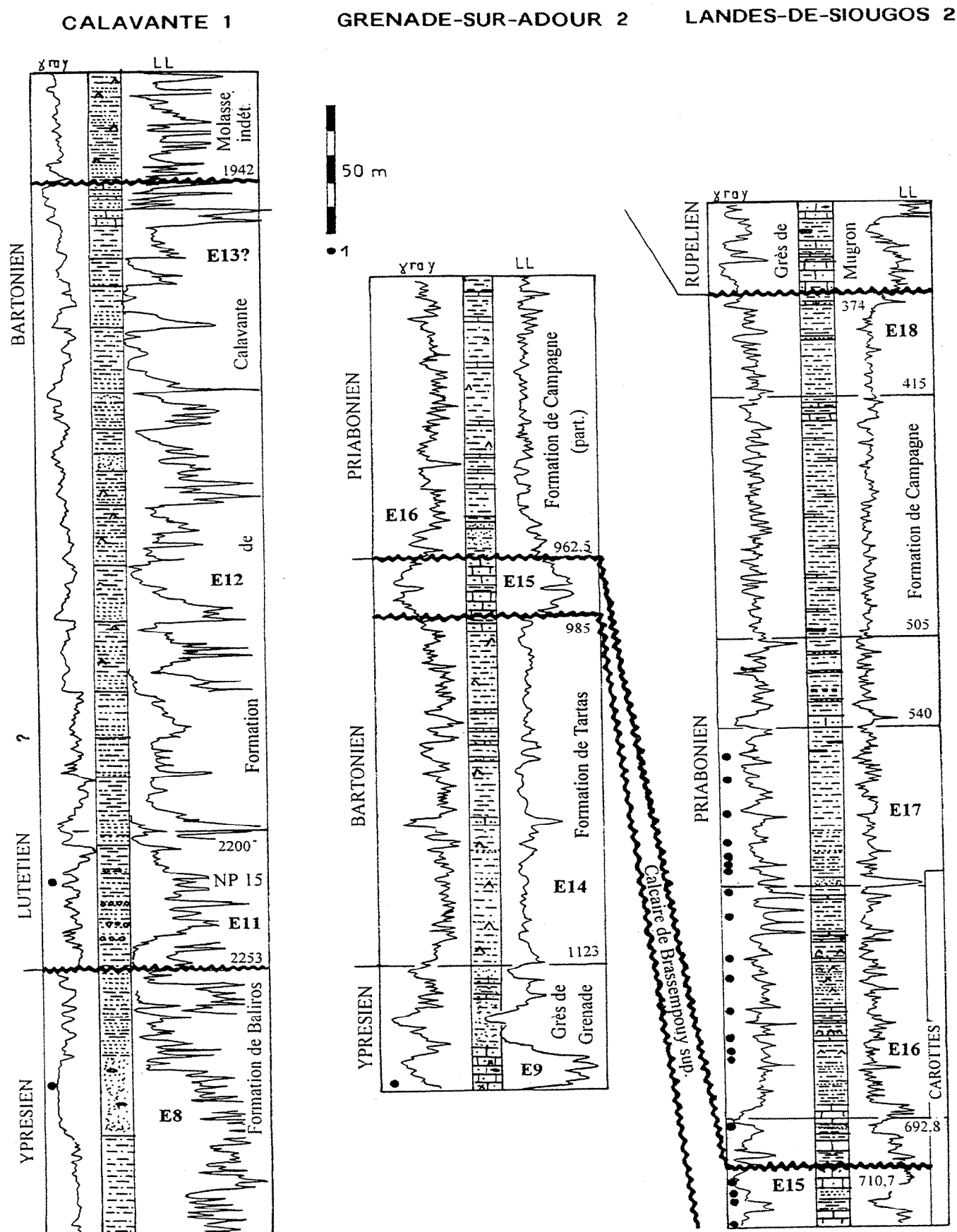


Fig. 16.- Coupes lithostratigraphiques des formations molassiques du Bassin de l'Adour. 1 : échantillons.

Fig. 16.- Lithostratigraphic sections of the molasse formations in the Adour Basin. 1: samples.

Formation de Tartas

Définition : argiles versicolores, gypseuses, à rares intercalations de grès et calcaires azoïques, contenant quelques niveaux à galets. Le faciès sidérolithique à concrétions ferrugineuses peut apparaître localement.

Localité-type : sondage Grenade-sur-Adour 2, 985-1123 m. Coordonnées Lambert : x=378,958, y=3.173,659 (fig. 15 et 16).

Description de la coupe-type : la description des déblais du forage Grenade-sur-Adour 2 est également sommaire. Au-dessus des Grès de Grenade vient la Formation de Tartas, après une lacune qui représente l'Yprésien sommital et le Lutétien. Elles sont formées d'argiles jaune-ocre à bariolées, gypsifères et parfois ligniteuses, de bancs de galets et de minces lits de calcaires argilo-gréseux. Elles sont surmontées par le Calcaire de Brassempouy supérieur.

Remarques : la Formation de Tartas passe progressivement au Calcaire de Brassempouy inférieur. Cette transition se situe entre les puits Grenade 2, Landes-de-Siougos 4 et 2. Au sondage Landes-de-Siougos 4, la molasse repose sur la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille érodée (fig. 14 et 15). Elle est formée d'une alternance d'argile ocre, kaki, verte, grise ou bariolée, de silts ocre et gris, de grès fin et de calcaire gris, bioclastique. Nous avons également observé dans ce sondage une couche à faciès sidérolithique à concrétions ferrugineuses, épaisse de 30 cm environ. Les calcaires et les argiles grises et ocre contiennent une microfaune de la plate-forme interne : *Arenagula kerfornei*, *Epistomaria separans*, *Lamellodiscorbis margaritaceus*, alvéolines, *Orbitolites*, etc., tandis que les niveaux versicolores en sont dépourvus. Le forage Landes-de-Siougos 2 montre uniquement les faciès infralittoraux du Calcaire de Brassempouy inférieur.

L'identification de la Formation de Tartas est possible entre le puits Landes-de-Siougos 4, Le Vigneau 1d et Mont-de-Marsan, où elles sont surmontées par le Calcaire de Brassempouy supérieur. La séparation de la Formation de Campagne est difficile plus à l'est, en l'absence de cette intercalation marine.

Formation de Campagne

Définition : dépôts lacustres et lagunaires, formés de calcaires et d'argiles vertes à charophytes, d'argiles versicolores, gypseuses et silteuses, entre le toit érodé du Calcaire de Brassempouy supérieur et les Grès de Mugron oligocènes.

Localité-type : sondage Landes-de-Siougos 2, 374-710,7 m (fig. 14 à 16). Coordonnées Lambert : x=354,903 ; y=3.183,448. Le sondage est situé sur la commune de Campagne.

Description de la coupe-type : le membre a été carotté entre 595 et 710,7 mètres. L'intervalle entre 374 et 595 mètres a été étudié à partir des déblais.

374-415 m : argile gris foncé à grise, fortement silteuse et sableuse ;

415-505 m : argile bariolée à prédominance jaune, très sableuse, minces niveaux de calcaire argileux, jaunâtre à kaki ; présence de lignite à la base de l'intervalle ;

505-540 m : argile grise, silteuse et sableuse, et petits lits de calcaire gréseux gris clair ; la pyrite est abondante à 525 m ;

540-602,8 m : argile jaunâtre, silteuse et sableuse ; à partir de 580 mètres, niveaux de sable fin et moyen, bien classé ;

602,8-688,4 m : grès argileux et argiles bariolées souvent gypsifères ; quelques bancs de calcaire bioclastique (charophytes, ostracodes et gastéropodes lacustres) ;

688,4-710,5 m : calcaire beige bioclastique comme ci-dessus, alternant avec des argiles bariolées, puis vertes à partir de 700,4 mètres et des grès fins ;

710,5-710,7 m : grès grossier à ciment argileux, reposant avec une limite nette sur un calcaire gréseux à miliolites du Calcaire de Brassempouy supérieur.

Remarques : la Formation de Campagne occupe la partie orientale du Bassin de l'Adour à l'est de la ligne jalonnée par les forages Garein 1, Landes-de-Siougos 2 et l'Anticlinal de Louer, occurrences partiellement mentionnées par F. Bea et M. Kieken (1971). Aux abords de l'Anticlinal

d'Audignon, elle surmonte le Calcaire de Brassempouy supérieur. La limite avec ce dernier peut être une surface d'érosion : J.J. Burger *et al.* (1945) ont trouvé des calcaires à miliolites remaniés à la base des calcaires lacustres, enrobés dans une marne verdâtre, faciès qui rappelle les argiles vertes de la base de la molasse, dans la coupe de Pédail (Capdeville *et al.*, 1995 ; Capdeville, 1997). La Formation de Campagne débute par des calcaires lacustres sur l'Anticlinal d'Audignon, et continue par des argiles bariolées, gypseuses.

Biostratigraphie

L'étude biostratigraphique des formations éocènes du Bassin de l'Adour repose sur la détermination de trois groupes : les nannofossiles calcaires (C. Müller), les nummulites (A. Blondeau) et les foraminifères planctoniques (K. Sztrákos). L'interprétation des paléoenvironnements a été établie à partir des foraminifères benthiques (K. Sztrákos), en se basant sur le modèle d'Arni pour les milieux infralittoraux (Decrouez et Lantero, 1979) et sur les publications de J.C. Mathelin et K. Sztrákos (1993) et K. Sztrákos (1996) pour les étages plus profonds. La datation des échantillons est souvent délicate à cause des remaniements, très importants dans les formations lutétiennes, comme dans le secteur entre Saint-Barthélémy et Peyrehorade ou bien à la base des Marnes de Miretrain, rendant la biozonation de l'intervalle des zones à *Acarinina pentacamerata* - *Morozovella lehneri* très difficile. En ce qui concerne les déblais de forage, les datations sont encore plus difficiles à cause des retombées. De plus, le volume des échantillons est très faible dans le cas des puits pétroliers, ceux-ci provenant des dépôts légaux de la Direction des Hydrocarbures. Malgré cela, l'étude des déblais de forage permet de guider les corrélations et d'éviter les erreurs grossières.

Nous avons utilisé les biozones de E. Martini (1971) pour les nannofossiles calcaires, celles de M. Toumarkine et H.P. Luterbacher (1985) pour les foraminifères planctoniques, les zones de L. Hottinger (1960) pour les alvéolines et celle de H. Schaub (1981) pour les nummulites. La figure 17 permet de situer les formations éocènes de l'Aquitaine dans l'échelle de ces biozones.

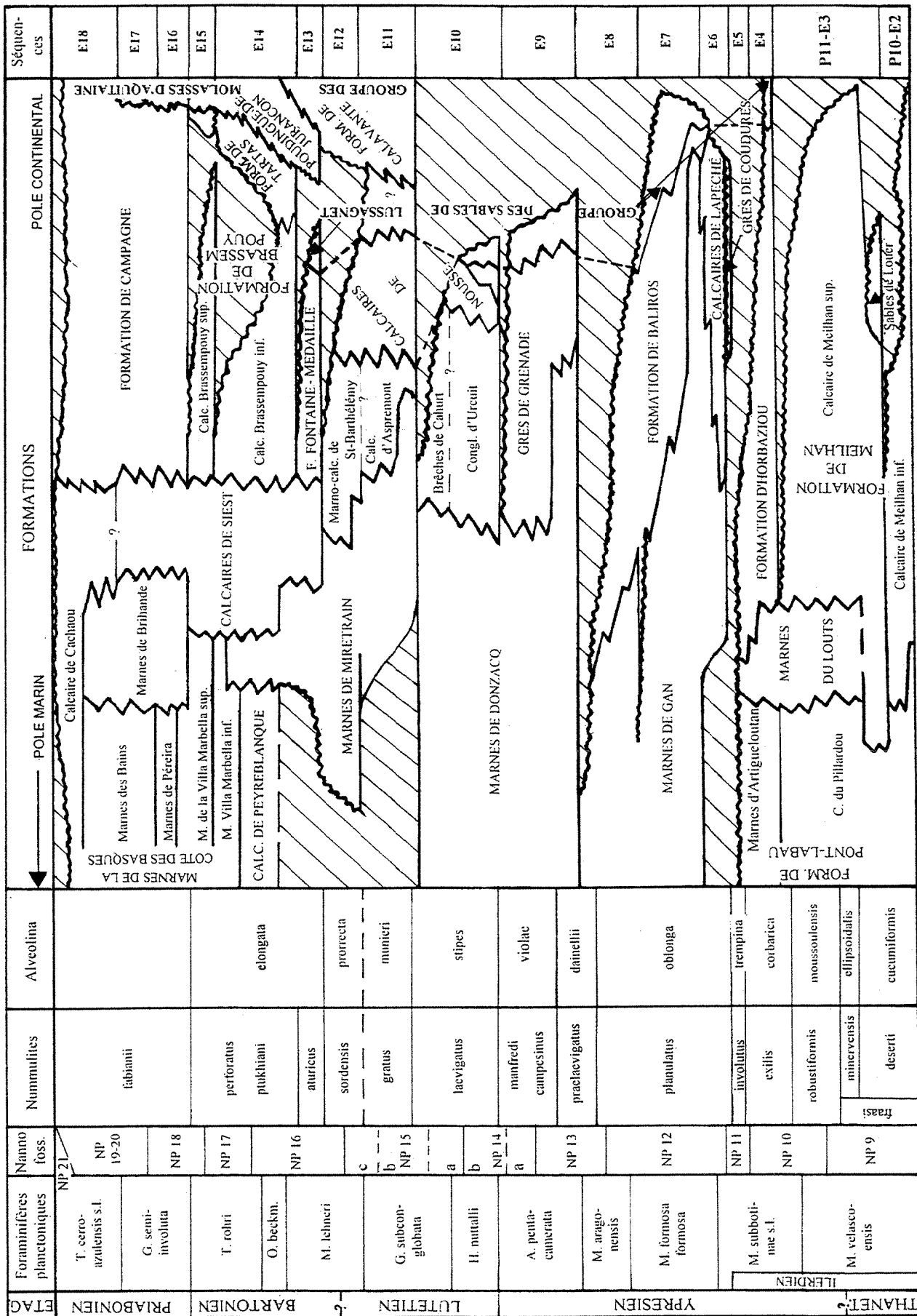


Fig. 17.- Corrélation et interprétation séquentielle des formations éocènes et de leurs membres dans le Bassin de l'Adour. En hachures, érosion ou non-dépôt.

Fig. 17.- Correlation and sequence interpretation of the Eocene formations and their members in the Adour Basin. Hachures represent erosion or non-deposition.

Formation du Louts

Le stratotype des Marnes du Louts a été attribué aux zones NP9 et à *Nummulites fraasi* par C. Kapellos et H. Schaub (1973) et H. Schaub (1981) ; mais D. Michoux (1988) a parallélisé ces marnes à la Zone NP10. Cependant, K. Sztrákös (1996) les a placées dans la Zone NP9, en suivant les indications de C. Kapellos et H. Schaub (1973). En présence de ces contradictions, nous avons repris l'étude de cette coupe.

Dans la coupe de Louer, une lacune d'observation sépare les Marnes du Louts du Calcaire de Meilhan supérieur, daté de la Zone NP9 dans l'affleurement le plus élevé (Sztrákös *et al.*, 1997). Les échantillons 2 à 5 (fig. 3), prélevés dans les Marnes du Louts, appartiennent à la partie supérieure de la Zone NP10 avec la nannoflore suivante : *Marthasterites contortus*, *M. tribrachiatum*, *Discoaster multiradiatus*, *D. diastypus*, *Coccolithus pelagicus*, *Toweius callosus*, *Markalius inversus*, *Braarudosphaera bigelowi* et *Chiasmolithus bidens*. Les nummulites trouvées ont déjà été signalées par C. Kapellos et H. Schaub (1973) : *Nummulites gamardensis* et *N. pontis*. Les foraminifères planctoniques indiquent la Zone à *Morozovella subbotinae* : *Acarinina coalingensis*, *A. nitida*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Morozovella gracilis*, *M. subbotinae*, *M. wilcoxensis*, *M. quetra*, *Subbotina linaperta*, *S. triangularis*. La même microfaune de foraminifères planctoniques est présente dans les sondages Sainte-Marie-de-Gosse 1 (750 m), Pouillon 1 (2665 m) et Clermont 7 (2454 m) (fig. 4). *Nummulites exilis* et *N. couisensis* ont été observés dans le forage Gamarde 1, à 340 et 350 mètres de profondeur (fig. 3). La nannoflore et les foraminifères planctoniques indiquent que les Marnes du Louts de la coupe de Louer correspondent à la Zone à *Nummulites exilis* (fig. 17). Ainsi, l'extension des espèces *N. gamardensis* et *N. pontis* doit être plus grande que cela a été admis par H. Schaub (1981) et J. Serra-Kiel *et al.* (1998) qui les limitent à la Zone à *N. fraasi*.

Dans le puits Laméac 1 (700 m, fig. 5), les Marnes du Louts contiennent une association de coccolithes de la Zone NP9 : *Discoaster multiradiatus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus kleinpellii*, *Coccolithus pelagicus*,

Cyclococcolithus robustus, *Sphenolithus anarrhopus*, *Toweius eminens* et *T. tovae*. Les nummulites sont représentées par des formes proches de *N. fraasi* (630 à 670 m).

Ces éléments permettent de placer les Marnes du Louts de la localité-type dans les zones à *Nummulites exilis*, à *M. subbotinae* et NP10. Les données des sondages montrent qu'elles apparaissent déjà dans la Zone à *N. fraasi* et dans la Zone NP9 (Laméac 1 ; fig. 5).

Formation des Calcaires d'Horbaziou

E. Jacquot et V. Raulin (1888) ont mentionné *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga* dans cette formation. H. Feinberg (1964) a signalé *Nummulites subexilis* sur les affleurements-types qu'il a placés dans le Paléocène. K. Sztrákös (1996) les a situés dans la Zone à *N. fraasi*, à cause de la confusion entre les Sables de Louer thanétiens (Ilerdien inférieur) et les Grès de Coudures yprésiens (Sztrákös *et al.*, 1997).

Nous avons repris l'étude des foraminifères de cette formation. La révision des illustrations de H. Feinberg (1964) a montré que ses *Nummulites subexilis* appartiennent en réalité à l'espèce *exilis*. Le sondage Audignon 4 (fig. 6) a livré *N. cf. spirectypus* à 452 et 458 mètres de profondeur, avec une faunule de petits foraminifères infralittoraux : *Eponides polygonus*, *Asterigerina bartoniana*, *Neorotalia tuberculata*, *Korobkovella sublobatula*, etc. *Assilina cf. leymeriei* et *Nummulites exilis* ont été déterminés dans le puits Audignon 6, à 607 et 615 mètres de profondeur. Les niveaux marnés au sommet de la formation contiennent des nannofossiles de la Zone NP11 dans le puits Gourbera 1 (1758 m ; fig. 12) : *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster binodosus*, *D. diastypus*, *D. barbadiensis*, *Ellipsolithus macellus*, *Toweius callosus*, *T. eminens*, *T. occultatus*, *Marthasterites tribrachiatum*, *Zygodiscus bramlettei*. L'échantillon de 1779,3 mètres appartient à la Zone NP10 : *Braarudosphaera bigelowi*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster binodosus*, *D. diastypus*, *D. multiradiatus*, *Marthasterites bramlettei*, *M. tribrachiatum*, *Sphenolithus moriformis*, *Toweius callosus* et *T. occultatus*. Les foraminifères planctoniques indiquent la Zone à *Morozovella subbotinae* : *M. subbotinae*, *M. aequa*, *M. formosa* (1765-1752 m).

La datation de la formation est difficile dans les synclinaux d'Arzacq et de Tarbes. Les Calcaires d'Horbaziou y sont recristallisés ou pulvérulents, comme dans les puits Lannecaube 1 et Boucoue 1 (fig. 8). *Nummulites cf. exilis robustus* et *Assilina cf. leymeriei* ont été observés dans le sondage Laméac 1 (570 m), au sommet des Calcaires d'Horbaziou gréseux (fig. 5).

Ces éléments permettent de placer la Formation d'Horbaziou dans l'Yprésien inférieur, dans les zones à *Nummulites exilis*, à *Morozovella subbotinae*, NP10 et à la base de la Zone NP11. La présence de la Zone à *Nummulites involutus* peut être envisagée autour de l'Anticlinal de Garlin où l'épaisseur de la formation atteint 100 mètres.

Formation de Pont-Labau

Membre des Marnes d'Artigueloutan

B. Peybernès *et al.* (1996) ont déterminé une microfaune de la Zone à *Morozovella subbotinae* sur les affleurements au sud de Pau. K. Sztrákös *et al.* (1997) ont publié une association de la même biozone du sondage Artigueloutan 101. La suite de la coupe de Pont-Labau, au sud de Gan, près de la ferme de Brusquetou (parastratotype potentiel), contient une faune riche à *Nuttallides* de l'étage épibathyal. Les foraminifères planctoniques indiquent la Zone à *M. subbotinae* : *Pseudohasigerina wilcoxensis*, *Globanomalina pseudoimmitata*, *Acarinina chascanona*, *A. nitida*, *A. primitiva*, *A. pseudotopilensis*, *A. soldadoensis*, *Morozovella aequa*, *M. gracilis*, *M. quetra*, *M. subbotinae*, *M. wilcoxensis*, *Subbotina patagonica* et *S. triangularis*. *Morozovella formosa* apparaît dans le milieu de la coupe et les formes proches de *M. lensiformis* dans sa partie supérieure. D'après E. Steurbaut (communication orale), le sommet de ces marnes appartient à la Zone NP11. Les nannofossiles calcaires du puits Calavante 1 (3310 et 3340 m ; fig. 8 et 9) indiquent la Zone NP10 : *Discoaster multiradiatus*, *Marthasterites tribrachiatum* et *M. cf. contortus*. H. Schaub (1981) a attribué le sommet des marnes calcaires d'Orignac, en Bigorre, aux zones à *Nummulites involutus* et *Alveolina trempina*.

Ces données montrent que les Marnes d'Artigueloutan ont le même âge que les formations des Calcaires d'Horbaziou et des Marnes du Louts (Zone à *N. exilis* et probablement base de la Zone à *N. involutus*, Zone à *M. subbotinae*, partie supérieure de la Zone NP10 et base de la zone NP11).

Formation des Grès de Coudures

Nous considérons les Grès de Coudures comme les dépôts de bas-niveau, en partie estuariens (Capdeville, 1997), sous les Calcaires de Lapêche. Il est donc possible qu'ils appartiennent à l'extrême base de la Zone à *Nummulites planulatus* ou mieux, au sommet de la Zone à *N. involutus* (fig. 17).

Formation des Calcaires de Lapêche

D'après les données de H. Feinberg (1964), les niveaux de base de cette formation ("Couches de Sarraziet") contenaient des alvéolines appartenant à la Zone à *Alveolina corbarica* dans la région-type (Sztrákó, 1996). Nous n'avons pu réviser la faune des coteaux de Sarraziet à cause du mauvais état de conservation de leurs alvéolines. L. Hottinger (1960) a déterminé *A. cf. oblonga* et *A. coudurensis* dans la carrière de Lapêche proche, au sommet des calcaires à alvéolines. Les forages Audignon 4 et 6 ont livré *Alveolina oblonga*, *A. indicatrix* et *Glomalveolina minutula* au-dessus des Grès de Coudures, association qui définit la Zone à *Alveolina oblonga* (fig. 6 et 7). Les mêmes espèces proviennent du forage d'eau Lannecaube 1, dans les calcaires de base transgressifs sur la surface probablement karstifiée des Calcaires d'Horbaziou (pertes en forage à 585 m).

Les calcaires à alvéolines passent progressivement aux calcaires à nummulites sus-jacents qui, dans la carrière de Lapêche, appartiennent aux zones à *N. planulatus* et NP12 (Schaub, 1981).

Les Calcaires de Lapêche des sondages des Landes-de-Siougos ont été placés dans la partie supérieure de la Zone NP12 (Sztrákó, 1996), à cause de la présence de *Discoaster barbadiensis*, espèce apparaissant dans la partie médiane de la Zone NP12, d'après

K. Perch-Nielsen (1985). Or, cette espèce existe déjà à la base de la zone dans la coupe du Louts. Il est donc probable que ces calcaires aient le même âge que ceux de la carrière de Lapêche.

Une faune caractérisant la Zone à *N. planulatus* a été observée dans les puits Audignon 4, 6 et Lannecaube 1 avec : *N. planulatus*, *N. pustulosus*, *N. parvus* et *N. subramondi*.

Formation des Marnes de Gan

La faune des Marnes de Gan a été l'objet de nombreuses études depuis le milieu du XIX^e siècle. Les travaux anciens sont cités par L. Carez (1904) et Y. Gubler et R. Pomeyrol (1946). Les recherches effectuées depuis les années soixante ont permis de les placer dans l'échelle des biozones d'alvéolines, de foraminifères planctoniques, de grands foraminifères benthiques et de nannofossiles calcaires.

L. Hottinger (1960) a observé la Zone à *A. oblonga* dans les Marnes de Gan.

Les nummulites de cette formation ont été l'objet des publications de C. Kapellos et H. Schaub, (1973, 1975) et de H. Schaub (1981). La majeure partie de celles-ci appartient à la Zone à *N. planulatus* (affleurements d'Acot, de Berdoulou, marnière de la tuilerie de Gan). Les affleurements de Bosdarros sont situés plus haut dans la série, à la limite des zones à *N. planulatus* et à *N. praelaevigatus*.

A. Hillebrandt (1965) a déterminé la Zone à *Morozovella formosa formosa* aux fermes d'Acot et Berdoulou, et à la limite des zones à *M. aragonensis* et *Acarinina pentacamerata* dans la marnière de Gan. Les gisements de Bosdarros étaient rattachés à la dernière biozone. La présence des formes intermédiaires vers *M. caucasica* permet de situer les marnes de Bosdarros au sommet de la Zone à *M. aragonensis* (Hillebrandt, 1965). Les marnes de la tuilerie de Gan ont été placées ultérieurement dans la Zone à *Morozovella aragonensis* (Luterbacher, 1969 ; Hillebrandt, 1975) et dans la Zone P9 par W. H. Blow (1979). Cet auteur mentionne *M. caucasica* et *Acarinina pentacamerata aspensis* dans cet affleurement. La Zone P9 de W. H. Blow correspond en partie à la Zone P8 de

W.A. Berggren et K.G. Miller (1988) et à la Zone à *Morozovella aragonensis* de M. Toumarkine et H.P. Luterbacher (1985). Dans les dix échantillons que nous avons étudiés de cet affleurement, nous n'avons pu observer les espèces citées par W.H. Blow. Seules les formes typiques de *Morozovella aragonensis* et les formes de transition vers *M. caucasica* ont été trouvées, accompagnées par *Acarinina pentacamerata pentacamerata*, *A. coalinensis*, *A. broedermanni*, *A. soldadoensis soldadoensis*, *A. soldadoensis angulosa*, *Turborotalia cf. griffinae*, *Guembelirioides lozanoi*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*.

Les données concernant les nannofossiles calcaires proviennent des publications de C. Kapellos et H. Schaub (1973, 1975), de P.J. Bigg (1982), de C. Seyve (1984) et de D. Nolf (1988). Elles concordent pour placer la partie inférieure des Marnes de Gan dans la Zone NP12 et la partie supérieure dans la zone NP13. D'après E. Steurbaut (communication orale), la sédimentation des Marnes de Gan débute dans la Zone NP12 non basale, compte tenu des observations faites sur la route de Gan à Rébénacq où les derniers échantillons des Marnes d'Artigueloutan appartiennent encore à la Zone NP11 et l'association de la Zone NP12 apparaît 100 mètres plus au nord, au niveau de la maison Bourbon. W.G. Siesser et D. T. Dockery (1985) ont déterminé la Zone NP14 dans la tuilerie de Gan, à cause de la présence de *Rhabdosphaera inflata*. A la vue des illustrations de ces auteurs, la détermination de cette espèce nous paraît extrêmement douteuse.

La base des Marnes de Gan appartient à la Zone NP11 dans la coupe de Louer (Kapellos et Schaub, 1973). K. Sztrákó (1996) a placé ces niveaux dans la Zone à *Morozovella subbotinae*. La révision récente de cette coupe a confirmé ces datations. Toutefois, la proximité de la Zone NP12 peut être supposée dans sa partie supérieure (échantillons 9 et 10 ; fig. 3), malgré l'absence de *Discoaster lodoensis*, avec *D. kuepperi*, *D. barbadiensis*, *Sphenolithus radians*, *Chiasmolithus solitus* (rare), *Transversipontis pulcher*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Sphenolithus anarropus*, *Zygodolithus dubius*, *Ellipsolithus macellus* et *Cyclococcolithus formosus*.

La partie appartenant à la Zone NP11 (échantillons 6 à 8) contient *Coccolithus pelagicus*, *Campylosphaera dela*, *Toweius callosus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster diastypus*, *D. binodosus*, *Markalius inversus*, *Rhabdosphaera solus* et *Ellipsolithus macellus*.

H. Schaub (1981) n'a observé que *Nummulites* cf. *spirectypus* dans cette coupe. Nous avons trouvé *Operculina* cf. *ammonea* dans l'échantillon 6 et *N. planulatus* dans les échantillons 7, 8 et 10, comme D. Boulanger (1968). De plus, *Nummulites* cf. *irregularis* et *Operculina* cf. *marinelli* étaient présents dans l'échantillon 10.

Les Marnes de Gan de la région d'Audignon appartiennent aux zones NP12, à *N. planulatus* et à *Morozovella formosa formosa* (Szöts, 1964 ; Toumarkine in Boulanger et al., 1967 ; Schaub, 1981 ; Bigg, 1982 ; Sztràkos, 1996).

Les Marnes de Gan traversées dans les sondages Poms 1 (2275?-2313 m), Marpaps 1 (1684-1718 m), Toulouzette 1 (1199-1233 m), Estibeaux 101 (1486?-1550 m), Clermont 7 (2405-2432 m ; fig. 4), Saint-Jean-de-Marsacq 1 (776-801 m) ont été datées de la Zone à *Morozovella formosa*, avec *M. aragonensis*, *M. gracilis*, *M. subbotinae*, *Acarinina nitida*, *A. pseudotopilensis*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*. La Zone NP12 a été déterminée dans les puits Lourine 1 (1410 et 1370 m, fig. 6) et Clèdes 201 (992 m ; fig. 7). La Zone NP13 était également représentée dans ce dernier, à 832 mètres, avec *Nummulites planulatus*.

Plus au sud, dans les sondages Lannecaube 1, Arbus 2, Boucoue 1 (fig. 7 et 8), Théze 301, Meillon 1, Calavante 1 et Libaros 1 (fig. 8 et 9), les zones à *N. planulatus*, à *M. formosa formosa*, à *M. aragonensis*, NP12 et NP13 sont présentes, conformément aux affleurements des Marnes de Gan du Sillon nord-pyrénéen.

La sédimentation des Marnes de Gan commence ainsi dans les zones NP11 et à *M. subbotinae*. *Nummulites planulatus*, marqueur de la biozone du même nom, apparaît quelques mètres au-dessus de la base de la formation à Louer et se poursuit jusqu'au sommet. Les zones à *M. formosa formosa* et NP12 ont été déterminées dans sa partie médiane, les

zones à *M. aragonensis* et NP13 dans sa partie supérieure. Le début de la sédimentation est un peu plus tardif près de Pau qu'à Louer, se situant déjà dans la Zone NP12.

Formation des Sables de Baliros

Les Sables de Baliros n'ont pas été datés dans leur localité-type. Les sondages proches de ce secteur (Meillon 1, Morlaàs 1 ; fig. 9) montrent un passage progressif des Marnes de Gan vers les Sables de Baliros. Nous avons trouvé l'association de la Zone à *Nummulites planulatus* au sommet des Marnes de Gan dans le sondage Morlaàs 1 (1034 et 1043 m) : *N. burdigalensis burdigalensis*, *N. planulatus*, *Assilina placentula* et à Meillon 1 (322 et 338 m) : *A. cf. plana*, *N. planulatus*. Cela laisse supposer que les Sables de Baliros sus-jacents soient les équivalents du niveau de Bosdarros des Marnes de Gan qui correspond à la limite des zones à *N. planulatus* et *N. praelaevigatus*.

Les grès observés à Lagrange (Anticlinal de Créon ; Platel, 1990b), contenant *Nummulites* cf. *increscens*, *N. rotularius* et *Operculina marinellii*, se rattachent à la base de la Zone à *N. planulatus*.

Cette formation a été également datée dans les sondages Maurrin 1, Lacquy 101, Barrau 1, Le Vigneau 1, Lussagnet 1, Nogaro 1, Buret 1, Haget 1, Losse 1, Libaros 1 et Calavante 1 (fig. 6 à 9).

L'association pauvre de nannofossiles calcaires du sondage Calavante 1 (2410 m) appartient probablement à la Zone NP13 : *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Discoaster lodoensis*, *Sphenolithus radians* et *Transversopontis pulcher*. Les échantillons des sondages mentionnés, pauvres en petits foraminifères benthiques, ont livré un grand nombre de grands foraminifères : *Operculina karreri*, *Assilina placentula*, *Nummulites planulatus*, *N. rotularius*, *N. burdigalensis*, *N. pustulosus*, *N. parvus*, *N. parvulus*, parfois avec *Alveolina oblonga*. Cette association définit la Zone à *N. planulatus* et ses équivalentes. Les quelques foraminifères planctoniques, trouvés à la base de la formation dans le forage Losse 1 (495-512 m), indiquent la Zone à *M. formosa formosa* : *M. aragonensis*, *Acarinina chascanona*, *A. nitida*, *A. wilcoxensis*, etc.

En revanche, nous ne disposons pas de données concernant l'âge des grès azoïques qui surmontent les grès à grands foraminifères de la Formation de Baliros en sédimentation continue dans la partie orientale du Bassin de l'Adour.

Formation des Marnes de Donzacq

La biostratigraphie des Marnes de Donzacq a été récemment revue par K. Sztràkos (1996). Les études bibliographiques et les datations anciennes ont permis de les placer dans les zones NP13 et NP14, zones à *Acarinina pentacamerata*, à *Nummulites praelaevigatus* et à *N. manfredi* (Hay, 1964 ; Luterbacher 1969 ; Kapellos et Schaub, 1973, 1975 ; Schaub, 1981 ; Bigg, 1982 ; Nolf, 1988). De nouveaux travaux ont permis de préciser l'âge des limites de la formation.

Dans leur zone d'extension, les Marnes de Donzacq reposent sur les Calcaires de Lapèche ou sur les Marnes de Gan, très érodés. La Zone à *Morozovella aragonensis* est systématiquement absente. Le dépôt des Marnes de Donzacq commence dans la Zone à *Acarinina pentacamerata*. Ceci est attesté par la présence de *Morozovella caucasica* dès la base de la formation (Marpaps 1, 1680 m ; Toulouzette 1, 1180 m ; Pouillon 1, 2595 m ; fig. 4). Cette espèce apparaît au sommet de la Zone à *M. aragonensis* d'après M. Toumarkine et H. P. Luterbacher (1985) et marque la limite inférieure de la biozone éponyme de J.I. Canudo et E. Molina (1992). *Planorotalites palmerae* était présent dans la partie basale des Marnes de Donzacq aux Landes-de-Siougos (Sztràkos, 1996), indicateur de la Zone P9 de W. A. Berggren et al. (1995).

La partie supérieure de la formation a été datée dans les niveaux les plus élevés de la marnière de Saint-Geours-d'Auribat. La Zone NP14b y a été reconnue avec les espèces suivantes : *Chiasmolithus grandis*, *C. solitus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Discoaster barbadiensis*, *D. distinctus*, *D. sublodoensis*, *D. wemmelensis*, *Helicosphaera lophota*, *H. seminula*, *Reticulofenestra* cf. *umbilica*, *Rhabdosphaera creber*, *R. inflata*, *R. morionum*, *R. perlongus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. radians*, *Transversopontis pulcher* et *Zygrhablithus bijugatus*. La

marnière de Nousse appartient à un niveau proche, à la limite NP14-NP15 d'après C. Kapellos et H. Schaub (1973) et P.J. Bigg (1982). Un échantillon prélevé dans cette marnière (DB930) contient *Morozovella aragonensis*, *M. caucasica*, *M. spinulosa*, *Acarinina pentacamerata*, et *Turborotalia cerroazulensis frontosa*, association ne permettant pas de séparer les zones à *Acarinina pentacamerata* et à *Hantkenina nuttalli*. Ces données remettent en cause la datation de K. Sztrákos (1996 ; Zone à *Acarinina pentacamerata*). Il s'agit plutôt de la Zone à *Hantkenina nuttalli*, mais les marqueurs font défaut. La ressemblance de la faune de foraminifères benthiques laisse supposer que la marnière de Montfort-en-Chalosse appartient au même niveau. L'horizon le plus élevé du secteur à l'est de Dax a été observé dans la vallée du Louts à Louer (DB75). Les marnes de cette localité contiennent une association composée de *Morozovella aragonensis*, *M. caucasica*, *Turborotalia cerroazulensis possagnoensis*, *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* et *Hantkenina dumblei*, définissant la partie médiane de la Zone à *H. nuttalli*.

D'après leur microfaune, les marnes reconnues dans les marnières de Gascon et de Lesperon (DB124, 125, 1556) correspondent aux dépôts de la marnière de Nousse et contiennent la même microfaune, partiellement signalée par D. Boulanger (1968) : *Morozovella aragonensis*, *M. caucasica*, *Turborotalia griffinae*, *T. cerroazulensis frontosa*, sans *T. cerroazulensis possagnoensis*. P.J. Bigg (1982) y a trouvé *Chiasmolithus gigas*, indicateur de la Zone NP15b. Ceci permet de situer la fin de la sédimentation des Marnes de Donzacq dans la partie inférieure de la Zone NP15b, correspondant à la partie supérieure de la Zone à *Nummulites laevigatus*.

Formation des Grès de Grenade

Les Grès de Grenade ont été placés dans les zones à *Nummulites praelaevigatus* et à *N. manfredi* par K. Sztrákos (1996). La présence de la deuxième biozone a été effectivement observée dans les sondages des Landes-de-Siougos, tandis que celle de la première a été déduite à partir des corrélations diagrammiques. Nous avons pu étudier récemment la microfaune du stratotype de

la formation, le puits Grenade-sur-Adour 2 (fig. 10). Les échantillons de 1230, 1250 et 1270 mètres ont livré *Nummulites burdigalensis*, *N. partschi*, *N. pustulosus* et *Assilina placentula*, indiquant la Zone à *Nummulites praelaevigatus*, en l'absence de *N. planulatus*. La même faune a été observée dans le forage Maurrin 1 (1210 et 1230 m). Au-dessus, dans le sondage de Grenade (1170, 1190 et 1200 m), apparaissent *N. manfredi*, *N. campesinus* et *N. burdigalensis cantabricus* qui permettent de rattacher cette partie du forage à la Zone à *N. manfredi*.

Les calcaires à huîtres, les marnes et sables azoïques du forage Morlaàs 1, qui constituent la partie supérieure des Sables de Lussagnet (826-882 m, fig. 9), ont été datés de la Zone NP13 et correspondent donc aux Grès de Grenade infralittoraux (862 m) : *Discoaster barbadiensis*, *D. lodoensis*, *Discoasteroides kuepperi*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *C. gammatum* et *Zygrhablithus bijugatus*.

Des sables en grande partie azoïques du sondage Clèdes 201, reposant en discordance sur les Sables de Balirós, ont livré *Nummulites* cf. *gallensis* à 572 mètres (fig. 7). Cette espèce a été signalée du sommet de la Zone à *N. manfredi* à la partie médiane de la Zone à *N. laevigatus* par H. Schaub (1981).

Les Grès de Grenade appartiennent donc à l'Yprésien supérieur au nord de l'Anticlinal d'Audignon et à un niveau proche de la limite Yprésien/Lutétien au sud. Ainsi, ils correspondent à la totalité des Marnes de Donzacq.

Formation des Marnes de Miretrain

La coupe-type des Marnes de Miretrain (fig. 11), la marnière du même nom, a été étudiée par E. Szöts (1964), D. Boulanger (1968, 1971), P.J. Bigg (1982) et C. Mancion (1985). Nous avons repris cette coupe à partir des échantillons de D. Boulanger que nous avons complétés par notre collecte. C. Mancion (1985) a observé l'intervalle des zones à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* et à *Truncorotaloides rohri*, NP15 à NP17, sans pouvoir mettre en évidence la Zone à *Orbulinoides beckmanni*, biozone qui n'a été formellement identifiée qu'à

Cauneille dans le Bassin aquitain (Szöts, 1973b). La coexistence de *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* et d'une nannoflore de la Zone NP17 indique la Zone à *Truncorotaloides rohri* dans les marnes gris foncé du sommet de la formation.

Les datations effectuées sur les échantillons du sondage de Sébastopol 102 montrent que les Marnes de Miretrain débutent dans la Zone à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* (1278 et 1328 m ; fig. 12) : *Morozovella aragonensis*, *Globigerinatheka subconglobata*, *G. mexicana*, *G. index*, *Turborotalia griffinae*, *T. cerroazulensis frontosa*, *T. cerroazulensis possagnoensis* et *Globorotaloides carcosellensis*. Les échantillons suivants ont été attribués à la Zone à *Morozovella lehneri*, en l'absence de *M. aragonensis* (1218-846 m). *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* apparaît dans l'échantillon de 1050 mètres. La partie sommitale de la formation pourrait être rattachée aux zones à *Orbulinoides beckmanni* ou à *Truncorotaloides rohri*, si *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* de l'échantillon de 786 mètres n'est pas retombée. Les Calcaires de Siest sus-jacents appartiennent à la Zone à *T. rohri*.

La base des Marnes de Miretrain est probablement hétérochrone. Elle se situe dans la Zone à *G. subconglobata subconglobata* au sud du bassin : Poms 1, Marpaps 1, Estibeaux 101, Clermont 7, Pouillon 1, Géothermie Dax 1, Saint-Jean-de-Marsacq 1 (fig. 13 et 14), comme dans les stratotypes. Elle se place dans la Zone à *M. lehneri* et au sommet de la Zone NP15 (c ?) dans le sondage Gourbera 1, en discordance sur les marno-calcaires yprésiens de la Zone NP11. *Reticulofenestra* cf. *umbilica*, *Rhabdosphaera gladius* et *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* étaient présentes à la base des marnes. Les Marnes de Miretrain débutent dans la Zone à *M. lehneri* dans les puits Magescq 1, Laborde 1, Léon 2, Garrosse 1 (fig. 12), Soustons 1 et 2, attributions basées sur l'absence de *M. aragonensis*. La conséquence de cette transgression plus tardive est la plus forte érosion des formations sous-jacentes. Les Marnes de Miretrain reposent sur les Marnes de Donzacq plus ou moins érodées dans les puits de Garrosse 1, Magescq 1, Soustons

1 et 2, sur les Calcaires de Lapêche dans Laborde 1, sur les Calcaires d'Horbaziou altérés dans Gourbera 1 et sur le Thanétien dans le sondage Léon 2.

Formation des Calcaires de Nousse

Seule *Assilina exponens* a été observée dans la localité-type de la formation, près de Nousse (Hottinger *et al.*, 1956), espèce connue dans les zones à *Nummulites gratus* et à *N. sordensis* d'après H. Schaub (1981). Les autres localités de la formation situées dans la Chalosse de Montfort citées par ce dernier auteur (Nousse, ferme de Crouts, Bastennes, ferme de Lasserre, Donzacq, NW d'Arrimblar), contiennent cette espèce en abondance. Un échantillon de calcaire à assilines, pris à Nousse (tranchée du chemin de fer près de la carrière de Mourt ; DB118), et un autre, provenant du ruisseau de la Taillade près de Gamarde-les-Bains (calcaire argileux, glauconieux ; DB290) ont livré *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, *G. mexicana mexicana*, *Guembeltrioides higginsii* et *Turborotalia cerroazulensis frontosa*.

Dans la coupe de Gibret, G. Le Pochat et Cl. Thibault (1977) et A. Blondeau (1983) mentionnent *Nummulites gr. gallensis-uranensis* et *N. irregularis* des calcaires argileux de base, la dernière espèce étant probablement remaniée. *Assilina exponens* et *Nummulites alponensis* apparaissent plus haut, marquant la Zone à *N. gratus*. A. Blondeau (1983) a trouvé *N. cf. aturicus* au sommet de la formation, dans une lumachelle à *Assilina exponens*. Nous avons étudié les petits foraminifères de nombreux échantillons provenant des niveaux à *Nummulites alponensis*. Nous avons déterminé de sa partie inférieure *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* et *G. mexicana mexicana*, association identique à celle de l'échantillon DB118 de Nousse. *Globigerinatheka index index* et *G. mexicana barri* apparaissent un peu plus haut dans cette coupe. Les deux dernières formes sont connues à partir de la partie supérieure de la Zone à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* (Toumar-kine et Luterbacher, 1985).

Les affleurements de Sartou ont été placés dans la Zone à *Nummulites gratus* par H. Schaub (1981). L. Hottinger (1960) y a déterminé *Alveolina munieri*. P.J. Bigg

(1982) a observé ici *Chiasmolithus gigas* et *Rhabdosphaera gladius*, le premier définissant la Zone NP15b. La faune de foraminifères planctoniques était trop pauvre pour permettre une datation précise. Le "Calcaire d'Arrimblar" sus-jacent appartient à la Zone à *N. sordensis*.

La présence de *Nummulites gallensis*, *N. cf. uranensis* et *Assilina cf. tenuimarginata* dans les calcaires et les grès argileux du puits Landes-de-Siougos 8 (689-725 m), transgressifs sur les silts de la Zone à *Nummulites manfredi*, laisse supposer qu'ils sont équivalents de la partie lutétienne des Marnes de Donzacq et appartiennent à la Zone à *Nummulites laevigatus* basale. Les calcaires du même âge ont été observés dans la coupe de Sorde-l'Abbaye (Herb et Schaub, 1963).

Dans d'autres sondages des Landes-de-Siougos (LS 4, LS 7), la Formation de Nousse, correspondant au stratotype, débute par des calcaires à *Nummulites alponensis*, *N. cf. laevigatus*, *N. cf. gallensis*. Les nannofossiles calcaires indiquent la Zone NP15b : *Chiasmolithus gigas*, *C. grandis*, *C. solitus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Helicosphaera seminula*, *Reticulofenestra umbilica*, *Dictyococcites dictyodus*, *Discoaster barbadiensis*, *Markalius inversus*, *Rhabdosphaera morionum*, *Sphenolithus moriformis*, *S. furcatolithoides*, *S. radians*, *S. pseudoradians* et *S. spiniger* (Landes-de-Siougos 4, 988,5 et 995,8 m ; fig. 15). La formation, épaisse de 30 à 80 mètres dans ce secteur, contient *Nummulites beneharnensis* (Zone à *N. gratus*) dans sa partie supérieure.

Ces données permettent de situer la base des Calcaires de Nousse à la base de la Zone à *Nummulites laevigatus*. Les niveaux les plus élevés appartiennent à la Zone à *N. sordensis*. Les foraminifères planctoniques indiquent les zones à *Globigerinatheka subconglobata subconglobata* ou à *Morozovella lehneri* dans la partie médiane de la formation, difficiles à séparer en l'absence de *M. aragonensis*.

Formation de la Fontaine-de-la-Médaille

La Formation de la Fontaine-de-la-Médaille appartient à la Zone à *Nummulites aturicus* (Douvillé, 1905 ; Hottinger *et al.*, 1956 ; Schaub, 1981).

E. Szöts (1964, 1973a) l'a placée dans la Zone à *Morozovella lehneri*. Les nannofossiles calcaires indiquent la Zone NP16 (Schaub, 1981).

L'étude du sondage Landes-de-Siougos 2 (fig. 14 et 15) a permis un découpage biostratigraphique plus fin. *Nummulites aturicus* est la seule nummulite présente près de la base de la formation (978,7 m), comme dans la localité-type, tandis que l'apparition de *N. cf. biarritzensis*, *N. bullatus* et *N. millecaput* indique la partie supérieure de la Zone à *N. aturicus* (860 m). Les nannofossiles calcaires appartiennent probablement à la Zone NP16 : *Reticulofenestra umbilica*, *Dictyococcites dictyodus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus floridanus*, *Lanternithus minutus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Ericsonia fenestrata*, *Sphenolithus moriformis*, *S. spiniger*, et *Helicosphaera seminula*, accompagnées de nombreux remaniements du Crétacé. La coexistence de *Guembeltrioides higginsii*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa* et *T. cerroazulensis pomeroli*, en l'absence de *Morozovella aragonensis*, définit la Zone à *M. lehneri*, aussi bien dans ce forage que dans le stratotype. *Nummulites aturicus* était présent dans le sondage Marpaps 1, parastratotype de la formation, à 900 et 920 mètres (fig. 14).

Formation des Calcaires de Brassempouy

J.J. Burger *et al.* (1945) et H. Schaub (1981) ont observé *Nummulites biarritzensis*, *Alveolina elongata* et *A. fusiformis* dans le stratotype, indiquant les zones à *Nummulites perforatus* et *Alveolina elongata* du Bartonien. J.C. Mathelin (1988) y a collecté de plus : *Nummulites brongniarti*, *N. discorbinus*, *N. incrassatus*, *N. perforatus* et *N. ptukhiani*. La microfaune du sondage Landes-de-Siougos 2 est proche de celle-ci : *N. perforatus*, *N. ptukhiani* et *A. cf. elongata* ont été déterminés dans la partie inférieure de la coupe, entre 815 et 840 mètres (fig. 14 et 15).

Le Calcaire de Brassempouy inférieur contient *Nummulites perforatus* dans le sondage Marpaps 1, à 830 et 850 mètres (fig. 14). *N. cf. boulangeri* apparaît au sommet de l'unité, avec *A. elongata*, à 790 mètres. Le Calcaire de Brassempouy

supérieur renferme *N. cf. boulangeri* et *N. anomalus*. *N. striatus* a été déterminé dans cette unité dans les puits des Landes-de-Siougos, avec une nannoflore de la Zone NP17 qui contient *Criboecentrum reticulatum*, *Lanternithus minutus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Coccolithus pelagicus* et *Cyclicargolithus floridanus* (Landes-de-Siougos 2, 710,7-815 m ; fig. 14 et 15).

H. Schaub (1981) a placé les marnes silteuses de la coupe de Gibret dans le Priabonien, à cause de la présence de *N. boulangeri*. Or, cette espèce provient des Marnes de la Villa Marbella de la coupe de Biarritz (Mathelin et Sztrákos, 1993) où elle est limitée à la partie supérieure de la Zone à *Truncorotaloides rohri*. Il est donc probable que les marnes de Gibret, tout comme les calcaires graveleux sous-jacents à *Alveolina fusiformis* (Hottinger, 1960) qui contiennent la même espèce d'après nos observations, appartiennent au Calcaire de Brassempouy supérieur.

Les données actuellement disponibles montrent donc que la totalité des Calcaires de Brassempouy appartient à la Zone à *N. perforatus*. L'essentiel de la formation livre une nannoflore de la Zone NP17, mais il est probable que le membre inférieur commence dans la partie supérieure de la Zone NP16, compte tenu des renseignements fournis par les intercalations marines de la Formation de Tartas du sondage Landes-de-Siougos 4 (fig. 15). Le dépôt pourrait se poursuivre jusqu'à la base du Priabonien, là où les faciès lagunaires sont bien développés comme dans le forage Toulouzette 1 (fig. 14).

Formation des Calcaires de Siest

D. Boulanger (1968), ainsi que M. Kieken et Cl. Thibault (1975) citent une microfaune hétéroclite, avec *Nummulites aturicus* et *N. striatus*. La révision de la faune des différents affleurements appartenant à la formation montre que les Calcaires de Siest regroupent plusieurs unités carbonatées, du Bartonien au Priabonien.

Ainsi, H. Schaub (1981) a trouvé un calcaire à *Nummulites meneghini* dans le lit du ruisseau du Bassecq, près de Siest (Zone à *N. aturicus*). G. Less (1987) a observé une faune de discocyclines du

Bartonien supérieur dans deux affleurements près de Siest, avec *N. cf. perforatus*. Nous avons déterminé une microfaune de la Zone à *Globigerinatheka semiinvoluta* dans la carrière de Lassalasse (DB183) : *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *T. cf. opima nana*, *Globigerinatheka index index* et *G. mexicana barri*. Cette dernière espèce disparaît dans la Zone à *Globigerinatheka semiinvoluta* (Toumarkine et Luterbacher, 1985). B. Cahuzac et J. Roman (1984) placent un échantillon pris dans cette carrière dans les zones NP19/20 et à *Turborotalia cerroazulensis* s.l.

Les Calcaires de Siest de la marnière de Miretrain ont été datés par D. Boulanger (1968, 1971), par C. Mancion (1985), puis par J. Roman et B. Cahuzac (1992). Les deux dernières publications les placent dans les zones NP17 et à *Truncorotaloides rohri*.

La révision des échantillons de D. Boulanger, prélevés pour sa publication de 1971 (fig. 11), a permis de mettre en évidence la partie supérieure de cette biozone, représentée probablement par des sédiments condensés, ainsi que la Zone à *Globigerinatheka semiinvoluta*. La présence de *Truncorotaloides rohri* et *Globigerinatheka index tropicalis* indique la Zone à *T. rohri* supérieure dans l'échantillon DB1533. L'abondance de *Globigerinatheka semiinvoluta*, en l'absence de *Truncorotaloides*, définit la biozone de ce nom dans l'échantillon DB1535.

Les Calcaires de Siest du sondage Sébastopol 102 appartiennent à la Zone à *T. rohri*. *Globigerinatheka index tropicalis* marque sa partie supérieure à 726 mètres (fig. 12). Les marnes sus-jacentes sont priaboniennes, de la Zone à *G. semiinvoluta*. Les calcaires du forage Gourbera 1 appartiennent à la Zone à *T. rohri*, d'après les échantillons pris entre 1310 et 1350 mètres de profondeur.

Formation des Marnes de la Côte des Basques

Membre des Marnes de Brihande

La partie basale des Marnes de Brihande, connue au Moulin-de-la-Tourelle (Kieken et Thibault, 1975 ; DB108) appartient déjà à la Zone à

Globigerinatheka semiinvoluta du Priabonien ; nous avons noté le marqueur de la zone, en plus de *G. index index*, *G. index tropicalis*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *Subbotina tripartita*, etc. Les différents affleurements de ces marnes, étudiés dans les environs de Pey, Orist, Heugas, Cagnotte, appartiennent à la Zone à *G. semiinvoluta*.

La faune de cette formation et la limite Eocène-Oligocène ont été étudiées dans le puits Gourbera 1 (fig. 12), à partir des échantillons de déblais. La Zone à *G. semiinvoluta* y occupe l'intervalle de 1050 à 1300 mètres environ, avec *G. semiinvoluta*, *G. mexicana*, *G. index index*, *G. index tropicalis*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli*, *T. cerroazulensis cerroazulensis*, *T. cerroazulensis cocoaensis*, *Subbotina eocaena*, *S. cryptomphala*, *S. tripartita*, etc. Les formes de transition vers *Turborotalia cerroazulensis cunialensis* ont été trouvées dans les échantillons entre 1050 et 1150 mètres, comparables à celles observées dans la coupe de Biarritz, à Lou-Cachaou (Mathelin et Sztrákos, 1993). Les foraminifères benthiques indiquent une paléobathymétrie constante (domaine circalittoral).

Les associations changent à partir de la base de la Zone à *Turborotalia cerroazulensis* s.l., entre 1000 et 1050 mètres de profondeur. Elles s'appauvrissent en petits foraminifères et la quantité des grands foraminifères augmente, en relation avec la diminution de la paléobathymétrie. Les foraminifères planctoniques deviennent rares, représentés par *T. cerroazulensis cocoaensis*, *Subbotina eocaena*, *S. linaperta*, *Globorotaloides suteri* et *Pseudohastigerina micra*. *Almaena taurica* et *Uvigerina moravia* apparaissent à partir de 955 mètres, d'abord avec des formes primitives devenant typiques vers le haut. La présence d'*Almaena taurica* évoluée indique que la coupe de Gourbera est plus complète que celle de Lou-Cachaou. La limite Eocène-Oligocène a été placée à l'horizon où disparaissent les discocyclinidés (890 m). Ceci correspond en même temps à un changement lithologique, avec l'apparition des lits gréseux. Nous supposons un court arrêt de sédimentation à cette limite, les associations faunistiques étant les mêmes de part et d'autre de celle-ci. Les grands foraminifères et *Uvigerina moravia* sont

présents, indiquant une paléobathymétrie légèrement supérieure à 50 mètres (Mathelin et Sztrákos, 1993). *Nummulites bouillei* a été observé à 890 et à 845 mètres. *N. fichteli* et *N. vascus* sont présents à 810 mètres de profondeur.

Les nannofossiles calcaires montrent un Eocène supérieur élevé, probablement la partie supérieure de la Zone NP20, à 939,5 mètres de profondeur : *Coccolithus pelagicus*, *Criboecentrum reticulatum* (très rare), *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Dictyococcites dictyodus*, *Discoaster tani nodifer*, *Ericsonia subdisticha*, *Helicosphaera compacta*, *H. reticulata*, *Ismolithus recurvus*, *Laternithus minutus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus moriformis*, *S. predistentus* et *Zygrhablithus bijugatus*. La Zone NP21 (Oligocène inférieur) a été déterminée dans l'échantillon de 823,7 mètres, avec l'association suivante : *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclococcolithus formosus*, *Dictyococcites dictyodus*, *Ericsonia fenestrata*, *E. subdisticha*, *Helicosphaera compacta*, *H. reticulata*, *Laternithus minutus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus moriformis* et *Zygrhablithus bijugatus*.

Groupe des Molasses d'Aquitaine

Formation de Calavante

La Formation de Calavante a été placée dans les zones NP15 et NP16, voire NP17 par J. Bouroullec *et al.* (1974 ; tabl. 1 et 2), en milieu intertidal, à partir des rares nannofossiles calcaires observés dans le puits Calavante 1. Nous avons étudié un échantillon de cette unité, provenant de sa base (2220 m ; fig. 16). Il contient une flore pauvre de nannofossiles calcaires de la Zone NP15. Cette attribution est basée sur la présence de *Chiphramalithus alatus*. Les autres espèces observées sont *Cyclococcolithus formosus* et *Zygrhablithus bijugatus*. Ceci confirme la datation des auteurs cités et met en évidence la lacune qui la sépare des Sables de Baliros sous-jacents, représentant les séquences de dépôt des Marnes de Donzacq.

Formation de Tartas

La Formation de Tartas a pu être datée grâce aux intercalations marines du sondage Landes-de Siougos 4 (fig. 15).

Dans ce puits, la molasse repose probablement sur la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille qui contient *Nummulites* cf. *aturicus* dans le forage Landes-de-Siougos 7 proche. Elle est surmontée par le Calcaire de Brassempouy supérieur (fig. 15 et 16). Les échantillons de 891,7, 920,9, 929,4 et 939,5 mètres, appartenant à la Formation de Tartas, ont livré une association de coccolithophoridés de la Zone NP16 : *Sphenolithus furcatolithoides*, *S. spiniger*, *Reticulofenestra umbilica*, *Dictyococcites dictyodus* et petits *Criboecentrum* cf. *reticulatum*. *Arenagula kerfornei* est présente dès la base du membre. *Nummulites brongniarti* et *N. biarritzensis* ont été déterminés dans sa partie supérieure.

Formation de Campagne

La Formation de Campagne contient des gastéropodes et des ostracodes lacustres, des charophytes dans les puits des Landes-de-Siougos (fig. 14 à 16). Nous n'avons déterminé que ces dernières dans le sondage Landes-de-Siougos 2. *Psilochara bitruncata*, *P. polita* et *Sphaerochara parvula* indiquent le Priabonien inférieur dans les échantillons entre 560 et 699,7 mètres (zones à *Gyrogonia tuberosa* et à *Harrisichara vasiformis-tuberculata* de J. Riveline *et al.*, 1996). Nous ne sommes pas certains que les argiles ocre observées dans le puits Lannecaube 1, au-dessus des sables sous-molassiques, appartiennent à la Formation de Campagne. Leur flore est composée de *Sphaerochara hirmeri*, *Harrisichara tuberculata tuberculata* et *H. tuberculata cristata* de 107 à 210 mètres. Cette association indique les zones à *Stephanochara vectensis* et *S. pinguis* du Priabonien supérieur et du Rupélien basal et pourrait appartenir à la séquence de dépôt d'une molasse oligocène encore non différenciée.

Corrélations à l'échelle du Bassin sud-aquitain et interprétation séquentielle

La datation des formations en affleurement et dans les forages apporte le cadre stratigraphique régional permettant de réaliser les corrélations à travers tout le Bassin sud-aquitain depuis la Côte Atlantique jusqu'aux confins du Béarn et de la Bigorre (fig. 2 et 17).

Nous avons également établi les corrélations avec les affleurements continus du Comminges aux Corbières et au Bas-Languedoc à partir des sondages du Bassin de Tarbes (fig. 1). Dans la région à l'est de la Bigorre et jusqu'au Bas-Languedoc, les travaux détaillés de P. Freytet (1970), J.C. Plaziat (1972, 1984, 1986), M. Massieux *et al.* (1981), B. Crochet (1991), Y. Tambareau (1995) et Y. Tambareau *et al.* (1995) ont été repris pour proposer une interprétation séquentielle de l'Eocène sud-aquitain.

Nous nous sommes servis des travaux de J.I. Canudo *et al.* (1991) et de V. Pujalte *et al.* (1994) pour établir des corrélations avec les bassins sud-pyrénéens. De plus, nous comparons l'histoire séquentielle du Bassin sud-aquitain avec celle du Bordelais (fig. 27), et du Bassin parisien (Gély et Lorenz, 1991) afin de discerner les événements géodynamiques locaux, régionaux ou à l'échelle d'une plaque tectonique. Cette histoire séquentielle confirme et précise les corrélations établies par C. Cavelier (1979, 1987) et par J.C. Plaziat (1975, 1983). La comparaison a été effectuée avec les périodes de maximum transgressif, plus faciles à corréler que les limites de séquence de dépôt, bien connues pour leur diachronisme.

Depuis le Comminges jusqu'aux Corbières, une mise en eau progressive, à la fin du Thanétien, avec le dépôt de marnes et de calcaires argileux marque une période de transgression. Ainsi, la séquence de dépôt P11-E3 (zones à *M. velascoensis* et à *M. subbotinae* (*partim*), partie supérieure de la Zone NP9 et Zone NP10, zones à *N. fraasi*, à *N. robustiformis* probable et à *N. exilis* (*partim*), zones à *A. cucumiformis*, à *A. ellipsoidalis*, à *A. moussoulensis* et à *A. corbarica* (*partim*) (Sztrákos *et al.*, 1997), est fortement rétrogradante et atteint la région de Carcassonne.

En revanche, la mer se retire de la région à l'est du Seuil de Lannemezan dès la fin de l'Yprésien inférieur (Illeudien supérieur) tandis qu'elle persiste dans le Bassin de l'Adour tout au long de l'Eocène moyen et supérieur et même à l'Oligocène. Les affleurements de l'Eocène, à l'est du Seuil de Lannemezan, n'étant pas rigoureusement parallèles aux zones isopiques, les faciès infralittoraux profonds persistent jusqu'à la séquence de

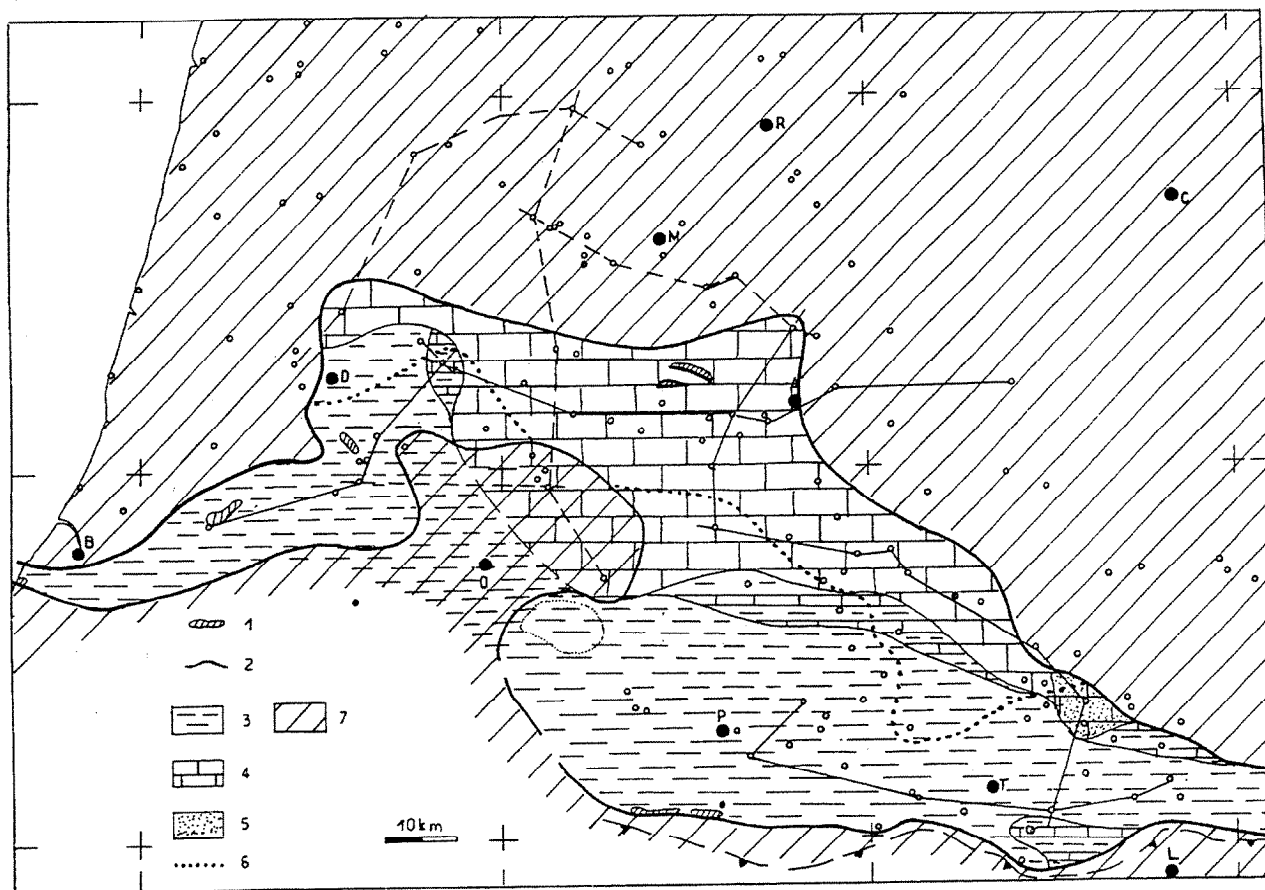


Fig. 18.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E4 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite de l'extension de l'Yprésien inférieur ; 3 : bassin (Marnes du Louts et d'Artigueloutan) ; 4 : plate-forme carbonatée (Calcaires d'Horbaziou) ; 5 : plate-forme silico-clastique ; 6 : Limite d'extension des séquences E4-E5 ; 7 : lacune d'érosion des séquences E4.

Fig. 18.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E4 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of the Early Ypresian; 3: basin ('Marnes du Louts' and 'Marnes d'Artigueloutan'); 4: carbonate shelf ('Calcaires d'Horbaziou'); 5: siliciclastic shelf; 6: extensional limit of sequences E4-E5; 7: erosional gap of Sequence E4.

dépôt E5 sur les flancs de l'Anticlinal de Dreuilhe et dans la région de Bagnères-de-Bigorre, tandis que dans le Plantaurel et les Corbières occidentales ces mêmes faciès n'existent que dans la séquence de dépôt E4 ; en revanche, l'Eocène du Bas-Languedoc est exclusivement continental (Plaziat, 1986).

La séquence de dépôt E4 (Zone à *M. subbotinae partim*, partie supérieure de la Zone NP10 et base de la Zone NP11, partie médiane des zones à *N. exilis* et à *A. corbarica*).

Cette séquence a une grande extension dans tout le bassin comme la séquence P11-E3 précédente (fig. 18). Elle est représentée par des calcaires bioclastiques qui montrent un approfondissement de la tranche d'eau depuis des calcaires glauconieux à alvéolines jusqu'à des calcaires argileux à discocyclines (Calcaires d'Horbaziou ; fig. 5 à 8). Ces

calcaires deviennent gréseux au sommet au nord-est de Tarbes (Laméac 1). Cette évolution séquentielle sera identique dans la séquence E5. Dans le Bassin de l'Adour et le Sillon nord-pyrénéen, ces calcaires passent très rapidement à des marnes du domaine de bassin, reposant parfois sur un mince horizon glauconieux (partie supérieure des Marnes du Louts ; fig. 3 et 4 ; Marnes d'Artigueloutan ; fig. 9). Les marnes du domaine de bassin, de part leur sédimentation profonde, couvrent les séquences E4 et E5 sans montrer d'évolution de faciès.

Depuis la Bigorre et jusque sur les flancs de l'Anticlinal de Dreuilhe, l'intervalle transgressif débute par des calcaires grés-glauconieux (10 mètres d'épaisseur au maximum) à faune et microfaune remaniées de la séquence P11-E3 et contenant *Nummulites exilis*, *N. globulus*, *Assilina leymeriei*, *Discocyclina irregularis* et *Operculina douvillei*.

Au-dessus, sur 15 mètres d'épaisseur au maximum, les Marnes à *Turritella figolina*, *T. rodensis* et *T. trempina* contiennent *Nummulites couisensis*, *N. exilis*, *Assilina leymeriei*, *Discocyclina irregularis*, *D. augustea*, *D. neumannae*, *Operculina douvillei* et marquent le maximum transgressif. Progressivement avec des paraséquences de comblement, les marnes deviennent sablo-glauconieuses à conglomératiques et s'appauvrissent en microfaune (*Nummulites atacicus* dans les faciès calcaires, *N. globulus*, *Discocyclina irregularis*, *Alveolina corbarica*), décrivant l'évolution régressive du prisme de haut-niveau, épais au plus de 15 mètres également. Le prisme de haut-niveau s'achève par 20 à 40 mètres de marnes sableuses entrecoupées de grès à stratifications obliques et de niveaux conglomératiques, appartenant à un milieu tidal à intertidal, de comblement en front de delta (Grès de Furne).

Dans les Corbières occidentales et dans le Déroit de Carcassonne, la séquence débute par des marnes à microfaune citée précédemment, puis par des calcaires à madréporaires puis à cérithes avec des niveaux gréseux à huîtres (Plaziat, 1984a ; Bessière *et al.*, 1989 ; Berger *et al.*, 1997). Le golfe de Carcassonne est entouré de systèmes deltaïques bien développés dans le Minervois, sur la bordure montagneuse de l'actuelle Montagne noire (Plaziat, 1984b). Cette séquence voit la disparition définitive du domaine marin des Corbières, remplacée dès son sommet par la Molasse de Carcassonne (Plaziat, 1972, 1984b ; Ellenberger *et al.*, 1987).

Les derniers dépôts de plate-forme connus au nord du Bassin de l'Adour, formés de calcaires à miliolites et à *Alveolina cucumiformis* et *A. avellana* décrits par M. Veillon (1961) dans la région de Landiras et Cabanac-Bourg, correspondent à la séquence de dépôt P10-E2 de K. Sztrákos *et al.* (1997, fig. 27). Plus au nord, dans les puits de Porge 1 et Maubuisson 1, des calcaires à *A. globosa* et *A. subpyrenaica* de la séquence P11-E3 ont été reconnus (Magné et Malmoustier, 1964). Ainsi, les premiers dépôts au-dessus des sables et argiles rouges continentaux du Sidérolithique sont souvent des calcaires gréseux à *Nummulites exilis* et à *Alveolina corbarica* (Veillon, 1964). Ils peuvent être attribués à la séquence E4 de grande extension dans tout le Bassin aquitain. 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'est de la Gironde, J. Dubreuilh (1989) décrit un ensemble continental de sables et d'argiles plus ou moins ligniteuses sous le nom de "Formation du Ramard".

Au sud des Pyrénées, une série monotone, carbonatée sur la plate-forme et turbiditique dans le bassin, correspond à l'intervalle des séquences de dépôt P11-E3 partie supérieure-E5 partie inférieure d'Aquitaine (DS8 ; Pujalte *et al.*, 1994).

La séquence de dépôt E5 (Zone à *M. subbotinae partim*, partie sommitale de la Zone NP 10 et base NP11, partie supérieure des zones à *N. exilis* et à *A. corbarica*, base des zones à *N. involutus* et à *A. trempina*).

Dans la coupe d'Orignac près de Bagnères-de-Bigorre (Schaub, 1981), seul le sommet de cette séquence affleure, sous la forme d'une alternance de marnes sableuses et de calcaires argileux, à alvéolines, à *Assilina pomeroli*, *Nummulites involutus*, *N. latus* et *N. cf. subramondi*. Entre les vallées de la Garonne et de l'Ariège, la séquence est entièrement incluse dans les Grès de Furne pouvant atteindre une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

Depuis la vallée de l'Ariège et jusque sur les flancs de l'Anticlinal de Dreuilhe, l'intervalle transgressif débute par des grès et des marnes sableuses à mollusques suivis d'un banc de calcaire sablo-glaucieux à *Nummulites exilis robustus*, *N. gr. globulus*, *Assilina leymeriei*. Le maximum transgressif est formé par les Marnes à *Turritella baicheri*, avec des bancs calcaréo-grés-argileux à *Nummulites gr. globulus*. Le prisme de haut-niveau est représenté d'abord par des marnes de plus en plus sableuses avec à la base *N. gr. globulus*, puis à fragments d'huîtres et de bois flottés au sommet, puis par des grès et des conglomérats à *Alveolina corbarica* et faunes remaniées de l'Yprésien au Crétacé ("Grès de Courtalet", Crochet, 1991 ; Bilotte *et al.*, 1988a et b), surmontés de marnes sableuses à *Alveolina trempina*, *A. gr. oblonga*, *Nummulites involutus* et *N. soerenbergensis*.

Dans le parautochtone de la région de Lézignan-Corbières (Berger *et al.*, 1990), au-dessus d'une belle discontinuité, des marnes sableuses renferment une faune à *Nummulites exilis*, *N. globulus*, *Discocyclus irregularis* et *Assilina leymeriei*. Au-dessus, une sédimentation sableuse occupe le parautochtone ("Grès à huîtres", "Marnes à Potamides" et "Conglomérats de Maurou") et probablement l'autochtone du Déroit de Carcassonne mais disparaît brusquement en laissant la place au Calcaire de Ventenac, d'âge Yprésien moyen probable. A la fin de cette séquence, le domaine marin quitte définitivement la partie orientale du Bassin sud-aquitain à l'est du Seuil de Lannemezan (série de Palassou, Crochet, 1991 ; Tambareau *et al.*, 1995).

En Aquitaine septentrionale, au-dessus des calcaires gréseux à *N. exilis*, viennent des marnes sableuses à *Nummulites globulus* et assilines. Des calcaires

gréseux à *N. globulus* peuvent être directement transgressifs sur les dépôts continentaux (forage de Bordeaux-La Bastide ; Veillon, 1964) et appartiennent à cette séquence (fig. 27). A l'est de la Gironde, un ensemble continental de sables et d'argiles plus ou moins ligniteuses a été nommé "Formation du Bernet" par J. Dubreuilh (1989).

La séquence de dépôt DS9 des bassins sud-pyrénéens (Pujalte *et al.*, 1994), appartenant à la Zone à *Nummulites involutus*, correspond probablement à notre séquence E5 partie supérieure-E6 partie inférieure.

La séquence de dépôt E6 (Zone à *M. subbotinae partim*, partie supérieure de la Zone NP11 et base de la Zone NP12, sommet de la Zone à *N. involutus* et base des zones à *N. planulatus* et à *A. oblonga* ; fig. 19).

Une grande surface érosive sépare la séquence E6 des séquences antérieures (fig. 6 et 7) partiellement érodées. Localement, des paléovallées sont remplies de Grès de Coudures (fig. 19). Au-dessus, la transgression débute dans le domaine de plate-forme par des calcaires à alvéolines (partie inférieure des Calcaires de Lapêche ; fig. 6 et 7). A Louer, la base des Marnes de Gan semble déjà appartenir à cette séquence (fig. 3), tandis que celle-ci est absente dans le Sillon nord-pyrénéen.

En Aquitaine septentrionale, des marnes à *Nummulites pernotus* et assilines contiennent les premières *N. planulatus*. Ces dépôts s'étendent entre Bordeaux et Blaye, pour atteindre Saint-Martin-du-Bois sur la rive droite de l'Isle (Veillon, 1964) ; en Charentes et en Libournais, commence une épaisse sédimentation de sables et d'argiles ligniteuses (Formation de Guizengard inférieure ; Dubreuilh, 1989) qui perdure jusqu'à la séquence de dépôt E11. Sur la rive gauche de la Gironde, des sables argilo-glaucieux à *Nummulites pernotus*, *N. planulatus* et *Alveolina oblonga* affleurent dans les régions de Saint-Thomas-de-Conac et de Saint-Sorlin-de-Conac (Platel *et al.*, 1976), de Saint-Bonnet-sur-Gironde (Kromm *et al.*, 1970).

Pendant le dépôt des séquences E4 à E6, le Bassin parisien ne semble connaître qu'une séquence représentée

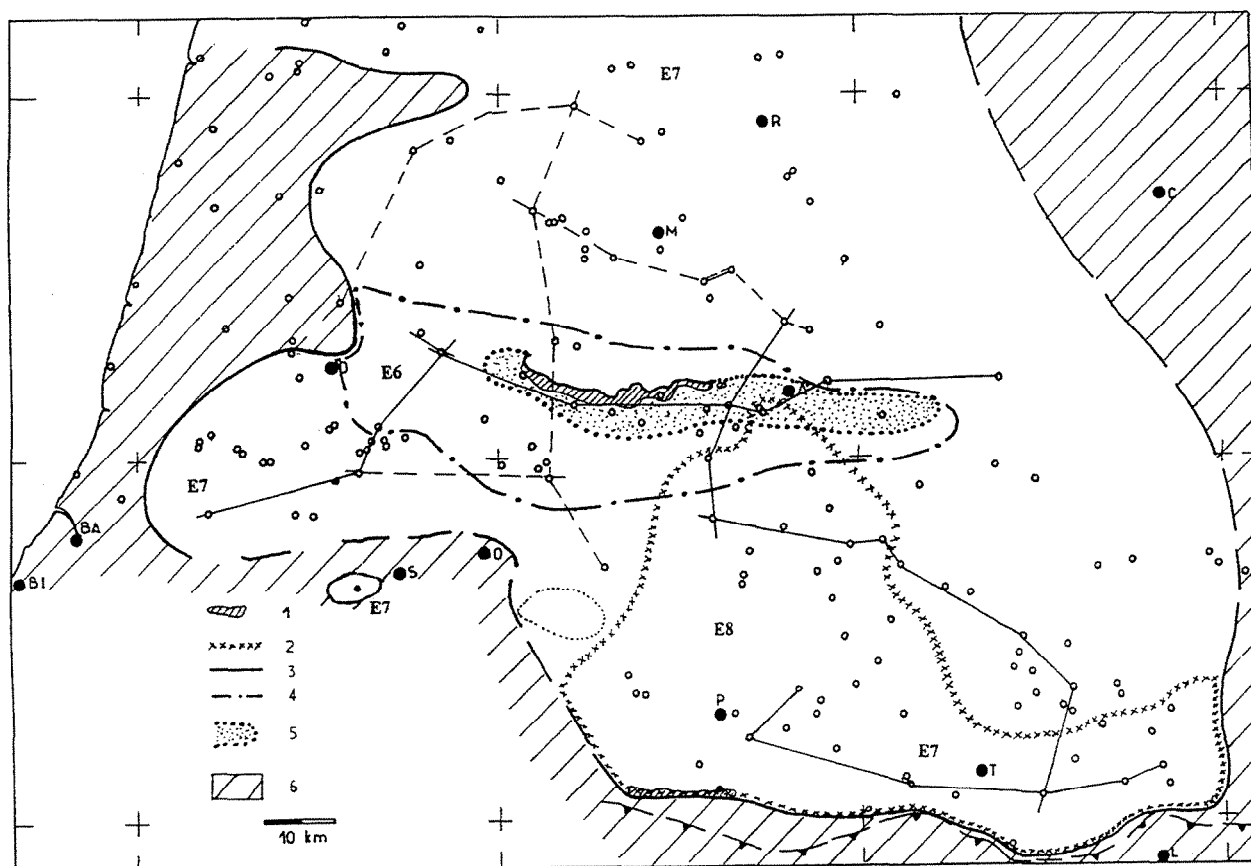


Fig. 19.- Carte d'extension des Grès de Coudures de la séquence E6, des Marnes de Gan de la séquence E7, des Marnes de Gan de la séquence E8. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E8 ; 3 : limite d'extension de la séquence E7 ; 4 : limite d'extension de la séquence E6 ; 5 : limite d'extension des Grès de Coudures ; 6 : lacune d'érosion des séquences E6 à E8.

Fig. 19.- Map showing the extension of the 'Grès de Coudures' of Sequence E6, the 'Marnes de Gan' of Sequence E7, and the 'Marnes de Gan' of Sequence E8. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E8; 3: extensional limit of Sequence E7; 4: extensional limit of Sequence E6; 5: extensional limit of the 'Grès de Coudures'; 6: erosional gap of sequences E6 to E8.

par les Sables de Laon de l'Yprésien moyen (Cuisien inférieur, datés des zones W2 à W5, soit l'équivalent du sommet de la Zone NP10, de la Zone NP11 et de la base de la Zone NP12 ; Gély et Lorenz, 1991). En revanche, E. Steurbaut (1998) décrit en Belgique, pour ce même intervalle de temps, trois séquences de dépôts. A la lumière de cet exemple, la nature des enregistrements sédimentaires des événements géodynamiques et la connaissance actuelle que l'on a des séries sédimentaires rendent les corrélations entre séquences de différents bassins très difficiles.

La séquence de dépôt E6 correspondrait au sommet de la séquence DS9 et à l'extrême base de DS10 des bassins sud-pyrénéens (Pujalte *et al.*, 1994).

La séquence de dépôt E7 (Zone à *M. formosa formosa* non basale, Zone NP12, zones à *N. planulatus* et à *A. oblonga* ; fig. 19).

La séquence de dépôt E7 représente une grande transgression à l'échelle du Bassin sud-aquitain, au-dessus d'une discontinuité parfois fortement érosive puisque les séquences P11-E3 à E6 peuvent manquer (fig. 6 à 10). Au nord, les Marnes de Gan se développent à partir des Calcaires de Lapêche, pendant tout l'intervalle transgressif. Au sud, dans le Sillon nord-pyrénéen, les marnes reposent directement, avec une discordance angulaire, sur les Marnes d'Artigueloutan érodées (fig. 9). Le prisme de haut-niveau est marqué par l'apparition de la fraction sableuse dans les marnes. Il s'achève à l'est du Sillon nord-pyrénéen par les Sables de Baliros littoraux et souvent azoïques. On peut ainsi observer lorsque la séquence n'est pas tronquée par une érosion, une évolution sédimentaire complète : dépôts glauconieux du domaine infralittoral (intervalle transgressif), marnes du

domaine bathyal à circalittoral (maximum transgressif), sables du domaine littoral à deltaïque (intervalle de haut-niveau). Les Calcaires de Lapêche sont reconnus dans cette séquence soit à la base avant la sédimentation des marnes, soit latéralement dans le domaine de plate-forme carbonatée.

En Aquitaine septentrionale, des calcaires gréseux à *Nummulites planulatus*, sans *N. pernotus*, ne sont connus qu'en forage (Le Verdon, Etauliers, Moulon ; Veillon, 1964).

Dans les bassins sud-pyrénéens, une série marseuse se développe pendant cet intervalle de temps, correspondant à l'essentiel de la séquence DS10 de V. Pujalte *et al.* (1994).

Cette séquence est contemporaine de celle des Sables d'Aizy et de Cuise dans le Bassin parisien (Yprésien moyen, zones W6 et NP12 ; Gély et Lorenz, 1991).

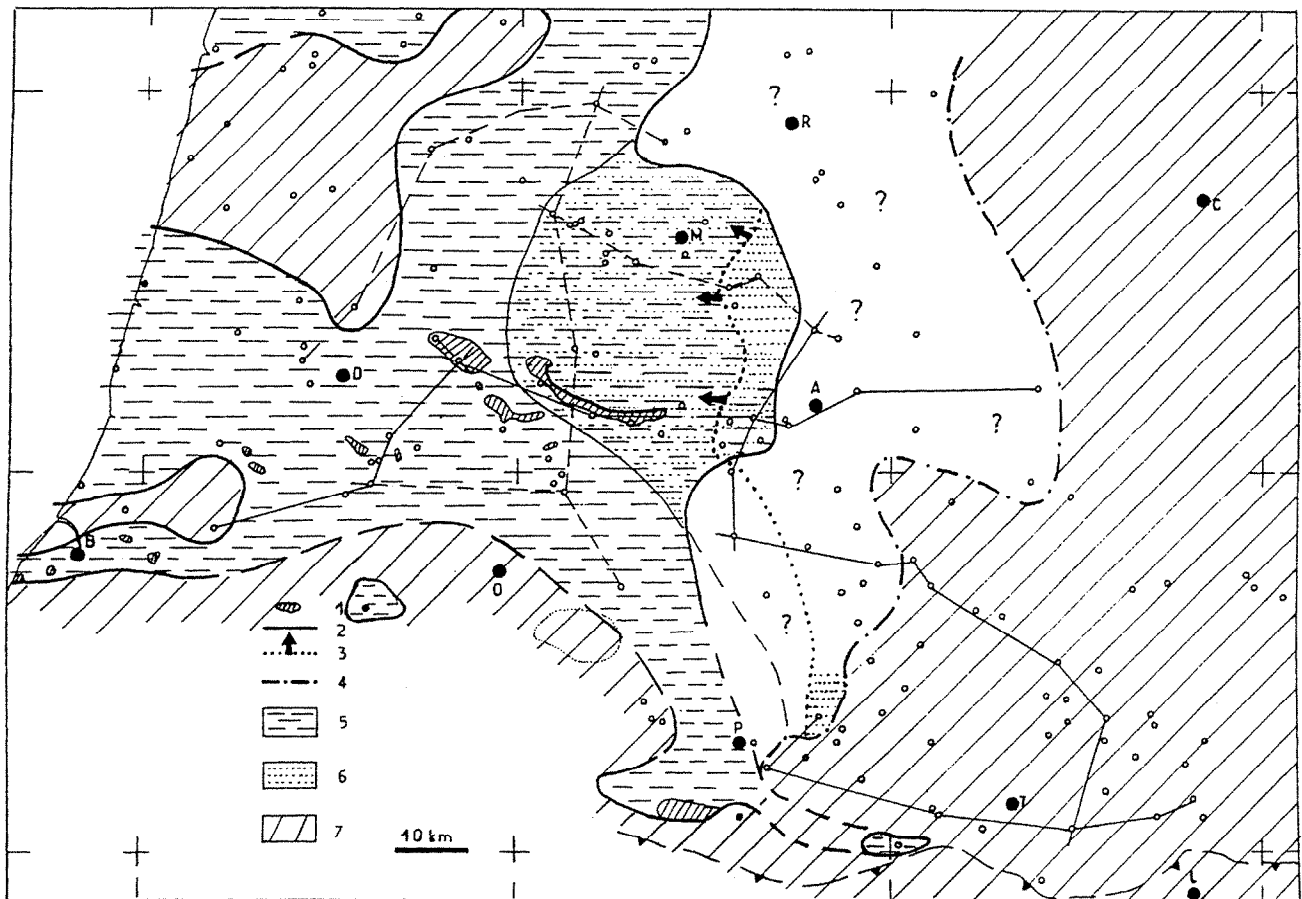


Fig. 20.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E9 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de l'Yprésien supérieur ; 3 : limite occidentale des Grès de Grenade à la base de la séquence et direction de la progradation des éléments silico-clastiques ; 4 : Limite probable des faciès silico-clastiques littoraux ; 5 : bassin (Marnes de Donzacq) ; 6 : plate-forme silico-clastique ; 7 : lacune d'érosion.

Fig. 20.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E9 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of the Late Ypresian; 3: western limit of the 'Grès de Grenade' at the base of the sequence and direction of siliciclastic progradation; 4: probable limit of the littoral siliciclastic facies; 5: basin ('Marnes de Donzacq'); 6: siliciclastic shelf; 7: erosional gap.

La séquence de dépôt E8 (sommet de la Zone à *M. formosa formosa* probable et Zone à *M. aragonensis*, sommet de la Zone NP12 et partie inférieure de la Zone NP13, zones à *N. planulatus* et à *A. oblonga partim*, base des zones à *N. praelaevigatus* et à *A. dainelli* ; fig. 19).

Dans le Sillon nord-pyrénéen et dans le Bassin d'Arzacq (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 (fig. 7 et 8).

En Aquitaine septentrionale, des marnes gréseuses à *N. jacquoti*, *N. burdigalensis* et à *N. praelaevigatus* sont surmontées par des sables grossiers et des argiles ligniteuses (forages de Le Verdon,

Etauliers, Blaye, Listrac, Ambès, Bordeaux, Pessac, Moulon ; Veillon, 1964). Sur le littoral qui déborde largement au-delà de la rive droite de la Gironde, la séquence est formée de sables à *N. aquitanicus*.

Cette séquence a également été mise en évidence dans les bassins sud-pyrénéens, dans les marnes de l'unité DS11 (Pujalte *et al.*, 1994). La limite des séquences DS10 et DS11 a été placée dans la partie supérieure de la Zone à *Morozovella formosa formosa* par ces auteurs. Dans le Sillon nord-pyrénéen, la rareté des foraminifères planctoniques ne permet pas de la placer avec précision.

Dans le Bassin parisien, la séquence des Argiles de Laon (Yprésien moyen = Cuisien terminal) qui n'est datée précisément que par les Wetzeliellaceae (Zone W7, soit l'équivalent du sommet de la Zone NP12 à la Zone NP14 ; Gély et Lorenz, 1991) pourrait correspondre à cette séquence.

La séquence de dépôt E9 (Zone à *A. pentacamerata*, zones NP13 *partim* et NP14a, zones à *N. praelaevigatus partim* et à *N. manfredi* ; fig. 20).

La séquence de dépôt est représentée par la partie inférieure des Marnes de Donzacq dans le domaine épibathyal. L'intervalle transgressif débute au-dessus d'une belle discontinuité par des calcaires à grands foraminifères dans les sondages des Landes-de-Siougos, très rapidement remplacés par des marnes de faciès de bassin (fig. 3, 4, 6 et 10). Le prisme de haut-niveau est formé localement par les "Couches de Jeangazé" d'environnement circalittoral de la Zone à *N. manfredi* (Audignon 4, fig. 6). Les domaines infralittoral et littoral sont représentés par les Grès de Grenade parfois azoïques, connus dans le Synclinal de Tartas et dans le forage de Morlaàs 1, près de Pau (fig. 7, 9).

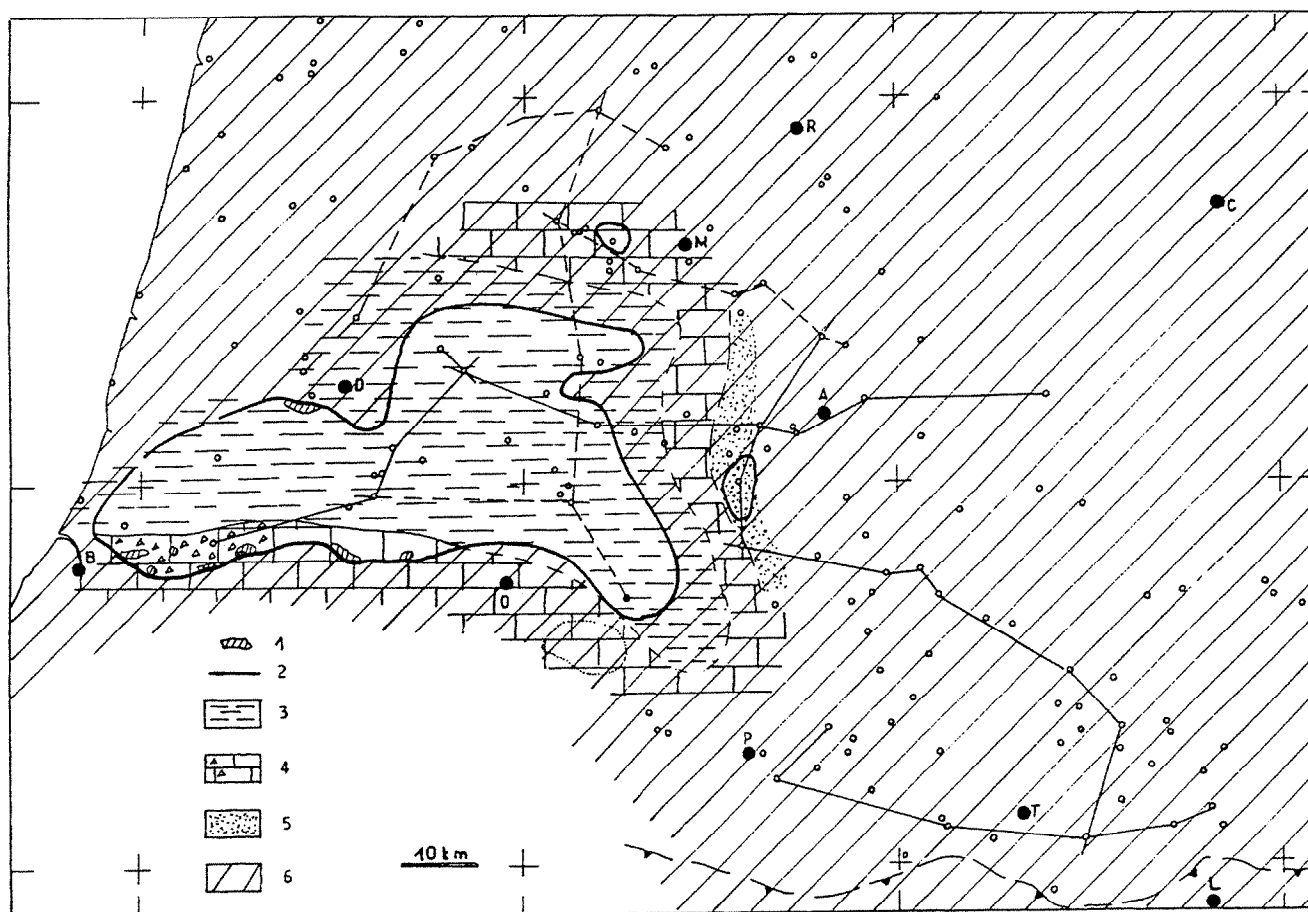


Fig. 21.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E10 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E10 ; 3 : bassin (Marnes de Donzacq) ; 4 : plate-forme carbonatée et talus (Formation de Nousse partim, Conglomérats et brèches d'Urcuit et de Cahurt) ; 5 : faciès littoraux silico-clastiques ; 6 : lacune d'érosion.

Fig. 21.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E10 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E10; 3: basin ('Marnes de Donzacq'); 4: carbonate shelf and slope ('Nousse' Formation partim, Urcuit and Cahurt conglomerates and breccias); 5: littoral siliciclastic facies; 6: erosional gap.

Dans le Sillon nord-pyrénéen, les Marnes de Donzacq apparaissent au-dessus des Marnes de Gan, dans les coupes d'Oraas, de Lasseube et dans le forage Pontacq 1 (Peybernès *et al.*, 1996 ; Cavalier *et al.*, 1997).

En Aquitaine septentrionale, cette séquence est représentée dans le Bassin de Parentis par les Marnes de Donzacq très érodées (Magné et Malmoustier, 1964) et sur le bord de la plate-forme bordelaise par des marnes à *Nummulites inkermanensis* (forages de Le Porge, Pessac ; Veillon, 1964). Dans le domaine littoral qui déborde largement au-delà de la rive droite de la Gironde, se sont déposés des sables argileux à *N. gr. caupennensis* et *N. formosus*, reconnus dans le forage de Maransin (Andreieff *in* Dubreuilh, 1989).

Dans les bassins Basque et de Pampelune, la séquence de dépôt DS12

est contemporaine de la séquence E11 de l'Aquitaine. V. Pujalte *et al.* (1994) placent la limite supérieure de la séquence DS12 dans la Zone à *Nummulites manfredi*. Nous voyons une limite de séquence près de la limite Yprésien-Lutétien, mais l'absence des grands foraminifères et de *Hantkenina nuttalli* ne nous permet pas d'obtenir une plus grande précision.

Cette séquence de dépôt n'existe pas dans le Bassin parisien et correspond à l'importante érosion observée au toit des formations yprésiennes.

La séquence de dépôt E10 (Zone à *H. nuttalli* et base de la Zone à *G. subconglobata*, zones NP14b, NP15a et base de la Zone NP15b, parties inférieure et moyenne de la Zone à *N. laevigatus* ; fig. 21).

Cette séquence de dépôt a une extension limitée à la suite de son érosion sous les séquences E11 à E15. Elle est

représentée par la partie supérieure des Marnes de Donzacq dans le domaine de bassin. Le talus est formé des turbidites représentées par les conglomérats et brèches d'Urcuit et de Cahurt (Fabre, 1944 ; Schaub, 1981) dans le Bassin du Bas-Adour. La plate-forme est reconnue dans les calcaires de Sorde-l'Abbaye et dans la base des Calcaires de Nousse près de Mont-de-Marsan (Landes-de-Siougos 8). Le domaine littoral, détritique a été identifié à Clèdes 201 (fig. 7).

En Aquitaine septentrionale, des calcaires grésio-glaucconieux à *Nummulites laevigatus* et à *N. gallensis* sont connus uniquement en forage (Le Porge, Listrac, Blaye, Pessac, Bordeaux, Moulon, Targon ; Veillon, 1964). Ils passent latéralement vers l'est à des sables grossiers et des argiles de deltas puis de plaine d'inondation qui perdurent pendant les séquences E10 à E15 (Formation de Guizengeard supérieure ; Dubreuilh, 1989).

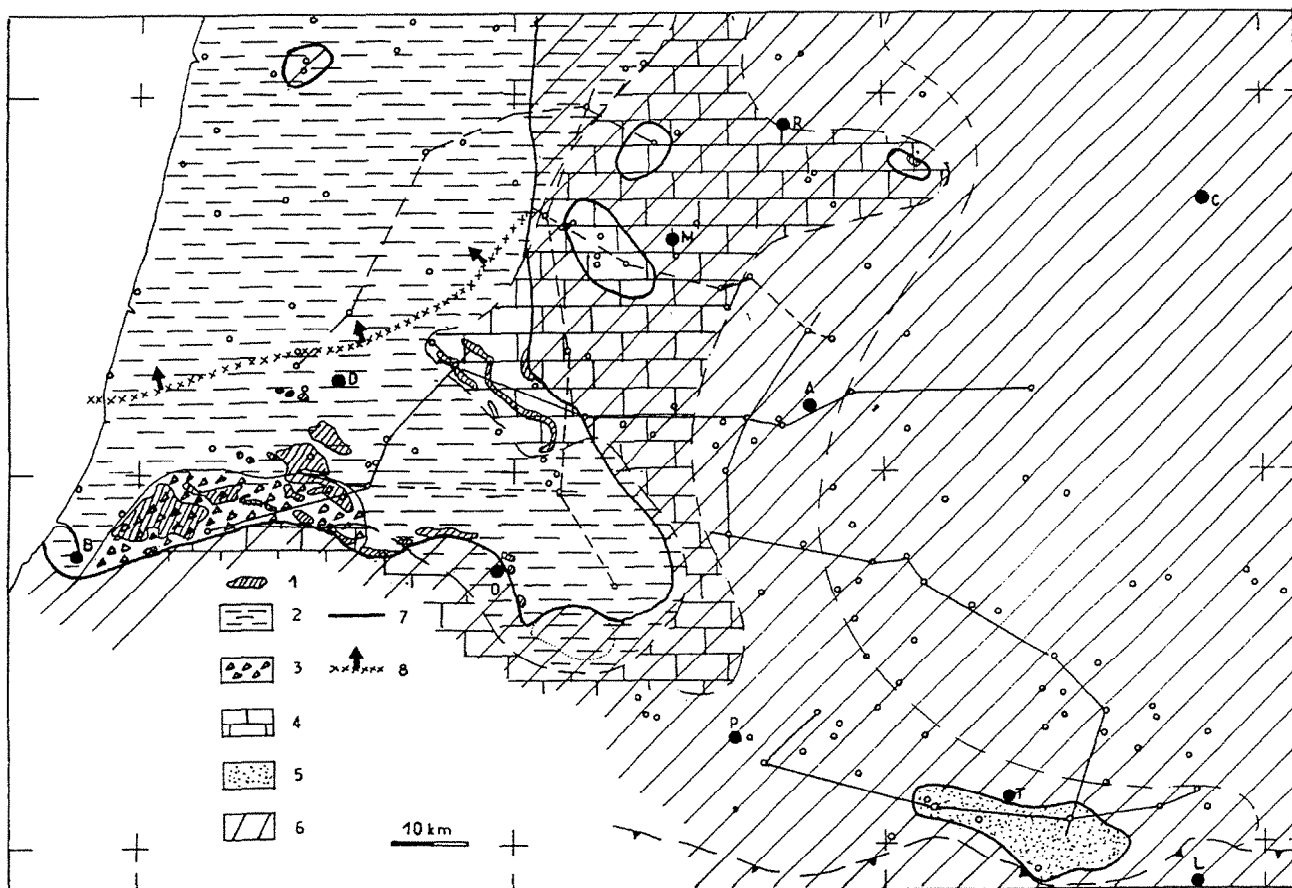


Fig. 22.- Carte paléogéographique du maximum transgressif des séquences E11 et E12 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : bassin (Marnes de Miretrain *partim*) ; 3 : bordure de plate-forme à marnes turbiditiques ; 4 : plate-forme carbonatée (Formation de Nousse *partim*) ; 5 : faciès littoraux et continentaux (Formation de Calavante) ; 6 : lacune d'érosion ; 7 : limite actuelle de la séquence E11 ; 8 : limite d'extension de la Zone à *Globigerinatheka subconglobata* et sens de la transgression.

Fig. 22.- Paleogeographic map of the maximum transgression of sequences E11 and E12 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: basin ('Marnes de Miretrain' *partim*); 3: edge of the shelf with turbiditic marl; 4: carbonate shelf ('Nousse' Formation *partim*); 5: littoral and continental facies ('Calavante' Formation); 6: erosional gap; 7: present limit of Sequence E11; 8: extensional limit of the *Globigerinatheka subconglobata* Zone and direction of transgression.

V. Pujalte *et al.* (1994) identifient une séquence de dépôt (DS13) dans cet intervalle de temps, dans les carbonates de la plate-forme des bassins sud-pyrénéens. La séquence SD1 de Canudo *et al.* (1991), observée à la base des Calcaires de Guara en Aragon, est contemporaine de la partie supérieure de la séquence E10.

Cette séquence correspond à la séquence du Lutétien inférieur et moyen du Bassin parisien (Gély, 1996), au moment où ce bassin ouvert sur la Mer du Nord depuis le début du Cénozoïque devient un appendice du domaine atlantique par le soulèvement de l'Anticlinal de l'Artois, à la suite du contre-coup de la tectonique pyrénéenne.

La séquence de dépôt E11 (Zone à *G. subconglobata*, Zone NP15b *partim*, partie sommitale de la Zone à *N. laevigatus* et Zone à *N. gratus*, Zone à *A. munieri* ; fig. 22).

La Formation de Nousse, appartenant à cette séquence, repose sur les "Couches de Jeangazé" de l'Yprésien sommital dans les environs de Montfort-en-Chalosse (séquence E9), et présente le faciès de Sartou. La Formation de Nousse passe latéralement à la Formation de Calavante dans la partie orientale du Bassin de l'Adour (fig. 22). Dans le domaine de bassin, la partie inférieure des Marnes de Miretrain reposant généralement sur une surface d'érosion, débute par des calcaires argileux peu épais, passant très rapidement aux marnes du domaine bathyal à circalittoral. Les Calcaires d'Aspremont de la Zone à *Nummulites gratus* (Schaub, 1981) représentent probablement le prisme de haut-niveau de la séquence dans le Bassin du Bas-Adour.

En Aquitaine septentrionale, des calcaires argileux à *Nummulites uroniensis* et *N. discorbinus* sont uniquement

reconnus dans les forages (Le Porge, Listrac, Pessac, Bordeaux ; Veillon, 1964).

La transgression correspondant à la base de la séquence E11 est placée par les auteurs espagnols à la limite des zones à *Nummulites laevigatus* et à *N. gratus*, au sud des Pyrénées. La base de la séquence E11 est l'équivalent de la DS14 de V. Pujalte *et al.* (1994) et sa partie supérieure couvre la séquence DS15.

En revanche, la séquence SD2, observée à la base des Calcaires de Guara en Aragon (Canudo *et al.*, 1991), est contemporaine des séquences E11 à E13 basale.

Par ailleurs, la séquence E11 correspond à la séquence du Calcaire grossier supérieur du Lutétien supérieur du Bassin parisien (Gély, 1996).

La séquence de dépôt E12 (partie inférieure de la Zone à *M. lehneri*, Zone NP15c probable et partie inférieure de la Zone NP16, Zone à *N. sordensis*, fig. 22).

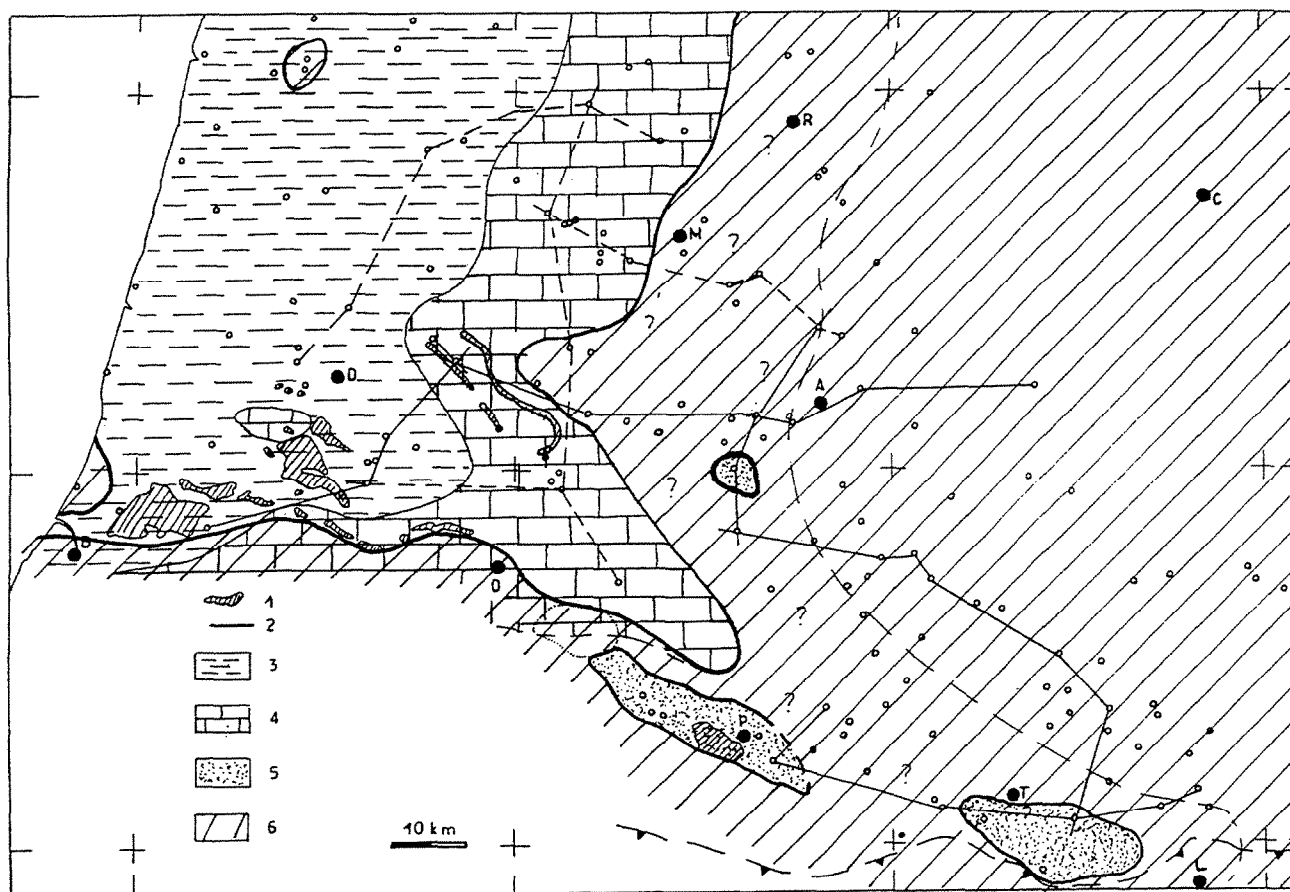


Fig. 23.- Carte paléogéographique de la séquence E13 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E13 ; 3 : bassin (Marnes de Miretrain *partim*) ; 4 : plate-forme carbonatée (Formation de la Fontaine-de-la-Médaille, Calcaires de Siest *partim*) ; 5 : faciès littoraux et continentaux (Formation de Calavante et Poudingue de Jurançon) ; 6 : lacune d'érosion.

Fig. 23.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E13 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E13; 3: basin ('Marnes de Miretrain' *partim*); 4: carbonate shelf ('Fontaine-de-la-Médaille' Formation, 'Calcaires de Siest' *partim*); 5: littoral and continental facies ('Calavante' Formation and 'Poudingue de Jurançon'); 6: erosional gap.

Cette séquence apparaît dans la partie septentrionale du Bassin de l'Adour, où les Marnes de Miretrain de la Zone à *M. lehneri* transgressent les formations allant du Thanétien à l'Yprésien supérieur (sondages de Léon 2, Gourbera 1, Laborde 1, Garrosse 1, Magescq 1, Soustons 1 et 2 ; fig. 12). D'après J. Magné et G. Malmoustier (1964) et les 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 *Hantkenina nuttalli* et *Globigerinatheka subconglobata* n'étant pas encore mentionnées dans cette région). Dans les environs de Montfort-en-Chalosse, cette séquence montre le faciès infralittoral de type "Arrimblar" de la Formation de Nousse.

Au sud du Bassin de l'Adour, la base de cette séquence est marquée par la réapparition des calcaires dans les Marnes de Miretrain, comme dans les sondages de

Marpaps 1 et Poms 1 (fig. 13, 14). Les marno-calcaires de Saint-Barthélémy de la Zone à *Nummulites sordensis* dans le Bassin du Bas-Adour (Schaub, 1981), sont les équivalents des Marnes de Miretrain.

En Aquitaine septentrionale, cette séquence n'est pas mise en évidence et peut appartenir aux calcaires marneux à *Nummulites* cf. *aturicus*, et au calcaire grossier à *Orbitolites complanatus* et *Linderina brugesi* (Veillon, 1964). A l'affleurement, cette séquence pourrait être représentée par le calcaire sableux de la base de la coupe d'Anglade (Kromm *et al.*, 1970).

Par ailleurs, la séquence E12 pourrait correspondre à celle du Falun de Foulangues du Lutétien supérieur du Bassin parisien (Gély, 1996).

La séquence de dépôt E13 (partie médiane de la Zone à *M. lehneri* et de la

Zone NP16, Zone à *N. aturicus*, base de la Zone à *A. elongata* ? ; fig. 23).

Sur une surface de transgression bien visible sur l'Anticlinale des Landes-de-Siougos, la Formation de la Fontaine-de-la-Médaille débute par des calcaires grésoglaucconieux à nummulites et évolue en trois paraséquences (la première représentant l'intervalle transgressif, les deux dernières le prisme de haut-niveau) vers des argiles sableuses à bancs de calcaires bioclastiques. Cette formation peut passer à des sables azoïques (Clèdes 201, fig. 7). Cette séquence est également identifiée dans la partie inférieure des Calcaires de Siest, lorsque ceux-ci sont présents dès cette séquence ; sinon, en domaine circalittoral à infralittoral profond, dans la partie supérieure des Marnes de Miretrain, parfois un calcaire argileux souligne la surface de transgression de la séquence comme dans le sondage Pouillon 1 (fig. 13).

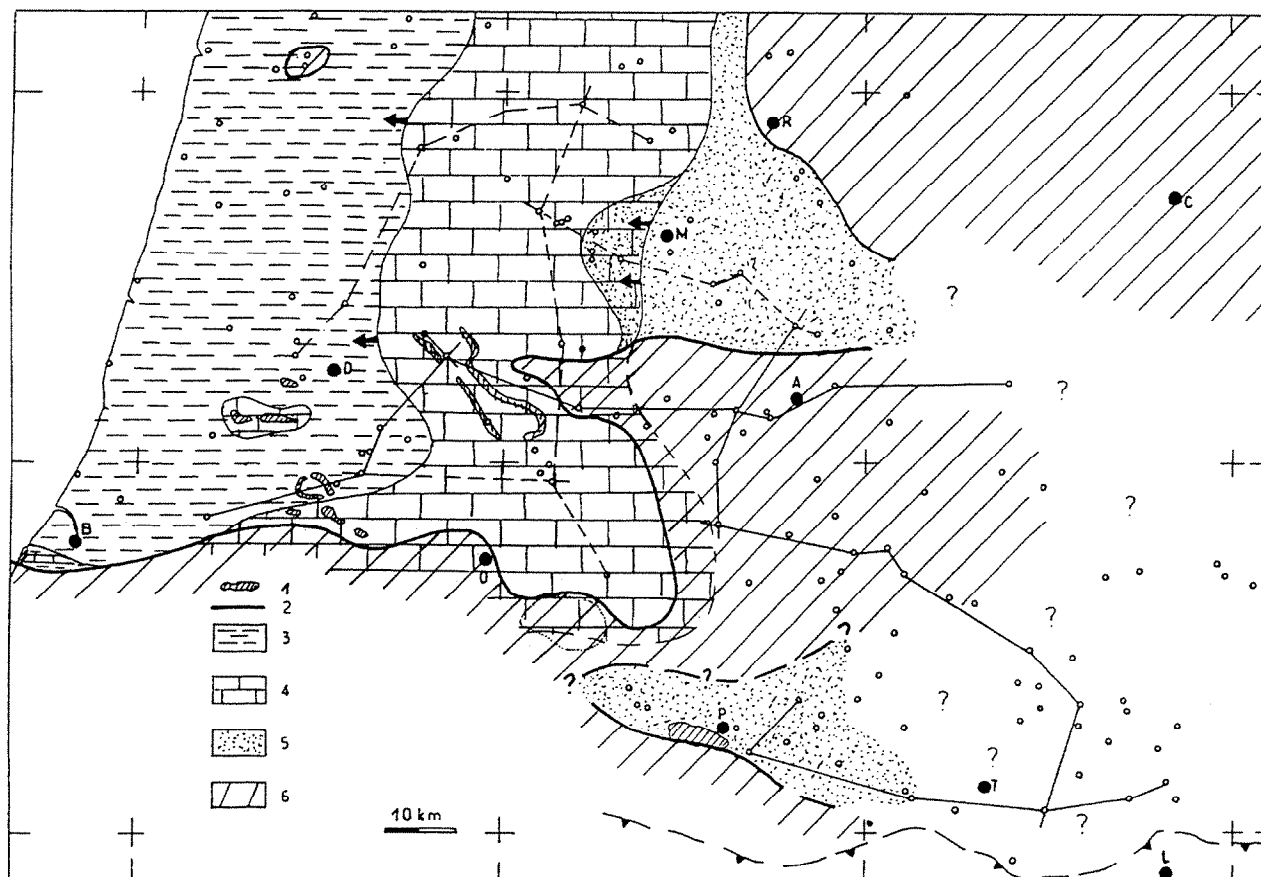


Fig. 24.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E14 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E14 ; 3 : bassin (Marnes de Miretrain *partim* et de la Côte des Basques *partim*) ; 4 : plate-forme carbonatée (Calcaires de Brassempouy inférieur et Calcaires de Peyreblanque, Calcaires de Siest, *partim*) ; 5 : formations continentales (Formation de Tartas et Poudingue de Jurançon) ; 6 : lacune d'érosion.

Fig. 24.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E14 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E14; 3: basin ('Marnes de Miretrain' *partim* and 'Marnes de la Côte des Basques' *partim*); 4: carbonate shelf (lower 'Calcaires de Brassempouy' and 'Calcaires de Peyreblanque', 'Calcaires de Siest' *partim*); 5: continental formations ('Tartas' Formation and 'Poudingue de Jurançon'); 6: erosional gap.

Uniquement en affleurement sur la rive droite de la Gironde, le Calcaire de la Citadelle (Dubreuilh, 1989), gris-bleu à brun, à milioles et *Orbitolites*, pourrait être l'équivalent latéral du complexe sableux et argileux de la région d'Anglade (Kromm *et al.*, 1970). Les dépôts s'achèvent par des sables argileux ou des marnes ligniteuses verdâtres. En forage dans la région d'Arcachon, on rencontre des calcaires argileux à *Nummulites aturicus* et à *N. millecaput* (Veillon, 1964).

En Aragon, la séquence SD3 (Canudo *et al.*, 1991) est située de part et d'autre de la limite des séquences E13 et E14.

Dans le Bassin parisien, les deux séquences de dépôts de la Formation de Mont-Saint-Martin et des Sables d'Auvers, datées de la Zone NP16 et des zones W9 et W10, sont probablement contemporaines de la séquence E13.

La séquence de dépôt E14 (sommets de la Zone à *M. lehneri*, zones à *O. beckmanni* et à *T. rohri*, sommets de la Zone NP16 et base de la Zone NP17, zones à *N. perforatus partim* et à *A. elongata partim*; fig. 24).

Cette séquence est bien identifiée dans le Calcaire de Brassempouy inférieur ; dans la région-type, on observe la succession suivante : des calcaires bioclastiques à nummulites reposant sur une nette discontinuité évoluent vers des calcaires à alvéolines puis passent latéralement à la Formation de Tartas continentale dans le Synclinal de Tartas et plus à l'est (fig. 24).

Dans le domaine plus profond (coupe d'Angoumé, Pouillon 1, Sébastopol 102, Gourbera 1 ; fig. 12 et 13), la base de la séquence, comprise dans les Marnes de Miretrain, est argileuse sans coupure diagénétique nette. Ces marnes passent rapidement aux Calcaires de Siest vers le haut.

Sur la Côte des Basques, cette séquence débute par les Calcaires de Peyreblanque qui contiennent d'abord des alvéolines puis des nummulites et des discocyclines ; ils passent aux Marnes inférieures de la Villa Marbella situées sous le Niveau à lumachelle (Mathelin et Sztrákos, 1993).

Les Calcaires de Couquèques et de Listrac qui affleurent sur la rive gauche de la Gironde, sont contemporains du Calcaire de Saint-Palais, transgressif sur le Maastrichtien (Ternet et Berger, 1968), et du Calcaire de Blaye *s.s.* avec une discontinuité érosive à la base ; tous ces calcaires jaunes à beiges, sont bioclastiques, riches en échinoïdes et localement en *Alveolina elongata* et *Arenagula* ; le Calcaire de Blaye s'achève par un niveau argileux qui le sépare du Calcaire de l'Octroi sus-jacent. En forage, des calcaires sableux à *Nummulites brongniarti*, *N. cf. variolarius*, *Alveolina*

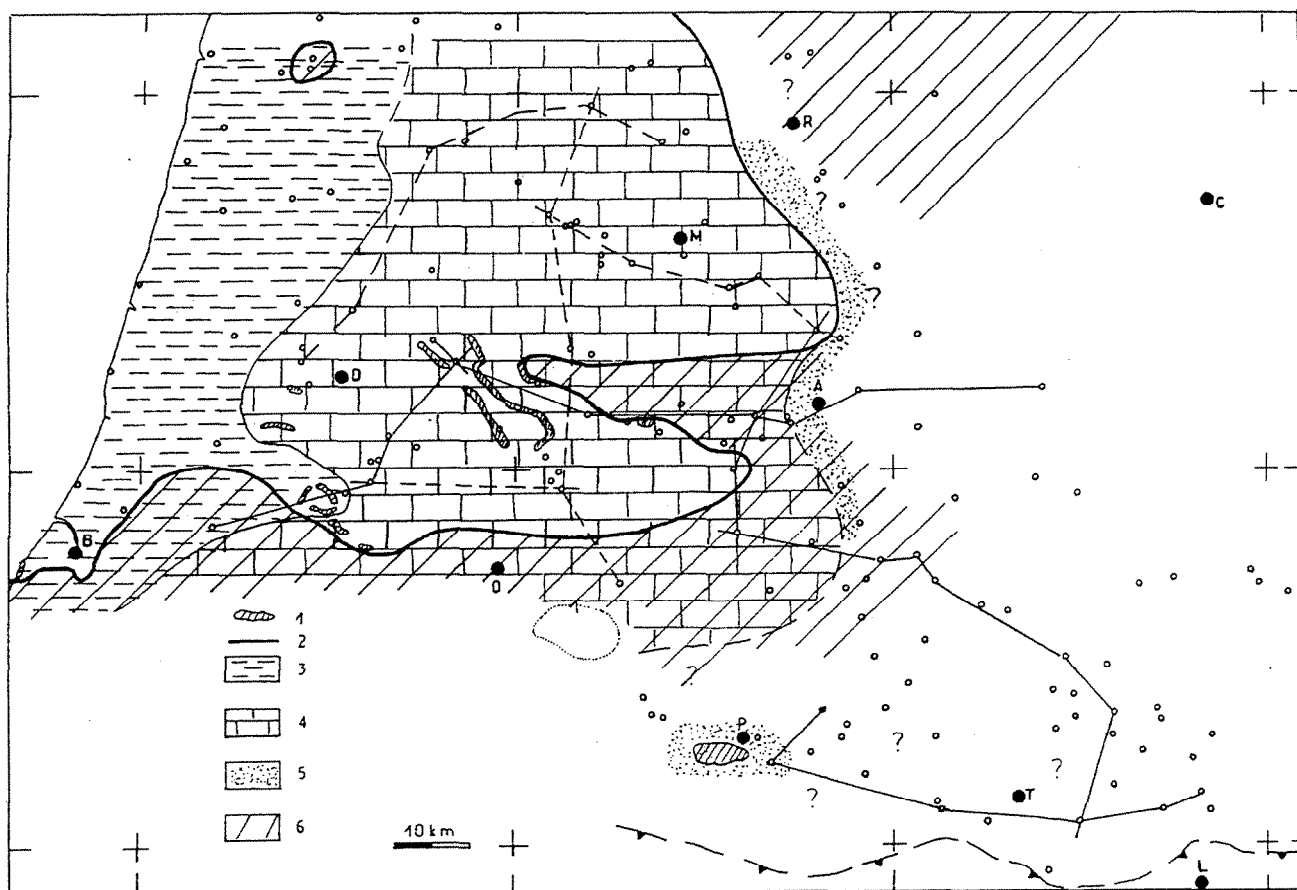


Fig. 25.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E15 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E15 ; 3 : bassin (Marnes de la Côte des Basques partim) ; 4 : plate-forme carbonatée (Calcaire de Brassempouy supérieur, Calcaires de Siest partim) ; 5 : formations continentales (Formation de Tartas et Poudingue de Jurançon) ; 6 : lacune d'érosion.

Fig. 25.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E15 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E15; 3: basin ('Marnes de la Côte des Basques' partim); 4: carbonate shelf (upper 'Calcaire de Brassempouy', 'Calcaires de Siest' partim); 5: continental formations ('Tartas' Formation and 'Poudingue de Jurançon'); 6: erosional gap.

fusiformis, *A. cf. elongata*, *Chapmanina* et *Lockhartia* se rencontrent dans la région d'Arcachon (Veillon, 1964).

J.I. Canudo *et al.* (1991) décrivent une séquence SD4 à la base des Marnes d'Arguis. Cette séquence correspond aux Calcaires de Peyreblanque de la coupe de Biarritz qui représentent les faciès transgressifs de la partie inférieure de la séquence E14. La partie supérieure de la séquence, sous faciès argileux profond (Marnes de la Villa Marbella inférieures à Biarritz), est équivalente de la séquence SD5 de J.I. Canudo *et al.* (1991).

Dans le Bassin parisien, la séquence de dépôts des Sables de Beauchamp, datée des zones NP16 et W10 (Gély et Lorenz, 1991) est probablement contemporaine de la séquence E14.

La séquence de dépôt E15 (sommet de la Zone à *T. rohri*, sommet de la Zone

NP17 et base de la Zone NP18, Zone à *N. perforatus* et sommet de la Zone à *A. elongata* ; fig. 25).

Le Calcaire de Brassempouy supérieur présente la même évolution paléoenvironnementale que celle de la séquence précédente, et est localement envahi au sommet par des *Microcodium* (fig. 12 à 16).

Sur la Côte des Basques, la séquence de dépôt E15 débute par le Niveau à lumachelle ou par le "Complexe chaotique d'Ilbarritz" (Razin, 1989), appartenant probablement à un prisme de bas-niveau qui repose sur une surface d'érosion sous-marine affectée par une tectonique synsédimentaire (Mathelin et Sztrákos, 1993). Cet horizon est surmonté par les Marnes supérieures de la Villa-Marbella. La limite de séquence E15-E16 n'est pas perceptible, du fait de l'augmentation rapide de la subsidence dans la région de

Biarritz (paléobathymétrie égale au moins à 200 mètres). J.I. Canudo *et al.* (1991) décrivent une évolution sédimentaire comparable dans leur séquence SD6.

En rive gauche de la Gironde, les Marnes de Listrac en discordance sur le Calcaire de Listrac sont érodées sous les Argiles à *Ostrea "cucullaris"* au sommet du dôme de Listrac-Médoc. Elles contiennent *Alveolina elongata*. En forage, des calcaires argileux puis dolomitiques à *Nummulites ptukhiani*, *N. cf. striatus*, *N. aff. variolarius*, *Chapmanina* et *Lockhartia* se rencontrent depuis la région d'Arcachon jusque sous la ville de Bordeaux (Veillon, 1964).

En rive droite de la Gironde, à Saint-Palais, des marnes et des grès grossiers à miliolites et à *Orbitolites* passent à des sables azoïques et des marnes bariolées ; ces derniers dépôts sont bien développés à l'est. Dans la région d'Anglade, cette

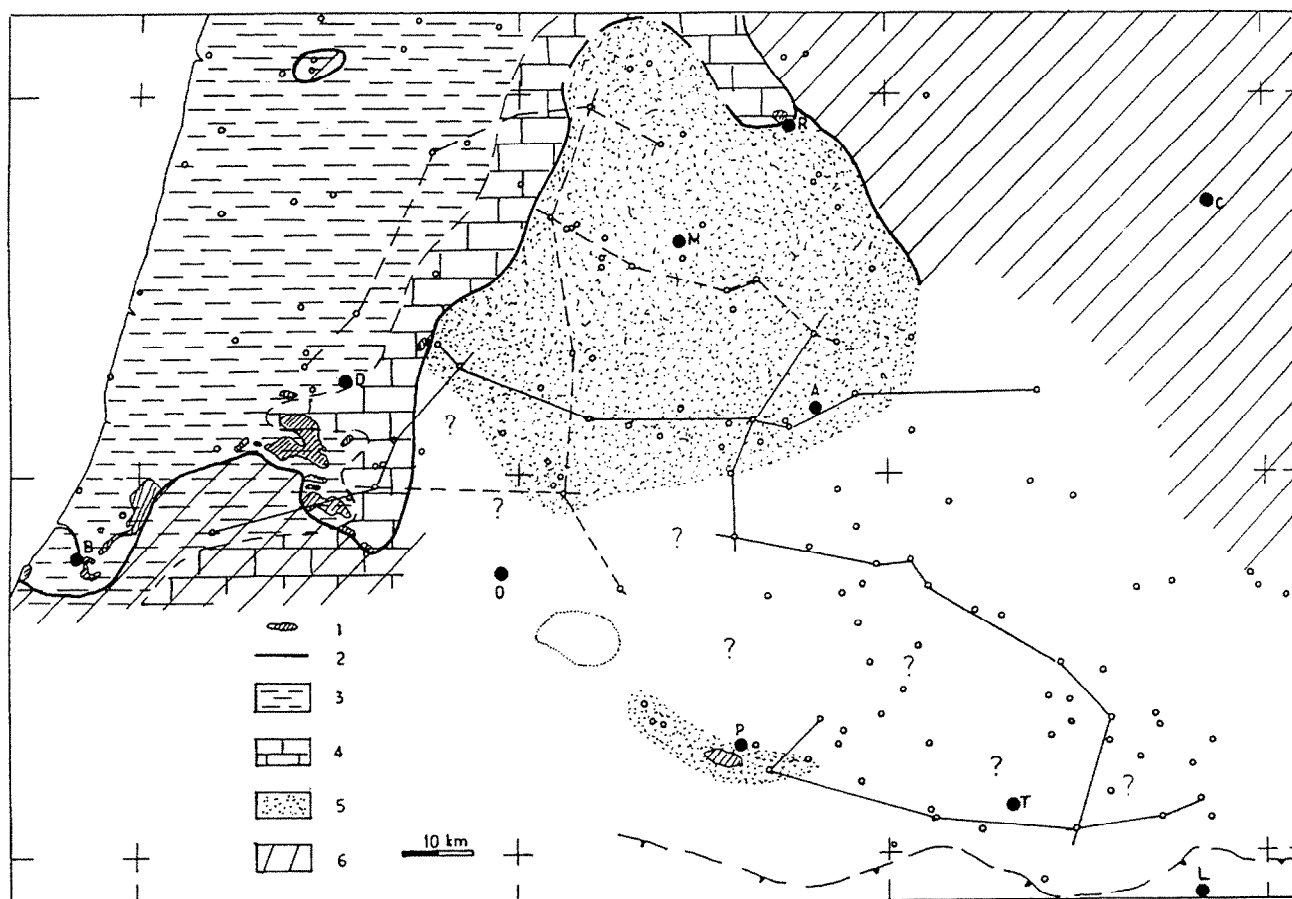


Fig.26.- Carte paléogéographique du maximum transgressif de la séquence E16 dans le Bassin de l'Adour. 1 : affleurements ; 2 : limite d'extension de la séquence E16 ; 3 : bassin (Marnes de la Côte des Basques, *partim*) ; 4 : plate-forme carbonatée (Calcaire de Cachaou, Calcaires de Siest *partim*) ; 5 : formations continentales (Formation de Campagne et Poudingue de Jurançon) ; 6 : lacune d'érosion.

Fig. 26.- Paleogeographic map of the maximum transgression of Sequence E16 in the Adour Basin. 1: outcrops; 2: extensional limit of Sequence E16; 3: basin ('Marnes de la Côte des Basques' *partim*); 4: carbonate shelf ('Calcaire de Cachaou', 'Calcaires de Siest' *partim*); 5: continental formations ('Campagne' Formation and 'Poudingue de Jurançon'); 6: erosional gap.

séquence pourrait être confondue avec la base des Argiles à *Ostrea "cucullaris"* (en réalité *O. billandeli*), en l'absence de faune et d'affleurement. Le Calcaire de l'Octroi (Calcaire de Blaye *s.l.*) à Blaye est sableux et bioclastique, riche en échinoïdes du Bartonien (Roman et Cahuzac, 1992) ; son sommet est érodé et rubéfié. Il passe latéralement aux Sables du Libournais inférieurs, et ces deux formations contiennent des lophiodons.

A la séquence E15, correspondent dans le Bassin parisien, quatre séquences de dépôts (Sables d'Ezanville, Horizon de Mortefontaine, Sables de Cresnes, Sables de Marines), bien individualisées et datées de la Zone NP17 (Gély et Lorenz, 1991) ; ces quatre séquences définissent globalement le grand cycle sédimentaire du Marinésien. Cet exemple illustre les limites actuelles de la hiérarchisation et de la comparaison des cycles sédimentaires ; tant la séquence E15 que les quatre

séquences du Bassin parisien peuvent être chacune subdivisées en paraséquences.

Le **Priabonien** possède trois séquences de dépôt dans le Bassin sud-aquitain (fig. 17) et en Aquitaine septentrionale (fig. 27). Sur la côte atlantique, les trois séquences de dépôt priaboniennes se confondent dans les Marnes de la Côte des Basques à cause du faciès profond de ce dépôt. Elles décrivent globalement un cycle sédimentaire avec un intervalle transgressif dans les Marnes de la Villa Marbella supérieures et un prisme de haut-niveau dans les Marnes des Bains et dans le Calcaire de Cachaou du domaine infralittoral. Le sommet du cycle est érodé sous les Grès de Biarritz oligocènes (Mathelin et Sztrákos, 1993).

Les Marnes de Brihande reposant sur les Calcaires de Siest avec une nette discontinuité parfois érosive, deviennent carbonatées au sommet (équivalent aux

faciès du Calcaire de Cachaou) avant de passer latéralement à la Formation de Campagne. Les diagaphies électriques (Gourbera 1, Garrosse 1, Villenave 2) permettent de reconnaître trois séquences, chacune débutant par un niveau carbonaté puis évoluant vers des argiles (fig. 12).

Le Priabonien (Ludien en équivalence) du Bassin parisien contient également trois séquences avec celles des "Marnes à *Pholadomya ludensis*", des "Marnes à lucines" et des "Marnes d'Argenteuil" (Gély et Lorenz, 1991).

La séquence de dépôt E16 (Zone à *G. semiinvoluta partim*, Zone NP18 *partim*, Zone à *N. fabianii partim* ; fig. 26).

En Aquitaine septentrionale, la première séquence est représentée à l'affleurement par les Argiles à *Ostrea "cucullaris"*, épaisses de quatre mètres en

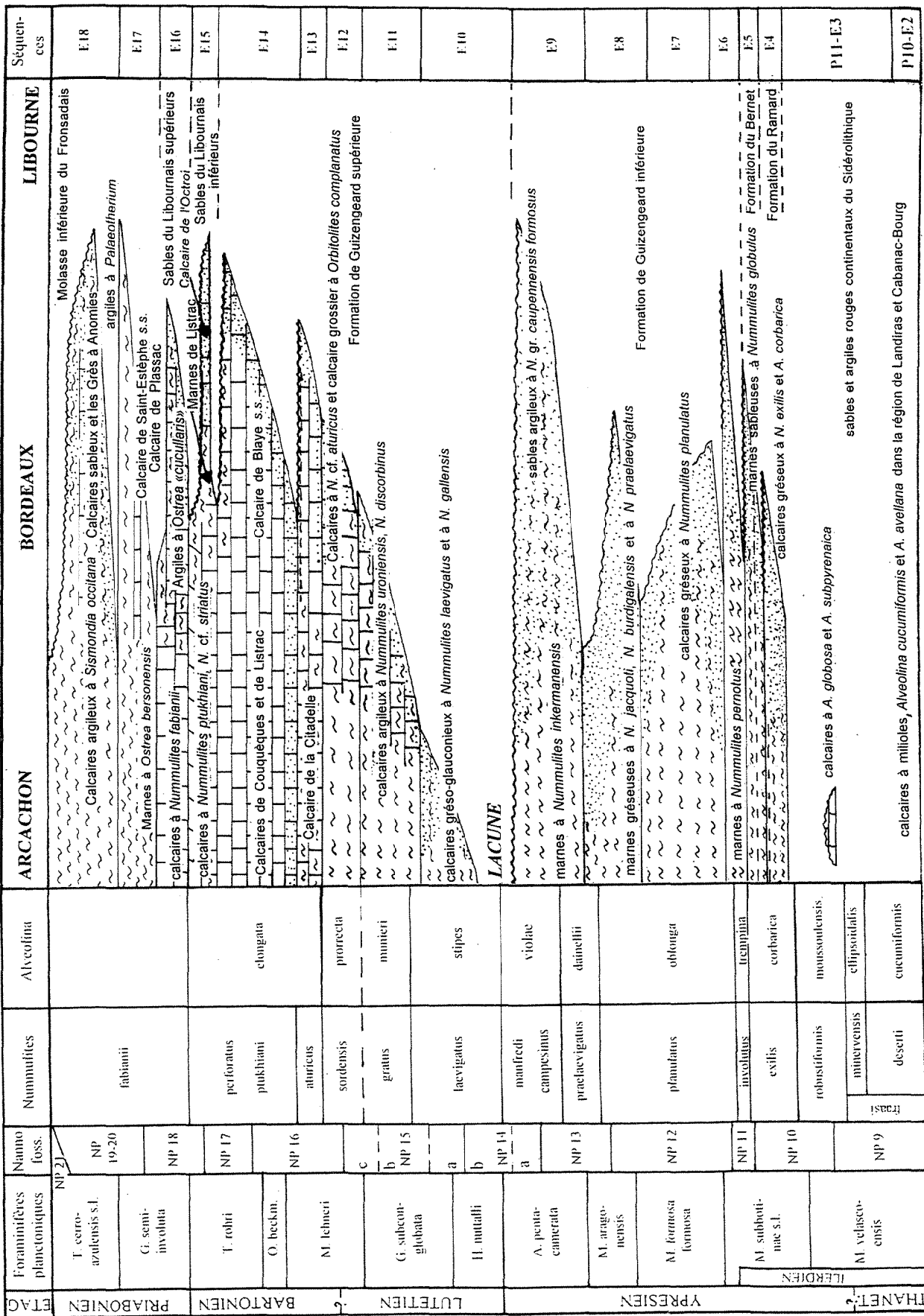


Fig. 27.- Corrélation des formations éocènes et de leurs membres en Aquitaine septentrionale accompagnée de l'interprétation séquentielle (les formations continentales et les hiatus d'érosion ou de non-dépôt ne sont pas figurés).

Fig. 27.- Correlation of the Eocene formations and their members in northern Aquitaine accompanied by the sequence interpretation (the continental formations and hiatuses due to erosion and/or non-deposition are not shown).

moyenne, puis par les Argiles vertes de Plassac et le Calcaire de Plassac, lacustres, à charophytes de la Zone à *Gyrogonia tuberosa*. Ces dépôts passent latéralement vers l'est à des sables grossiers et des argiles de deltas puis de plaine d'inondation (Sables fluviatiles du Libournais supérieurs ; Dubreuilh, 1989) qui s'achèvent localement par le Calcaire de Plassac. Dans la région d'Arcachon, des calcaires à *Nummulites fabianii*, *N. incrassatus* et *N. cf. bouillei*, *Neovalveolina*, sont les équivalents infralittoraux du Calcaire de Saint-Estèphe s. l. (Veillon, 1964).

Il est intéressant de souligner que, tant en Aquitaine septentrionale que dans le Bassin parisien, cette séquence marque une très brève inondation, mais fortement rétrogradante sur des avants-pays très plats.

La séquence de dépôt E17 (Zone à *G. semiinvoluta partim*, zones NP18 *partim* et NP19-20 base, Zone à *N. fabianii partim*).

En Aquitaine septentrionale, cette séquence débute au-dessus d'un ravinement par les Marnes à *Ostrea bersonensis* de 3 à 4 mètres d'épaisseur au maximum sur la rive droite de la Gironde ; sur sa rive gauche (régions de Bégadan et de Saint-Yzens-de-Médoc, de Listrac-Médoc), la séquence débute par des calcaires bioclastiques passant localement aux "Marnes intermédiaires" (Dubreuilh et Marionnaud, 1973 ; Marionnaud et Dubreuilh, 1974) ; le maximum transgressif est représenté par le Calcaire de Saint-Estèphe s.s. (8 mètres d'épaisseur au maximum) à échinoides, polypiers, alvéolines, *Orbitolites* et *Arenagula* qui est présent de part et d'autre de la Gironde. Latéralement et au sommet des dépôts marins localement, les argiles à *Palaeotherium*, le Calcaire des Ondes et la base de la Molasse inférieure du Fronsadais marquent le domaine palustre et lacustre, tandis que la base des sables de la Formation de Boisbretau inférieure signe le domaine fluviatile (Dubreuilh, 1989). En forage, dans la région d'Arcachon, des marnes à *Nummulites chavannesii* et *N. incrassatus*, *Operculina* ont été décrites par M. Veillon (1964).

La séquence de dépôt E18 (Zone à *T. cerroazulensis s.l.*, Zone NP19/20, Zone à *N. fabianii partim*).

En Aquitaine septentrionale, sous l'Oligocène discordant localement, l'Eocène s'achève avec une dernière séquence représentée en forage et en affleurement par différents faciès marins à lagunaires : les "Calcaires argileux à *Sismondia occitana* et *Ostrea bersonensis*", les "Calcarénites", les "Faciès régressifs de type Artigue", les "Calcaires sableux" et les "Grès à Anomies" (Andreieff et Marionnaud, 1972), enfin la "Molasse inférieure du Fronsadais" et le sommet de la Formation de Boisbretau inférieure pour le domaine continental (Dubreuilh, 1989).

Conclusions

Les datations réalisées et l'analyse séquentielle apportent de nouveaux arguments pour effectuer les corrélations diagraphiques des forages pétroliers, calées sur les séries en affleurement dans les régions d'Audignon, de Pau et des Petites-Pyrénées. Ces corrélations ont été ainsi étendues à l'ensemble du Bassin de l'Adour. Les évolutions sédimentaires, propres à chaque séquence, ont été reconnues dans l'ensemble du Bassin sud-aquitain. De l'empilement des séquences de dépôt, il se dégage de grands cycles de deuxième ordre séparés par des discontinuités majeures, identifiés à la fois dans les séries à l'affleurement et en forage (fig. 17).

L'Yprésien inférieur au sens large (P11-E3 et E4) forme le premier cycle sédimentaire qui s'étend sur tout le Bassin sud-aquitain. En Aquitaine orientale et dans le Déroit de Carcassonne, la mer se retire progressivement à partir de la séquence E5 (faciès gréseux infralittoraux à tidaux) pour disparaître définitivement à la fin de la séquence. Dans la partie septentrionale du Bassin de l'Adour, la séquence E5 est généralement absente à la suite d'un non-dépôt ou d'une érosion (fig. 18) ; elle ne subsiste que dans le Sillon nord-pyrénéen et sur la plate-forme qui le jouxte.

A la base de la séquence E6, des paléovallées sont remplies de Grès de Coudures, marquant le début du deuxième cycle sédimentaire de l'Eocène. La séquence E6 annonce la grande transgression de la séquence E7 qui envahit une grande partie du Bassin de l'Adour (fig. 19). Les faciès bathyaux occupent le Sillon nord-pyrénéen jusqu'au Seuil de Lannemezan et passent rapidement aux

molasses continentales plus à l'est. Le cycle se termine par une érosion importante au nord du Synclinal d'Arzacq.

Les Marnes de Donzacq forment le troisième cycle sédimentaire (séquences E9 et E10). Le Lutétien débute par la séquence E10 en grande partie érodée sous la séquence suivante (fig. 21).

Le quatrième cycle sédimentaire débute par les Marnes de Miretrain et se termine par les Marnes de la Côte des Basques en domaine profond (E11-E18), occupant la façade atlantique de la frontière espagnole jusqu'à Arcachon. Ce domaine est entouré en demi-cercle par des carbonates de la plate-forme, puis par des molasses continentales vers le nord et l'est. Ces dernières progressent vers l'ouest : localisées aux environs de Tarbes au début du cycle, elles atteignent Mont-de-Marsan et tardivement l'Anticlinal d'Audignon.

La séquence E11 inaugure une nouvelle paléogéographie du Bassin de l'Adour (apparition des molasses ; fig. 17 et 22) ; il en est de même dans le Bassin parisien, avec l'apparition des dépôts évaporitiques, illustrant ainsi indirectement une période charnière de la tectonique pyrénéenne.

La séquence E12 correspond à la grande transgression du Lutétien supérieur que l'on reconnaît sur toute la façade atlantique.

Elle est suivie par les trois transgressions du Bartonien avec une nouvelle paléogéographie, puis par celles du Priabonien.

Les corrélations et l'interprétation séquentielle font apparaître deux domaines paléogéographiques dans le Bassin sud-aquitain dont la limite est située sous le seuil actuel de Lannemezan. A l'ouest, dans le Bassin de l'Adour, on observe une persistance du domaine marin pendant tout l'Eocène tandis qu'à l'est la mer se retire définitivement après la séquence E5 ; ainsi du Comminges au Bas-Languedoc, le domaine marin vient mourir dans un bassin en cours de comblement continental où la subsidence est régionale et permanente.

L'étude des sondages a permis d'observer le déplacement du dépôt-centre du Bassin de l'Adour au cours de l'Eocène. La sédimentation s'est effectuée dans un milieu bathyal dans le Sillon nord-

pyrénéen pendant l'Yprésien inférieur et moyen. Le dépôt-centre migre vers le nord à partir de l'Yprésien supérieur et les faciès bathaux s'installent le long d'un axe est-ouest, entre Dax et Bayonne. Cet axe persiste jusqu'à la fin de l'Eocène, pendant que le bassin se comble par des sédiments provenant de la chaîne des Pyrénées et du Massif central. Les lacunes sont fréquentes dans la série, chaque séquence étant précédée par une érosion localisée ou d'extension régionale, quelquefois plus prononcée dans les

synclinaux actuels que sur les anticlinaux. Certaines structures anticlinales présentent également un jeu synsédimentaire influençant fortement la limite de la plate-forme, les lignes de rivage ou créant des zones érodées.

A ces différences d'évolutions géodynamiques entre les deux parties du Bassin sud-aquitain, se surimpose une succession de mégacycles sédimentaires que l'on retrouve loin vers le nord (Aquitaine septentrionale et Bassin parisien) et vers le sud dans les bassins du nord de l'Espagne.

Remerciements

Les auteurs ont bénéficié dans leur recherche, de conseils, d'encouragements et de bienveillances de la part de F. Verdier (GDF), C. Cavelier (BRGM), B. Cahuzac (Univ. Bordeaux I), A. Poignant (Univ. Paris VI), D. Nolf, E. Steurbaut (Inst. roy. Sci. nat. Belgique), B. Blangéro et B. Buisine (DHYCA) ; qu'ils en soient très sincèrement remerciés.

Références

- Andreieff P., Marionnaud J.M. (1972) - Observations préliminaires sur la limite Eocène-Oligocène dans la série classique du Médoc (Gironde). La position stratigraphique des "Grès et Calcaires à Anomies". *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274**, 1637-1640.
- Bea F., Kieken M. (1971) - Les évaporites dans les formations tertiaires de l'Aquitaine méridionale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **5**, 2, 399-404.
- 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.
- Berggren W. A., Miller K.G. (1988) - Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, **34**, 4, 362-380.
- Berger G.M., Boyer F., Rey J. (1990) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Lézignan-Corbières (1038). Éd. BRGM, 70 p.
- Berger G.M., Alabouvette B., Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Dubar M., Marchal J.P., Tambareau Y., Villatte J., Viallard P. (1997) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Tuchen (1078). Éd. BRGM, 114 p.
- Bigg P.J. (1982) - Eocene planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton from the Southern Aquitaine Basin, France. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, **14**, n°1-3, 367-400.
- Bilotte M., Cosson J., Crochet B., Peybernès B., Roche J., Taillefer F., Tambareau Y., Ternet Y., Villatte J. (1988a) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Lavelanet (1076). Éd. BRGM, 58 p.
- Bilotte M., Casteras M., Peybernès B., Rey J., Soula J.C., Taillefer F. (1988b) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Foix (1075). Éd. BRGM, 82 p.
- Blondeau A. (1983) - Nummulites nouvelles et peu connues de la Chalosse (Aquitaine, feuille de Dax à 1/50 000). *Rev. Micropal.*, **26**, 1, 22-28.
- Blow W.H. (1979) - The Cenozoic Globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea). 3 vol., Leiden, E. J. Brill, 1413 p.
- Boulanger D. (1957) - Présence de Bartonien à *Nummulites striatus* en Chalosse, Landes. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **2**, 24-25.
- Boulanger D. (1968) - Révision du Nummulitique de la Chalosse, du Béarn et du Bassin de l'Adour. Thèse Doct. d'Etat, Fac. Sci. 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.*, **7**, 375-376.
- Boulanger D., Massieux M., Plaziat J.C., Toumarkine M. (1967) - Essai de corrélation stratigraphique entre les Marnes à *Xanthopsis* de la Chalosse, les couches à *Nummulites aturicus* des Corbières septentrionales et du Mont Cayla et le Lutétien du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **9**, 367-370.
- Bouroullec J., Charpiot R., Giraudmailet J. (1974) - Relations figures sismiques et observations sédimentologiques dans le Paléocène inférieur de la région de Pau-Tarbes. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, n° 2, 511-525.
- Burger J.J., Cuvillier J., Schoeffler J. (1945) - Stratigraphie du Nummulitique de la Chalosse de Montfort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **15**, 207-220.
- 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**, 83-104.
- Cahuzac B., Roman J. (1984) - Une faune d'échinodermes mal connue : celle de l'Eocène supérieur tardif du Sud-Aquitain. Considérations biostratigraphiques et paléogéographiques sur les dépôts de cet âge. *Bull. Soc. Borda*, **396**, 705-727.
- Canudo J.I., Malagon J., Meléndez A., Millán H., Molina E., Navarro J.J. (1991) - Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, **9**, 81-84.
- Canudo J.I., Molina E. (1992) - Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleogeno del Pirineo. *Neues Jb. Geol. Paleontol., Abh.*, **186**, n°1-2, 97-135.
- Capdeville J. P. (1997) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Hagetmau (978). Éd. BRGM, 70 p.
- Capdeville J.P., Dubreuilh J., Duranthon F. (1995) - Le Paléogène et le Miocène d'Aquitaine. *Strata*, **26**, 91-140.
- Carez L. (1904) - La géologie des Pyrénées françaises. Fasc. II. Feuilles de Tarbes et de Luz. Mém. Carte Géol. détaillée France, 745-1230.
- Cavelier C. (1979) - La limite Eocène-Oligocène en Europe occidentale. *Sciences géol.*, **54**, 280 p.
- Cavelier C. (1987) - Diachronisme des faciès et discontinuités dans le Paléogène. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, Mém. h.s. **6**, 243-270.

- 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*, **4**, 69-79.
- Cousteau H., Schoeffler J., Sourisse C., Stojic B. (1967) - Essai sur les aquifères du Tertiaire et du Crétacé inférieur en Aquitaine. *Chroniques d'Hydrogéologie*, 127-146.
- Crochet B. (1991) - Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou. *Documents du BRGM*, **199**, 387 p.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1946) - Les bancs à conglomérat dans le Lutétien supérieur du Bas-Adour et leur interprétation tectonique. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 214-216.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1947a) - Remaniements de Rosalines dans l'Eocène de l'Aquitaine occidentale. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 141-143.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1947b) - Phénomènes de remaniements dans le Tertiaire marin de l'Aquitaine occidentale. I. Remaniement de microfaune. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 210-211.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1947c) - Phénomènes de remaniements dans le Tertiaire marin de l'Aquitaine occidentale. II. Bancs de conglomérats et galets remaniés. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 228-230.
- Cuvillier J., Dupouy-Camet J. (1947d) - Découverte d'un affleurement de Lutétien inférieur à Anglet (Basses-Pyrénées). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **224**, (23), 1141-1157.
- Cuvillier J., Schoeffler J. (1946) - Esquisse géologique de la commune de Sainte-Marie-de-Gosse (Landes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **16**, 91-94.
- Daguin F. (1948) - L'Aquitaine occidentale. *Géologie régionale de la France*, **5**, 230 p.
- Decrouez D., Lantero E. (1979) - Les "bancs à Nummulites" de l'Eocène mésogéen et leurs implications. *Arch. Sciences*, **32**, n°1, 67-94.
- Delbos J. (1847) - Notice géologique sur les terrains du Bassin de l'Adour. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **4**, 712-726.
- Delfaud J., Pailhé P., Thomas G. (1982) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Morlaàs (1030). Ed. BRGM, 24 p.
- Deloffre R. (1988) - Itinéraire géologique en Chalosse (Aquitaine occidentale). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **12**, n° 2, 707-737.
- Douvillé H. (1905) - Sur le terrain nummulitique du Bassin de l'Adour. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **5**, 9-54.
- Douvillé H. (1919) - L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. Mém. Carte géol. détaillée France, 84 p.
- Dubreuilh J. (1989) - Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviaux tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines. *Documents du BRGM*, **172**, 461 p.
- Dubreuilh J., Marionnaud J.M. (1973) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Lesparre-Médoc (754). Ed. BRGM, 47 p.
- Ellenberger F., Freyret 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 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.
- Feinberg H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'Anticlinal d'Audignon (Landes). Thèse Doct. 3ème cycle, Fac. Sci. Univ. Paris, 123 p.
- Freyret P. (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse de Doct. d'Etat, Sci. Terre, Univ. Paris-Sud Orsay, 490 p.
- Gély J.P. (1996) - Le Lutétien du Bassin parisien : de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. inf. Bassin Paris*, **34**, n°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**, n°6, 713-747.
- Gubler Y., Pomeyrol R. (1946) - Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Eocène au sud de Pau (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **16**, (5), 423-444.
- Guillocheau F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, (2a), 1141-1157.
- Haq B.U., Hardenbold J., Vail P.R. (1988) - Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 71-108.
- Hay W.W. (1964) - Utilisation stratigraphique des Discoasteridés pour la zonation du Paléocène et de l'Eocène inférieur. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962, Mém. BRGM, **28** (2), 885-889.
- Hay W.W., Mohler H.P. (1967) - Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Pont Labau, France and Paleocene-Early Eocene correlations. *J. Paleontol.*, **41**, n° 6, 1505-1541.
- Hébert E. (1879) - Sur les calcaires à *Echinolampas michelini* du Midi de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **7**, 740-741.
- 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.
- Herb R., Schaub H. (1963) - Zur Nummulitenfauna des Mitteleozäns von Sorde-l'Abbaye (Landes, Frankreich). *Eclogae Geol. Helv.*, **56**, n°2, 973-999.
- Hillebrandt A. (1965) - Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayer. Akad. Wissensch., Math.-naturwiss. Kl., Abh.*, n.s., **123**, 1-62.
- Hillebrandt A. (1975) - Corrélation entre les biozones de grands foraminifères et foraminifères planctoniques de l'Ilerdien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **17**, 162-167.

- Hottinger L. (1960) - Recherches sur les alvéolines paléocènes et éocènes. *Mém. suisses Pal.*, **75/76**, 242 p.
- Hottinger L., Schaub H., Vonderschmitt L. (1956) - Zur Stratigraphie des Lutetien im Adourbecken. *Eclogae Geol. Helv.*, **49**, n°2, 453-468.
- Hourdebaigt M. L., Villatte J., Crochet B. (1986) - Le Poudingue de Jurançon du sud de Pau appartient à la série syntectonique de Palassou : preuve par la découverte d'une malacofaune éocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **303**, 951-956.
- Jacquot E. (1864) - Description géologique des falaises de Biarritz, Bidart, Guéthary et Saint-Jean-de-Luz (Basses-Pyrénées). *Actes Soc. linnéenne Bordeaux*, **25**, 1-58.
- Jacquot E., Munier-Chalmas E. (1886) - Sur l'existence de l'Eocène inférieur dans la Chalosse et sur la position des couches de Bos-d'Arros. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **102**, 1261-1264.
- Jacquot E., Raulin V. (1888) - Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Deuxième partie. In-8. Mont-de-Marsan, Delaroy imp., 230 p.
- Kapellos C., Schaub H. (1973) - Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclogae Geol. Helv.*, **66**, 687-737.
- Kapellos C., Schaub H. (1975) - L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation de zones à grands foraminifères et à nannoplancton. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **17**, 148-161.
- Kieken M. (1973a) - Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **15**, n°1, 385-397.
- Kieken M. (1973b) - Notice explicative à plat. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Hasparren (1002). Ed. BRGM.
- 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.
- Kromm F., Lavigne J., Marionnaud J.M. (1970) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille de Montendre (755). Ed. BRGM, 20 p.
- Le Pochat G., Thibault Cl. (1977) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Dax (977). Ed. BRGM, 26 p.
- Less G. (1987) - Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminidae. *Geologica Hungarica, ser. Paleontologica*, **51**, 259 p.
- Luterbacher H.P. (1969) - Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées méridionales). *Mém. BRGM*, **69**, 225-232.
- 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.
- Marionnaud J.M., Dubreuilh J. (1974) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Saint-Laurent-et-Benon (754). Ed. BRGM, 25 p.
- Martini E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings 2d Planktonic Conference (Roma, 1970)*, ed. Technoscienza, **2**, 739-785.
- Massieux M., Tambareau Y., Villatte J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Rev. Micropal.*, **24**, n°2, 69-82.
- Mathelin J.C. (1988) - Le Paléogène des falaises de Biarritz : révision biostratigraphique, paléoenvironnements et diapirisme. *Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie*, n°88-23, 159 p.
- 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**, n°1, 5-85.
- Michoux D. (1988) - Dinoflagellate cysts of the Wetzeliella complex from Eocene sediments of the Aquitain Basin, Southwestern France. *Palynology*, **12**, 11-41.
- Neumann M. (1955) - Etude des orthophragmines contenues dans les marnes à *Xanthopsis dufouri* (Lutétien inférieur) de la Chalosse de Montfort (Landes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **5**, 125-134.
- Neumann M. (1958) - Révision des orbitoïdés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **83**, 174 p.
- Nolf D. (1988) - Les otolithes de téléostéens éocènes d'Aquitaine (SW de la France) et leur intérêt stratigraphique. *Mém. Acad. royale Belgique, Cl. Sciences*, **19**, n°2, 147 p.
- Perch-Nielsen K. (1985) - Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. et Perch-Nielsen, K.: *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, 427-554.
- Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Eichène P. (1996) - Sur l'âge paléogène de certaines "lames triasiques" nord- et sous-pyrénéennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, n° 6, 761-771.
- Platel J.P. (1990a) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Tartas (950). Ed. BRGM, 51 p.
- Platel J.P. (1990b) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Cazaubon (926). Ed. BRGM, 66 p.
- Platel J.P. et coll. (1976) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Jonzac (731). Ed. BRGM, 32 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 1/50 000). *Bull. BRGM*, section 1, n°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**, n° 2, 168-182.
- Plaziat J.C. (1983) - Problèmes écologiques et paléogéographiques à l'origine des difficultés de corrélations stratigraphiques du début du Tertiaire en Europe occidentale : discussion et propositions de corrélation du Maastrichtien et de l'Ilerdien. *Newsletters of Stratigraphy*, **13**, n°1, 1-20.

- Plaziat J.C. (1984a) - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléo-environnements et évolution paléogéographique. Thèse de Doct. d'Etat, Sci. Terre, Univ. Paris-Sud Orsay, 1362 p.
- Plaziat J.C. (1984b) - Paléobiocénoses et déplacements massifs d'organismes littoraux (madréporaires, mollusques, fruits de *Nypa*) en sédimentation vasosableuse pérideltaïque. Rôle des courants, des tempêtes et des séismes dans l'Ilerdien de Coustouge (Aude, France). *Géobios*, mém. spécial n° 8, 301-312.
- 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. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, n°2, 467-476.
- Pujalte V., Baceta J.I., Payros A., Orue-Etxebarria X., Serra-Kiel J. (1994) - Late Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain). A field-seminar of the Groupe d'Etude du Paléogène and IGCP project 286., 118 p.
- Razin Ph. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province de Labourd). Thèse doct. Univ. Bordeaux III, 465 p.
- Reyre D. (1945) - Crétacé supérieur et Tertiaire des Hauts-Pyrénées entre les vallées de l'Adour et de l'Arrêt. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **15**, 547-562.
- Reyt L. (1894) - Succession des assises tertiaires inférieures sur le pourtour de la protubérance crétacée de Saint Sever. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **119**, 1021-1023.
- Riveline J., Berger J.P., Feist M., Martin-Closas C., Schudack M., Soulié-Marsche I. (1996) - European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, n°3, 453-468.
- Roman J., Cahuzac B. (1992) - Une riche faune d'échinoïdes de l'Eocène d'Angoumé (Sud-Aquitaine, France). *Geobios*, m.s. **14**, 113-121.
- Schaub H. (1981) - Nummulites et assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. suisses Pal.*, **104/106**, 227 p.
- Schoeffler J. (1971) - Etude des formations molassiques au sud de Tarbes. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **5**, n°2, 165-187.
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A. K., Less Gy., Pavlovic R., Pignatti J., Samsó J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J., Zakrevskaya E. (1998) - Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **169**, 2, 281-299.
- Seyve Ch. (1984) - 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.
- Siesser W.G., Dockery III. D.T. (1985) - Calcareous nannoplankton biostratigraphy of selected Tertiary localities in the Paris, Adour, and Béarn Basins of France and their correlation with the North American Gulf Coast Tertiary sequence. *Mississippi Geology*, **5**, 3, 9-19.
- Steurbaud E. (1998) - High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Paleontographica Abt. A*, **247**, 4-6, 91-156.
- Szöts E. (1964) - Esquisse stratigraphique du Lutétien du sud-ouest du Bassin aquitain (Bassin de l'Adour, Fossé aturien, les environs de Biarritz, Bas-Adour, Béarn). Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, 1962. *Mém.BRGM*, **28**, 401-406.
- Szöts E. (1973a) - Petits foraminifères des Couches à grandes nummulites (Fontaine-de-la-Médaille, Montfort-en-Chalosse, Landes, Aquitaine, localité-type). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **5-6**, 112.
- Szöts E. (1973b) - Nouvelles données sur les petits foraminifères du Lutétien supérieur de Cauneille (Landes, Aquitaine). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, **5-6**, 113-114.
- 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**, n°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.
- Tambareau Y. (1995) - Paleocene/Eocene boundary in the platform deposits of the Northern Pyrenees. *Bull. Soc. belge Géol.*, **103**, n° 3-4, 293-299.
- 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**, n°4, 375-387.
- Ternet Y., Berger G. (1968) - Notice explicative. Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Royan-Tour-de-Cordouan (706). Ed. BRGM, 12 p.
- 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.
- Tournouer R. (1864) - Sur quelques affleurements des marnes nummulitiques de Bos d'Arros. *Actes Société linnéenne Bordeaux*, (3), **25**, 5, 243-251.
- Vail P.R., Audemar F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. (1991) - The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology. An overview. In: "Cycles and events in Stratigraphy", Einsele *et al.* (Eds) - Springer Verlag Berlin, 617-665.
- 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*, **28**, 227-241.

BON DE COMMANDE

1999

ORDER FORM

VEUILLEZ ENREGISTRER MON ABONNEMENT A :

PLEASE ENTER MY SUBSCRIPTION TO:

GÉOLOGIE DE LA FRANCE

FRANCE: 650 FF - ETRANGER : 700 FF EN PORT ORDINAIRE
+60 FF PAR AVION

FRANCE : 650 FF - REST OF THE WORLD : 700 FF NORMAL PORT
+60 FF BY AIR MAIL

VENTE AU NUMERO : 190 FF

NOM / NAME

ADRESSE / ADDRESS

PAYS / COUNTRY

☐ PAIEMENT PAR CHÈQUE BANCAIRE JOINT, A L'ORDRE DU BRGM

☐ CHEQUE ENCLOSED (PAYABLE TO BRGM)

☐ VEUILLEZ DEBITER MA CARTE BANCAIRE

☐ PLEASE DEBIT MY CREDIT CARD

☐ **VISA**

☐ **EUROCARD**

☐ **MASTERCARD**

NUMERO / NUMBER

| | | | | | | | | | | | | | | |

EXPIRATION

| | | |

DATE

SIGNATURE

A RETOURNER A / RETURN THIS FORM TO

EDITIONS BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2 - France

Impression et façonnage

BRGM Service reprographie

Dépôt légal : avril 1999