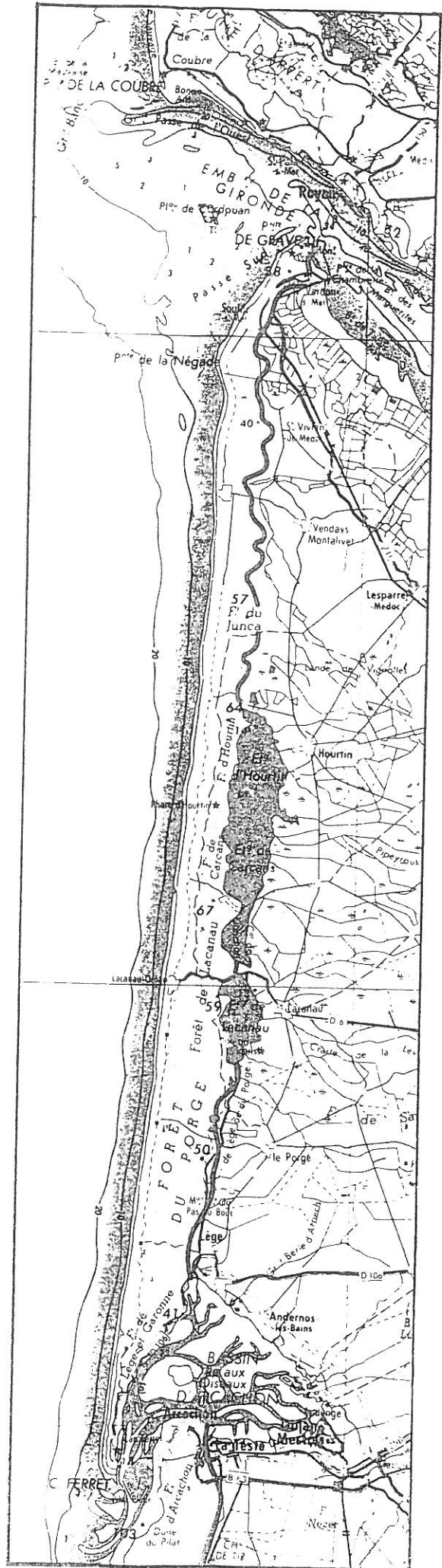
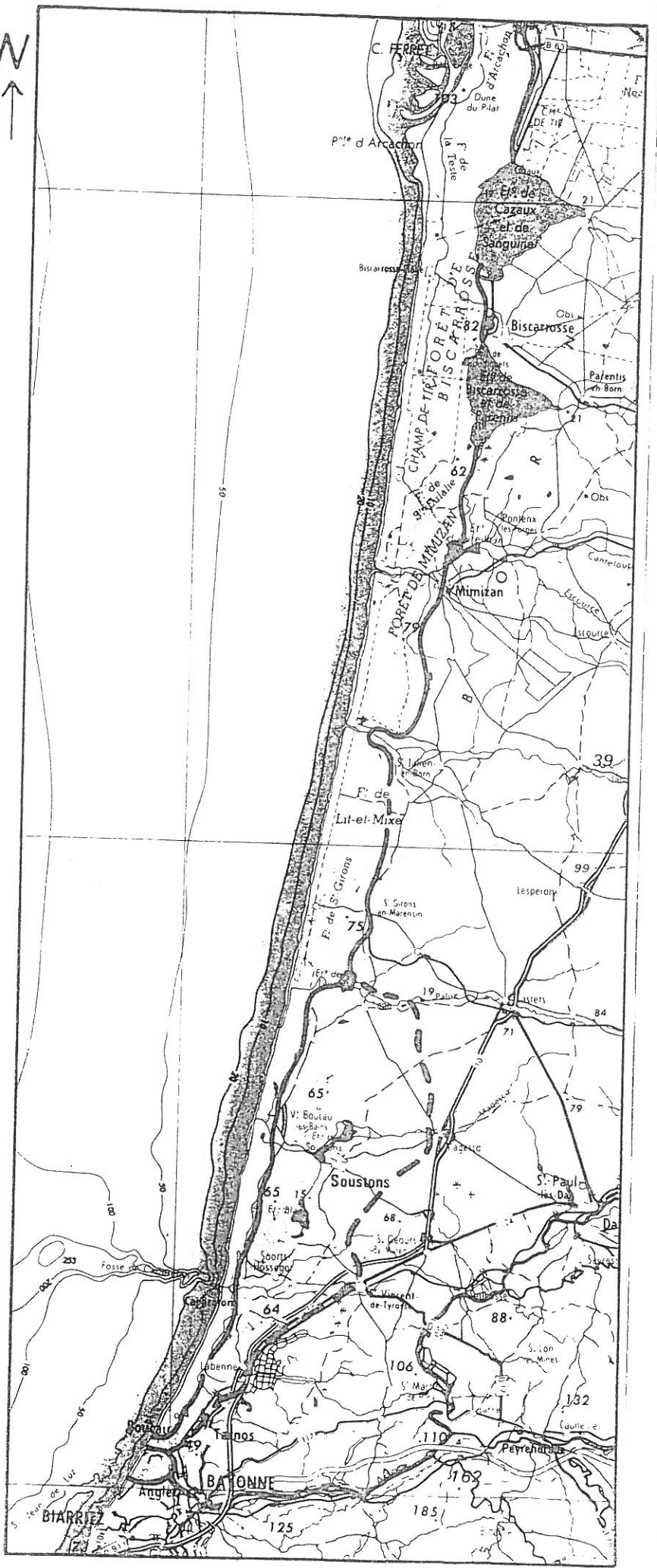


SITUATION GEOGRAPHIQUE



Partie Nord



Partie Sud

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée correspond au cordon dunaire littoral qui borde la côte aquitaine depuis la Pointe de Grave au Nord jusqu'aux premiers contreforts des collines biarrotes au Sud (fig 1). A l'Est, sa limite apparaît moins nettement. Elle est formée :

- par la ligne sinueuse d'extrême avancée des dunes sur la plaine landaise;
- par la rive occidentale des étangs aquitains ;
- par la bordure Ouest du chapelet de marécages situés dans l'alignement des lacs.

Le cordon dunaire forme donc une longue bande qui s'étire sur 230 km environ. Mise à part la coupure formée par le Bassin d'Arcachon (estuaire de la Leyre), aucune vallée importante ne vient interrompre la continuité du massif, traversé dans le secteur Sud seulement, à partir de Mimizan, par les exutoires des petits lacs landais ("courants" de Mimizan, de Contis, d'Huchet,...). La largeur de la zone dunaire, très réduite aux deux extrémités, dépasse rarement 4 à 6 km, mais peut atteindre localement 8 à 10 km à Mimizan et à Moliets.

La région naturelle du cordon dunaire aquitain couvre une superficie totale d'environ 94 000 ha (lacs exclus), dont 54 300 en Gironde, 39 300 dans les Landes et un secteur très réduit dans les Pyrénées Atlantiques. A cela il faut ajouter les 37 000 ha du Marensin, région considérée comme distincte de la précédente mais qui se développe cependant sur 19 000 ha de dunes environ. La surface boisée occupe sur les 131 000 ha du territoire étudié environ 105 000 ha (27 000 dans le Marensin dont 14 000 sur dunes) ce qui porte le taux de boisement à 80 % (73 % dans le Marensin). La forêt bénéficiant du régime forestier (domaniale et communale) couvre 44 % des surfaces (68 % en dune littorale, 12 % en Marensin) et la forêt communale et particulière hors régime forestier 56 % (45 % en dune littorale, 88 % en Marensin). (données IFN, Gironde 1987 et Landes 1978).

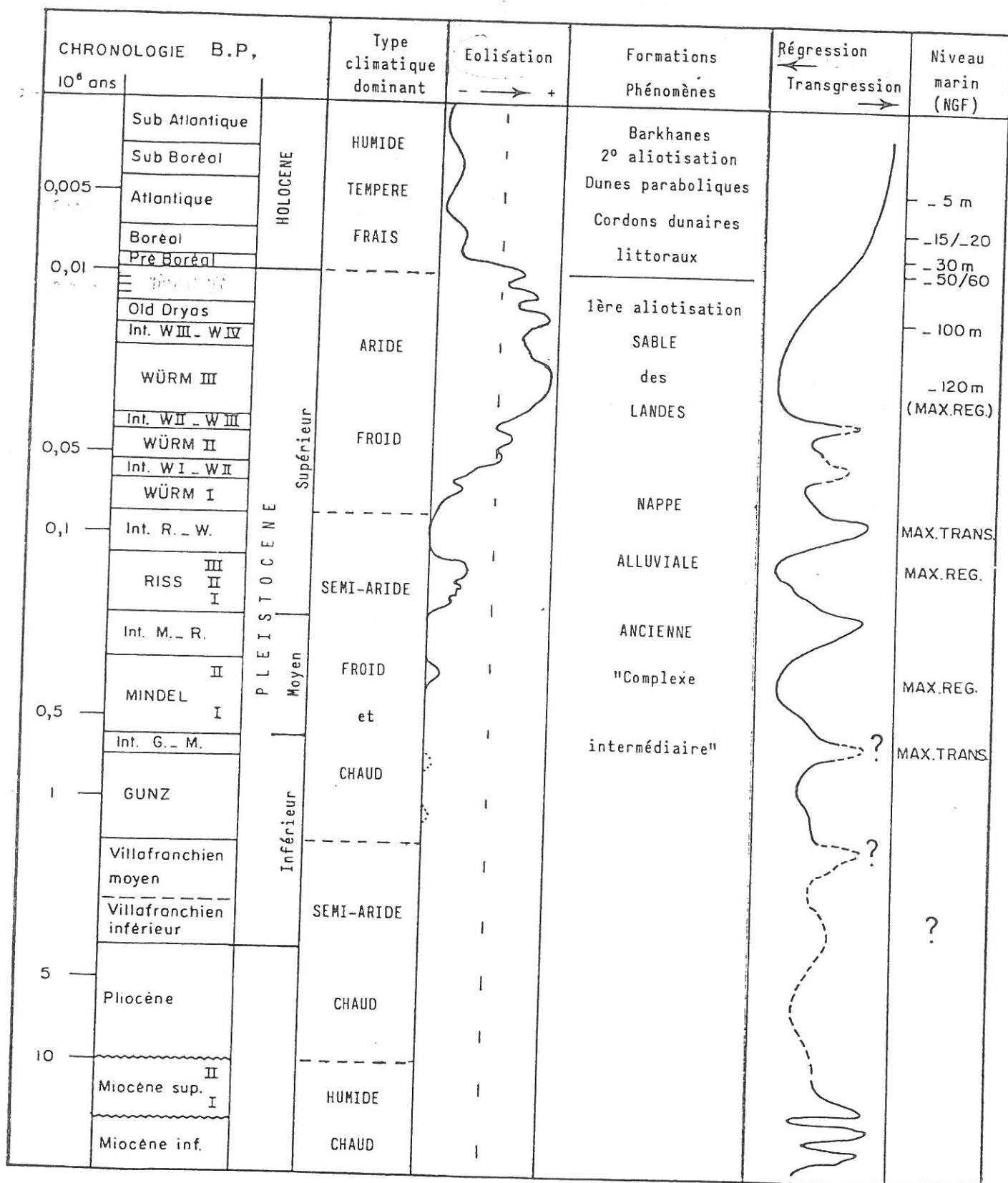
Superficie totale	94 000	54 300	39 300
Superficie boisée	105 000	27 000	14 000
Superficie dunaire	37 000	19 000	18 000
Superficie totale boisée	131 000	105 000	27 000

94.000
 + 37.000
 = 131.000

Fig. 1 : Situation géographique (extrait carte IGN 1/500 000)

- limite de la région I.F.N. "Dunes littorales"
- - - limite de la région I.F.N. "Marensin"

GEOLOGIE



Tab. 1 : Chronologie quaternaire (d'après LEGIGAN, 1979 ; WILBERT, 1978 ; modifié)

2 - GÉOLOGIE

2.1 - Structure géologique

La bande dunaire littorale est constituée exclusivement par un sable éolien apporté et modelé par les vents d'Ouest en plusieurs étapes tout au long de la période holocène, de 10 000 B.P.* jusqu'au XIXe siècle. Les dunes, parmi lesquelles des formes paraboliques se distinguent de celles du type barkhane, transgressent sur leur front Est différentes formations superficielles (fig 2).

*BP = Before Present, la datation se référant à un zéro fixé arbitrairement à l'année 1950. Pour la chronologie quaternaire, voir tableau 1.

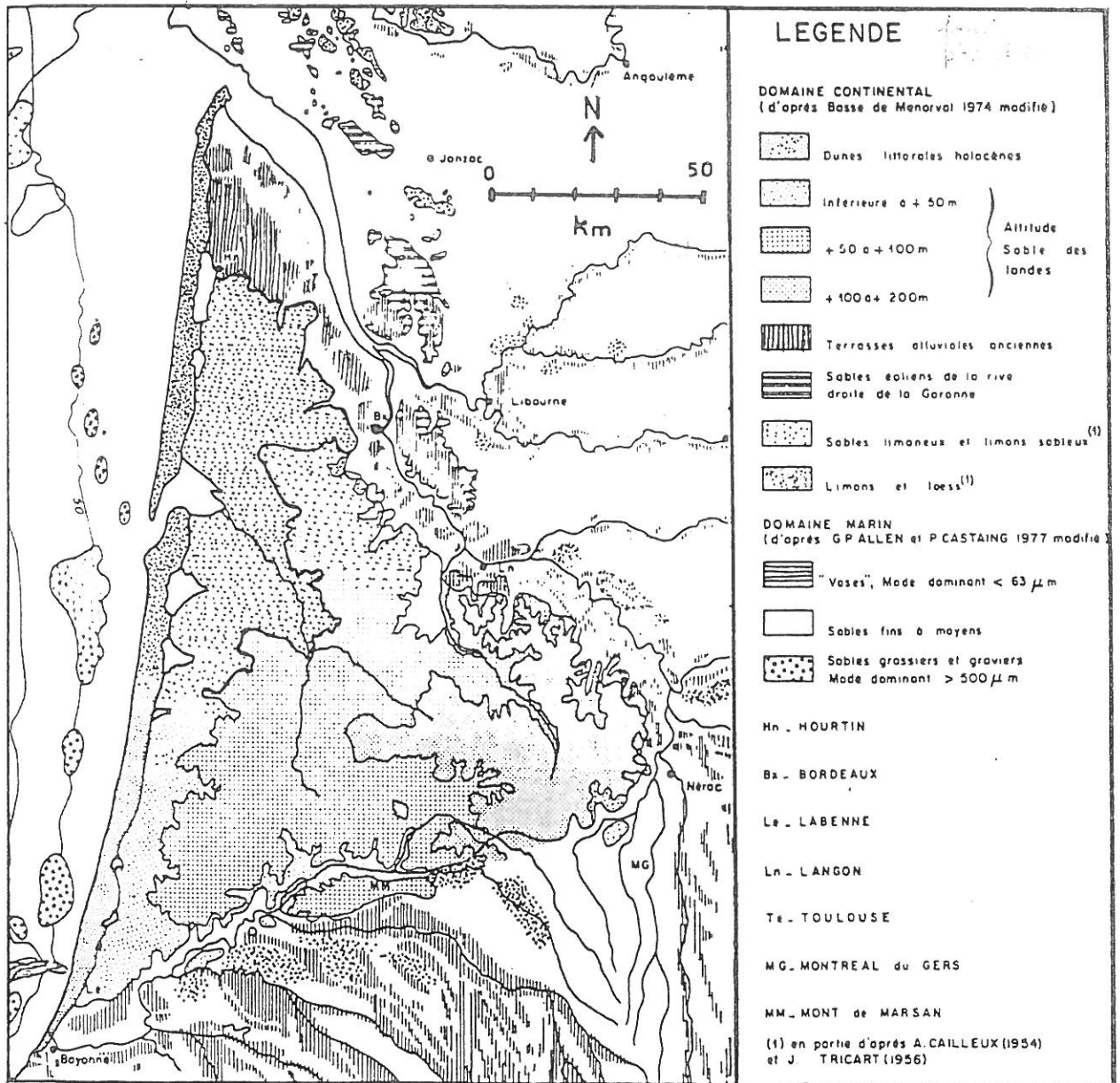


Fig. 2 : Carte géologique simplifiée de l'Aquitaine occidentale (d'après LEGIGAN, 19

Le substratum des dunes holocènes est formé par des dépôts détritiques marins tertiaires surmontés par une nappe alluviale plio-pléistocène et, sauf aux extrémités Nord et Sud, par la formation du Sable des Landes (fig 3).

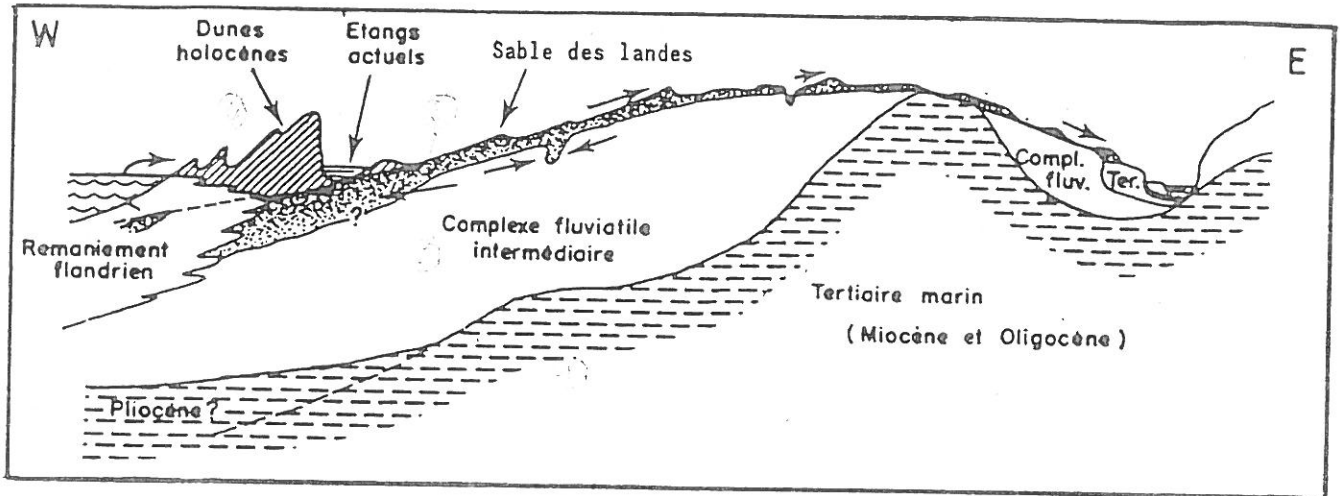


Fig. 3 : Coupe synoptique au niveau de la partie centrale du cordon dunaire (d'après LEGIGAN, 1979).

Les dépôts éoliens correspondant aux phases successives de la formation du cordon dunaire n'apparaissent pas de façon constante le long du littoral aquitain. Certaines étapes n'ont sans doute pas eu lieu localement, d'autres ont pu former des accumulations érodées et remaniées par la suite. L'équivalence des phases reconnues en différents points de la côte ne semble pas établie avec certitude.

En Médoc, les coupes et les sondages montrent la succession synthétique suivante, de bas en haut (fig 4) :

- dépôts fluviatiles ou littoraux plio-pléistocènes essentiellement sableux ou sablo-argileux avec lentilles d'argile et niveaux tourbeux (niveaux 1 à 10);

- sables aliotisés* de la formation du Sable des Landes ou du complexe intermédiaire (niveau 11), constants le long du littoral sauf au niveau des zones de permanence fluviatile (anciennes embouchures des fleuves côtiers, estuaire de la Leyre entre Lacanau et Arcachon). Ces dépôts ont subi au Tardiglaciaire (12000 à 10000 BP) la première aliotisation de la plaine landaise avec laquelle ils sont en continuité, sous le cordon dunaire.

*sables aliotisés : sables devenus gréseux à la suite d'une cimentation par le fer libre et/ou l'humus, dans la zone d'accumulation des profils podzoliques.

- sables éoliens holocènes comportant plusieurs horizons tourbeux ou humifères (paléosols) intercalés. La présence de ces niveaux permet de distinguer et de dater (par 14 C et analyse pollinique) au moins 6 phases principales dans la mise en place des dunes littorales (PAQUEREAU 1964 ; DUBREUILH 1971) :

- . au Préboréal, vers 10000 BP, très réduite et souvent absente ;
- . au Boréal, entre 8000 et 7000 BP, bien marquée et assez constante (niveau 13) ;
- . à l'Atlantique, réduite et souvent absente (niveau 15) ;
- . au Sub-Boréal, de 5000 à 3000 BP environ, correspondant à la mise en place des dunes paraboliques actuelles (niveau 17) ;
- . au début du Sub-Atlantique, de 3000 à 2300 BP, marquée par un épandage diffus (niveau 19) ;
- . du Sub-Atlantique à l'actuel (2300 à 150 BP), caractérisée par la transgression de barkhanes sur les formations plus anciennes (niveau 21).

A l'extrémité Nord du littoral, entre le Verdon et Grayan, les dunes transgressent directement les formations marines et fluvio-marines (vases et argiles) de l'estuaire girondin.

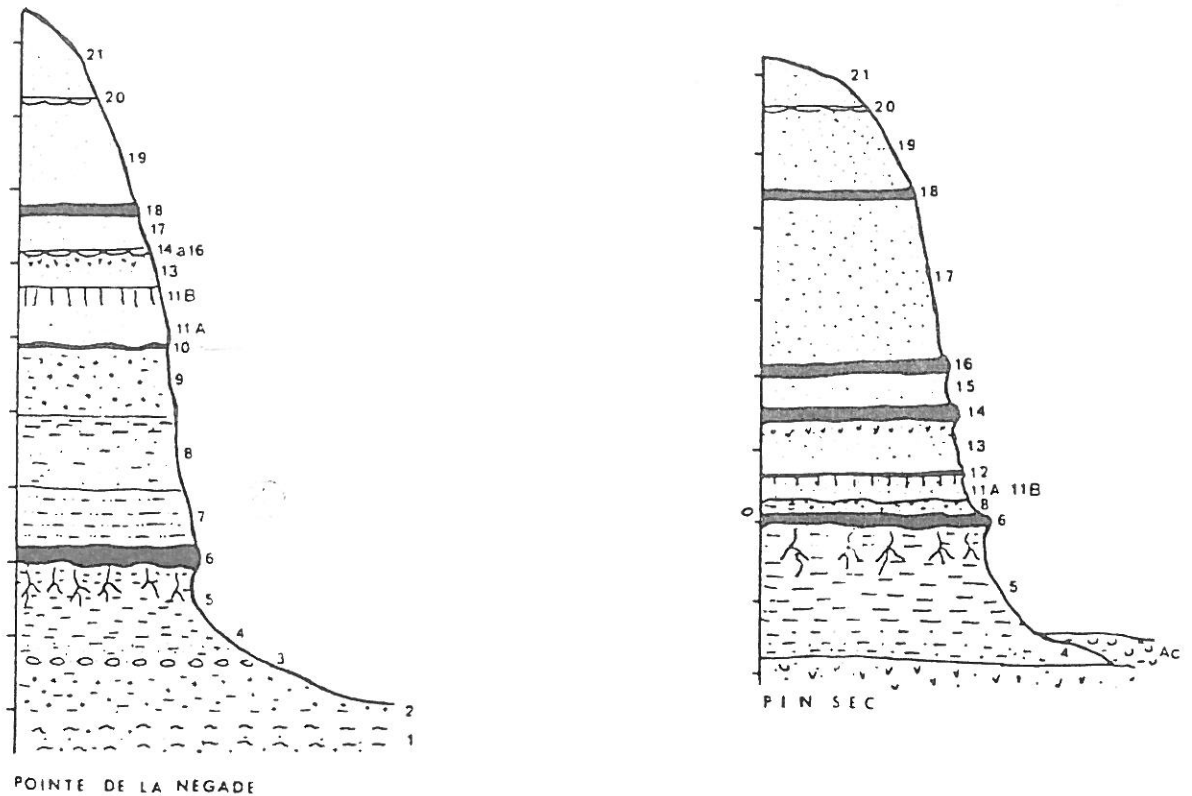


Fig. 4 : Coupes des formations quaternaires du cordon dunaire littoral en Médoc (d'après DUBREUILH, 1971).

Au Pilat, le versant Ouest de la grande dune montre de bas en haut (fig 5) :

- les sables aliottisés, visibles sur le rivage jusqu'à hauteur de St Julien (paléosol I)
- les sables éoliens holocènes déposés en au moins 4 phases : au Boréal (paléosol II), à l'Atlantique (?), du Sub-Boréal au début du Sub-Atlantique (dune parabolique, paléosol III), à l'époque actuelle (barkhane de la Grave, paléosol IV ; dune du Pilat).

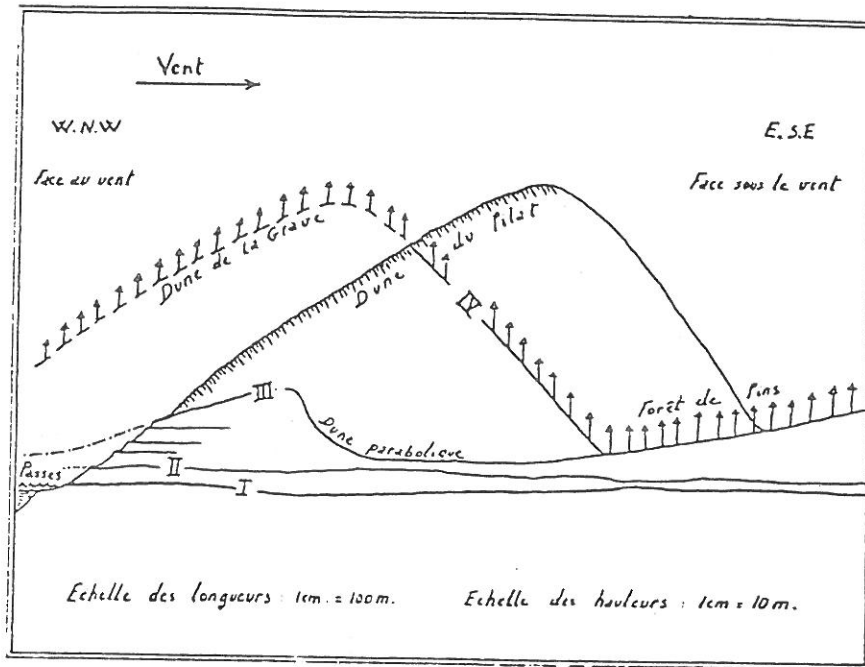


Fig. 5 : Coupe synthétique de la dune du Pilat (d'après FROIDEFOND, 1980).

Dans la partie Sud du massif dunaire, aucun affleurement littoral ou paléosol ne permet de distinguer d'éventuelles phases dunaires. Les dunes paraboliques, difficiles à dater avec précision, sont rattachées aux dunes préboréales plus septentrionales mais leur formation pourrait être plus ancienne. Les dunes transgressent le Sable des Landes jusqu'à Capbreton puis recouvrent les dépôts argileux ou sablo-limoneux parfois carbonatés des alluvions récentes littorales. A l'Est, elles entrent en contact avec les alluvions argilo-sableuses des collines de Seignanx.

2.2 - Evolution géologique et paléogéographique

La région étudiée, située sur la bordure occidentale du Bassin Aquitain, subit au Tertiaire une émerision progressive par un comblement en sédiments détritiques issus du Massif-Central et des Pyrénées. Au Quaternaire, les dernières phases de remblaiement deviennent continentales, fluviales puis éoliennes. L'originalité du secteur provient de la mise en place d'un vaste cordon dunaire au cours des toutes dernières époques de son histoire géologique. La formation des dunes holocènes ne peut cependant s'expliquer que par l'examen des phénomènes sédimentologiques de l'ensemble du Quaternaire.

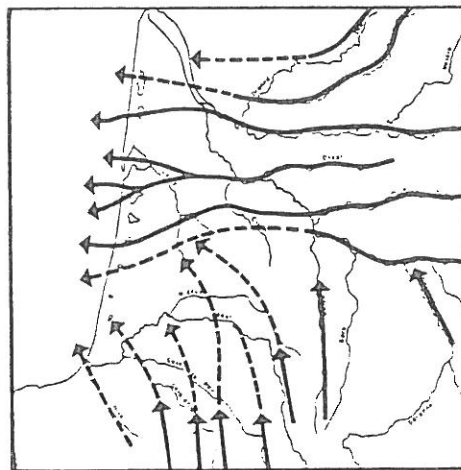
2.2.1 - La nappe alluviale plio-pléistocène

Entre les formations tertiaires et les épandages de sables éoliens, un ensemble de dépôts alluviaux de faciès très variés forme une vaste nappe qui couvre toute la partie centre-occidentale du bassin. Cette série de terrasses emboîtées constitue le "Complexe intermédiaire" de LEGIGAN (1979), rapporté au Plio-pléistocène.

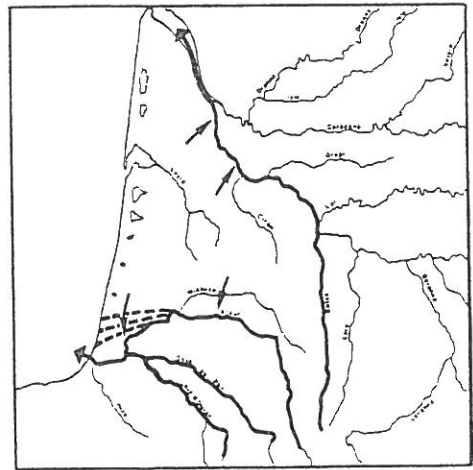
La répartition des sédiments traduit l'existence de grands couloirs de circulation orientés de l'Est vers l'Ouest dans le secteur Dordogne-Garonne et du Sud-Est vers le Nord-Ouest en secteur aturien (fig 6a). Il s'agit en fait moins d'apports directs qu'd'une redistribution de dépôts déjà altérés sur les marges du bassin. Un classement des matériaux s'opère au cours de leur cheminement vers l'Ouest, favorisant l'accumulation de sédiments homogènes, essentiellement sableux de granulométrie plus fine dans la partie occidentale.

L'épaisseur des dépôts (moins de 20 m en Bas Médoc, 100 m environ à Moliets) traduit l'existence d'un accident structural majeur, la flexure celtaquitaine. Cette faille, qui va commander la sédimentation quaternaire, sépare au niveau d'Arcachon une plate-forme stable au Nord d'un bassin subsident au Sud.

A cette époque, des rejeux néotectoniques tardifs commencent à modifier l'orientation des principaux axes de drainage : déplacement des écoulements vers le Nord-Ouest en secteur garonnais, migration du lit de l'Adour vers le Sud-Ouest (fig 6b). Ces défluviations aboutiront au Quaternaire supérieur à une ségrégation hydrographique complète, aucun des grands fleuves aquitains ne venant drainer la partie occidentale du bassin.



6a : Plio-pléistocène. Les fleuves du Bassin Aquitain se dirigent directement vers la mer (les flèches symbolisent les cours des anciens fleuves) d'après LEGIGAN (1979).



6b : Pleistocène inférieur et moyen. A la suite de mouvements tectoniques les cours des principaux fleuves sont déviés vers le Nord et vers le Sud.

Fig. 6 : Evolution du réseau hydrographique aquitain au cours du quaternaire (d'après GERE, 1982).

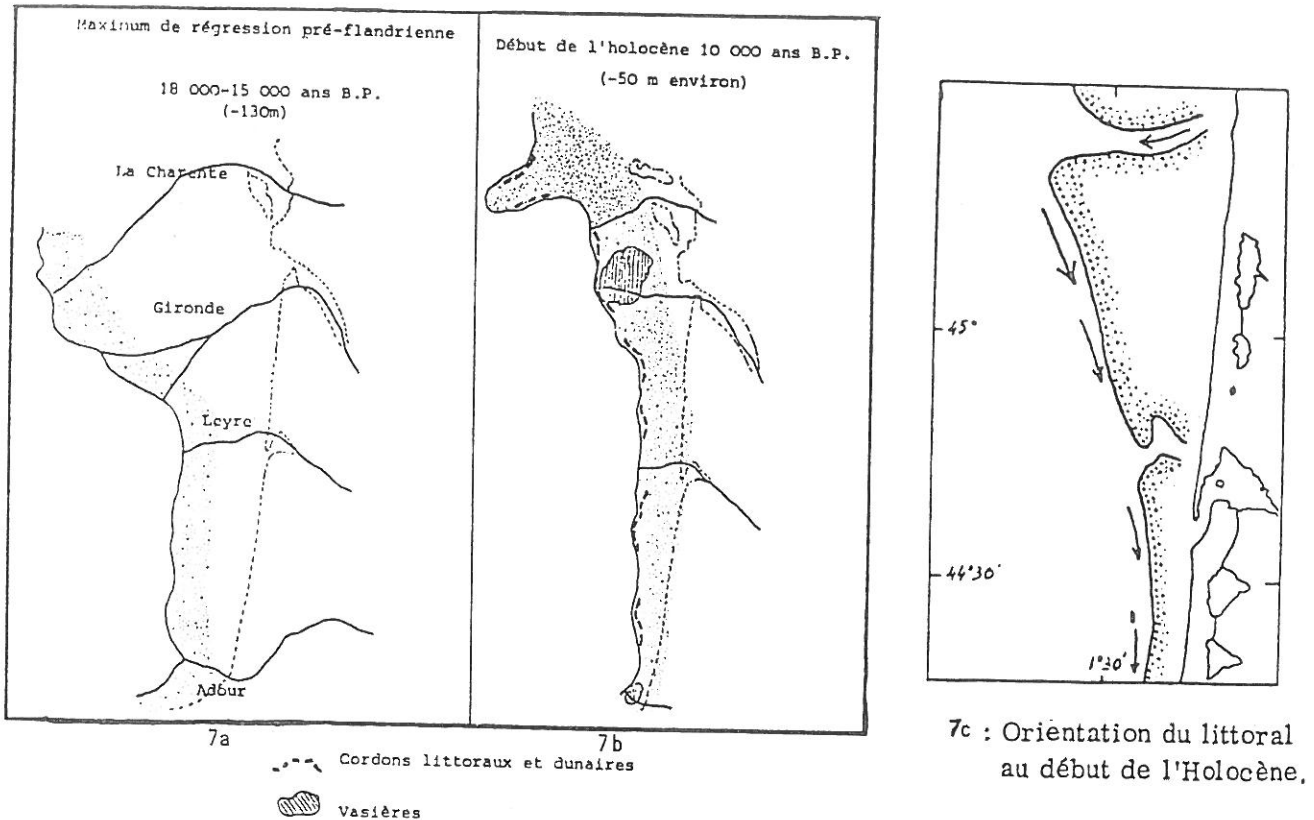
2.2.2 - Les épandages de sables nivéo-éoliens du Pléistocène supérieur

Ces dépôts (Sable des Landes au sens strict) s'étalent sur un vaste triangle formé avec Hourtin au Nord, Nérac à l'Est et Capbreton au Sud. Les phénomènes d'éolisation débutent au Riss et se poursuivent pendant tout le Pléistocène supérieur jusqu'au Würm final avec un maximum d'épandage aux Würm III et IV. Plusieurs étapes apparaissent cependant dans l'édification du manteau sableux :

- au début du Würm, les mouvements eustatiques* contribuent à une mobilisation de volumes importants de sable, organisés en cordons littoraux ;

- au Würm III, le climat froid et très sec permet la mise en mouvement des sables par le vent. La régression würmienne marque un maximum vers - 120 m, découvre la quasi totalité du plateau continental et offre ainsi un vaste domaine et d'importants stocks sableux à la déflation (fig 7a). La transgression flandrienne provoque ensuite une remontée rapide du niveau marin (environ 9 m en 1000 ans).

* mouvements eustatiques = variations du niveau général des océans.



(d'après PENIN, 1980)

(d'après FROIDEFOND, 1982)

Fig. 7 : Paléogéographie de la côte aquitaine au Würm III (7a) et au Pré-boréal (7b, 7c).

- au Würm IV, (fig 8a), les vents étalent les sables vers l'Est sous forme de dunes plates et d'ondulations de rides. Les conditions périglaciaires (climat froid, vent assez violents, faibles précipitations souvent neigeuses, sol gelé et sec, maigre végétation) favorisent la migration des sables sous l'action de vents dominants de secteur Ouest. Au cours des oscillations climatiques plus humides, des épandages torrentiels uniformisent le relief par redistribution des dépôts sur le plateau ; le développement de la végétation permet alors la fixation des sables, limite la déflation et assure une certaine immobilisation des sédiments en zone littorale.

- à la fin du Tardiglaciaire (fig 8b), le niveau marin remonte vers - 60 m. Les sables éoliens recouvrent toute la surface du complexe intermédiaire. Les vents dominants du Nord-Ouest édifient des dunes continentales. La mise en place du Sable des Landes se termine au Mésolithique. L'épaisseur des dépôts, très réduite sur les marges de la plaine landaise, ne dépasse pas quelques mètres en moyenne dans la partie centrale. Un nouveau réseau hydrographique se forme (bassin de la Leyre), en concordance avec la surface du plateau landais, orientée du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

2.2.3 - Le cordon dunaire littoral holocène

L'édification des différents systèmes dunaires ne constitue en fait que la poursuite de la dynamique éolienne, mais sous un climat tempéré plus humide qui confère un rôle important à la nappe phréatique et à la végétation. La mise en place des dunes s'effectue en plusieurs étapes :

- au début de l'Holocène (Préboréal et Boréal), la transgression flandrienne se poursuit : une remontée rapide du niveau marin recouvre et étale les sables éoliens sur le plateau continental, lissant la topographie antérieure. Des phases de stationnement marin prolongé (vers 50-60 et 20-30 m de profondeur) permettent la mobilisation de volumes importants de sable, accumulés en bordure du rivage sous forme de cordons littoraux et de cordons dunaires. Le paléorivage - 50 m forme une côte orientée Nord-Nord-Ouest Sud-Sud-Est, beaucoup plus éloignée du rivage actuel au Nord qu'au Sud (50 km à Lacanau, 15 km à Mimizan ; fig 7b et 7c). Les embouchures des petits fleuves côtiers landais entaillent ce littoral, bien moins rectiligne qu'aujourd'hui (fig 9A). Pendant les arrêts de transgression, des sables, des argiles et des tourbes colmatent ces estuaires.

- à l'Atlantique (fig 9A), un haut niveau marin relatif associé à une dérive littorale Nord-Sud plus active qu'actuellement (la côte orientée plus à l'Ouest rend les houles plus compétentes) favorise la construction de flèches littorales au niveau des embouchures et l'accumulation de bancs sableux dans les estuaires. Le blocage des écoulements provoque l'inondation des plaines côtières, le développement de lagunes et la formation de dépôts tourbeux. A cette époque un léger recul du niveau marin aurait permis la mise en place d'un nouvel appareil dunaire.

- du Sub-Boréal au début du Sub-Atlantique (5000 à 3000 BP environ ; fig 9B) l'engraissement des cordons littoraux et un retrait du rivage favorisent l'édification de dunes, transgressives sur les marécages des lagunes et la plaine sableuse aliottisée. L'avancée des sables sous un climat à tendance sèche provoque un colmatage partiel de estuaires et l'accumulation des eaux derrière le barrage dunaire dans les basses vallées des rivières landaises. A la fin de la période, une nouvelle élévation du niveau marin et une certaine humidification du climat ont sans doute favorisé la remontée de la nappe phréatique et le développement de la végétation, permettant la parabolisation et l'immobilisation des dunes au cours de leur progression vers l'Est. L'érosion du littoral, sans doute favorisée par le rejeu néotectonique d'un accident structural Nord-Sud, assure la régularisation du trait de côte qui s'aligne selon l'orientation des crêtes de houle par la formation de flèches et de cordon littoraux.

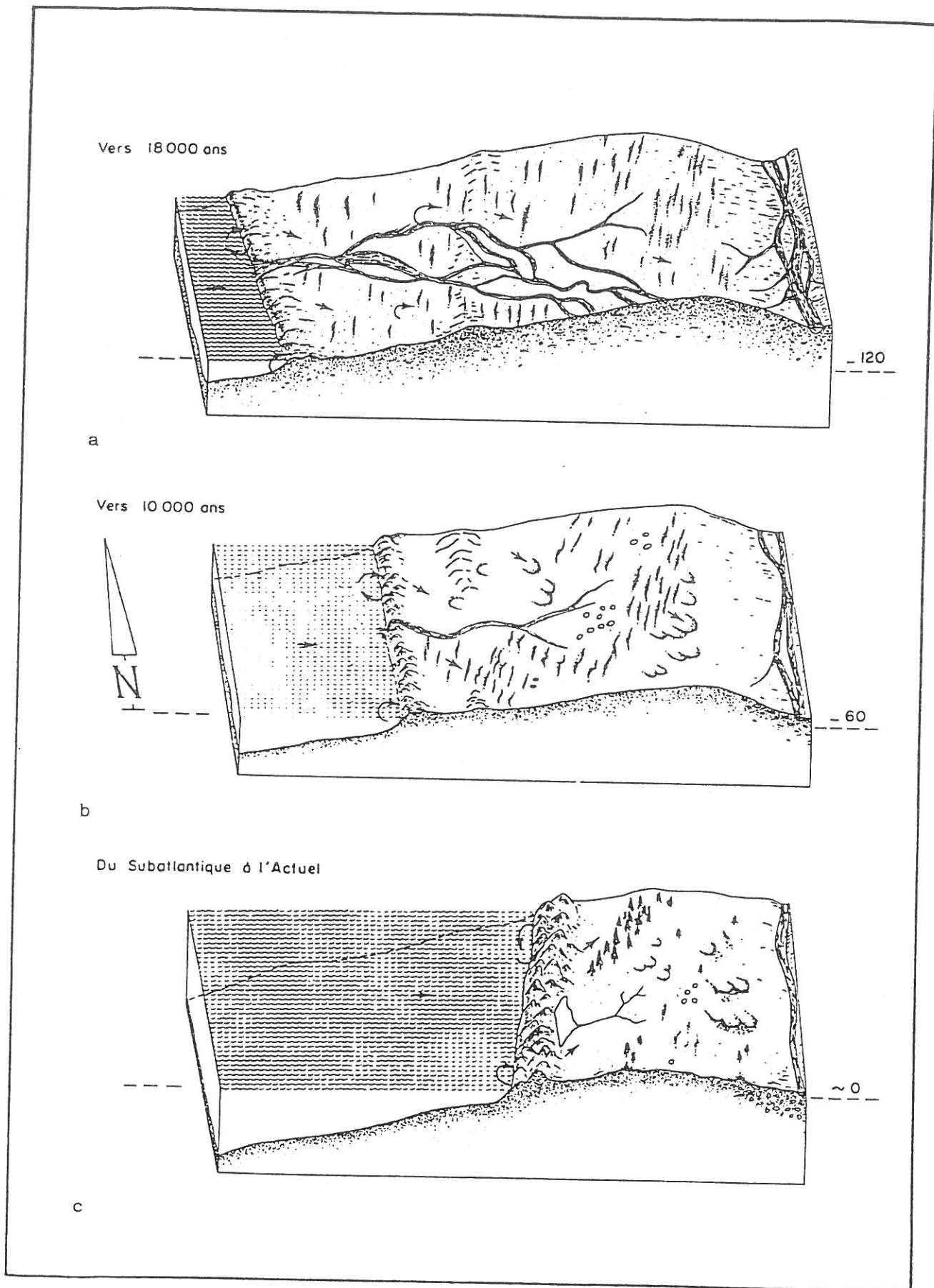


Fig. 8 : Mise en place du Sable des landes et des dunes holocènes (d'après LEGIGAN, 1979).

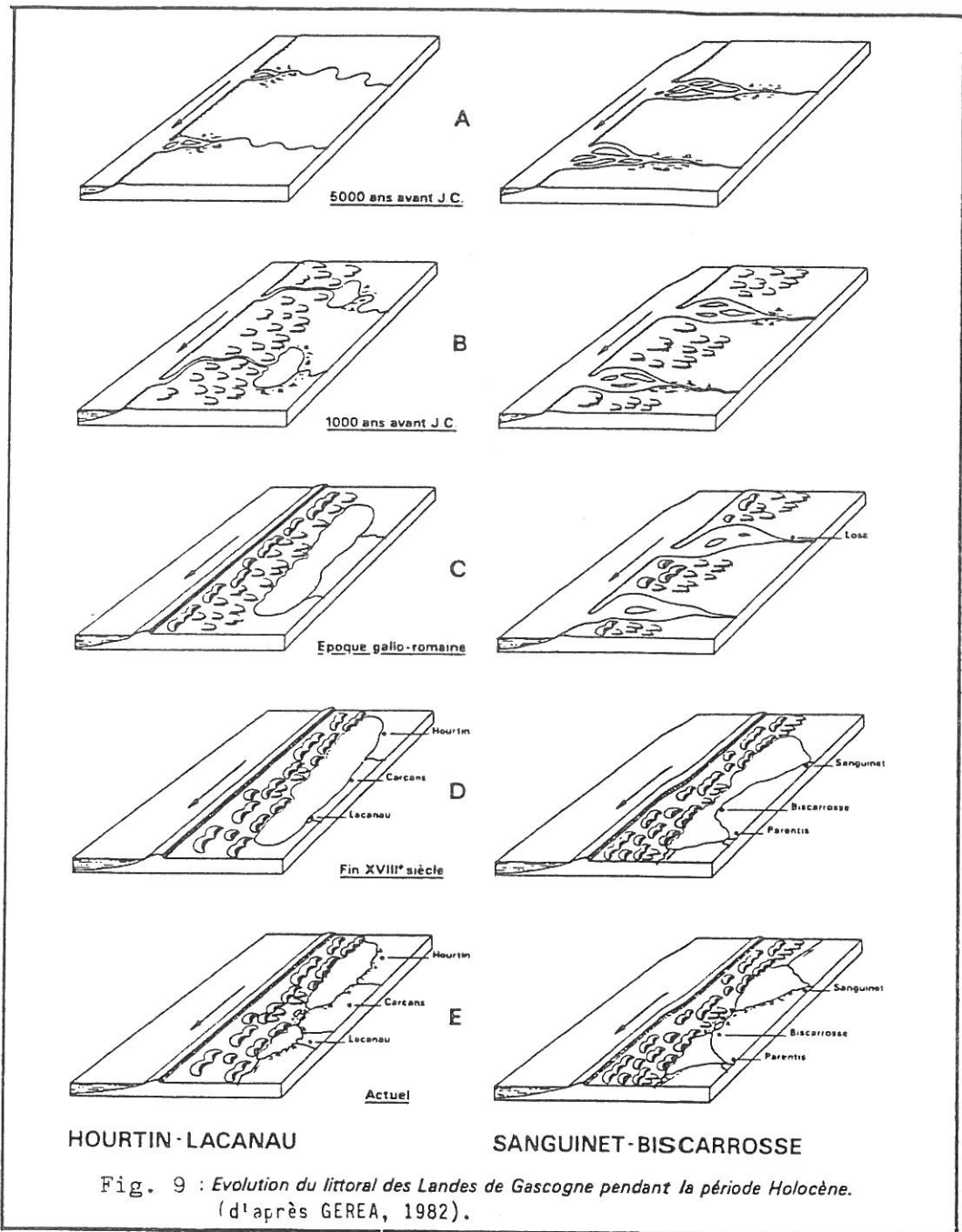


Fig. 9 : Evolution du littoral des Landes de Gascogne pendant la période Holocène.
(d'après GERE, 1982).

- au Sub-Atlantique (3000 à 2300 BP), les vents édifient des dunes transversales le long des plages et épandent, au moins en Médoc, un "voile" éolien qui vient partiellement combler la topographie des dunes paraboliques, en partie nivelées par la remontée du niveau marin.

- à l'époque historique (fig 8c; 9c,d,e;10), une certaine aridification du climat et un abaissement de la nappe phréatique associés à une légère régression auraient permis la reprise de la déflation et la mise en place de dunes de type barkhanes, très mobiles. Au cours de leur progression vers l'Est, sans doute en plusieurs étape (entre -500 et + 400, 750 et 1000, 1300 et 1800), les barkhanes transgressent les dunes paraboliques, sauf dans la partie méridionale, au Sud de Léon. L'envahissement de la frange littorale par les sables provoque le colmatage des estuaires (partiel au Sud, total au Nord), l'étalement des nappes lacustres sur les plaines avoisinantes, la création d'un chapelet de marécages alignés au revers sous le vent des dunes, l'ensablement des villages, des cultures et des forêts sur le front d'avancée des sables. Seul un semis systématique de Pin maritime réalisé entre 1800 et 1870 permet de stopper la progression des barkhanes vers l'Est. A partir de 1850, l'aménagement de la dune littorale assure une bonne immobilisation des sables en bordure du rivage. Dans de nombreux secteurs cependant, l'érosion de la côte provoque encore une lente progression de la dune vive sur les sables fixés précédemment.

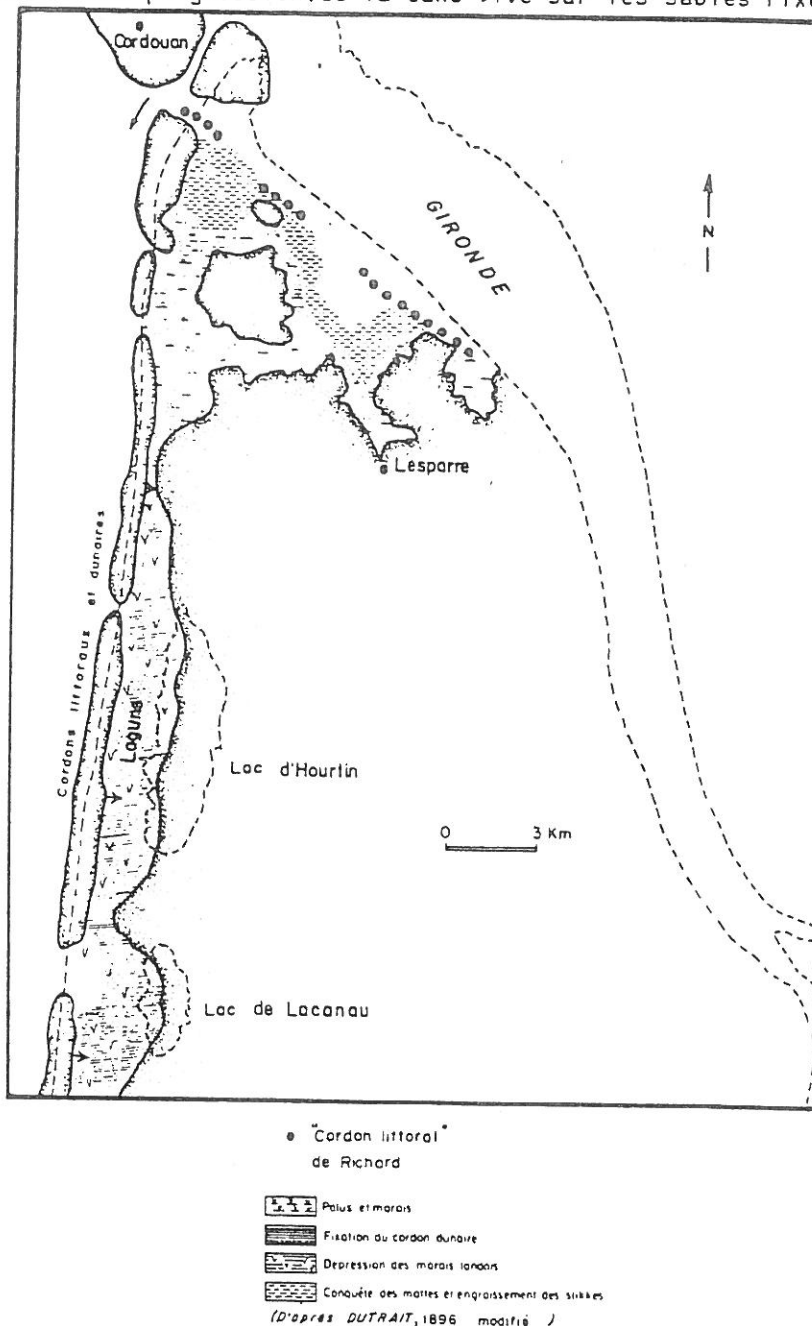


Fig. 10 : Morphologie du Médoc à l'époque gallo-romaine (d'après VIGNEAUX, 1975).

La figure 11 résume, à partir de l'exemple du site du Pilat, les principales phases de la mise en place du cordon dunaire littoral.

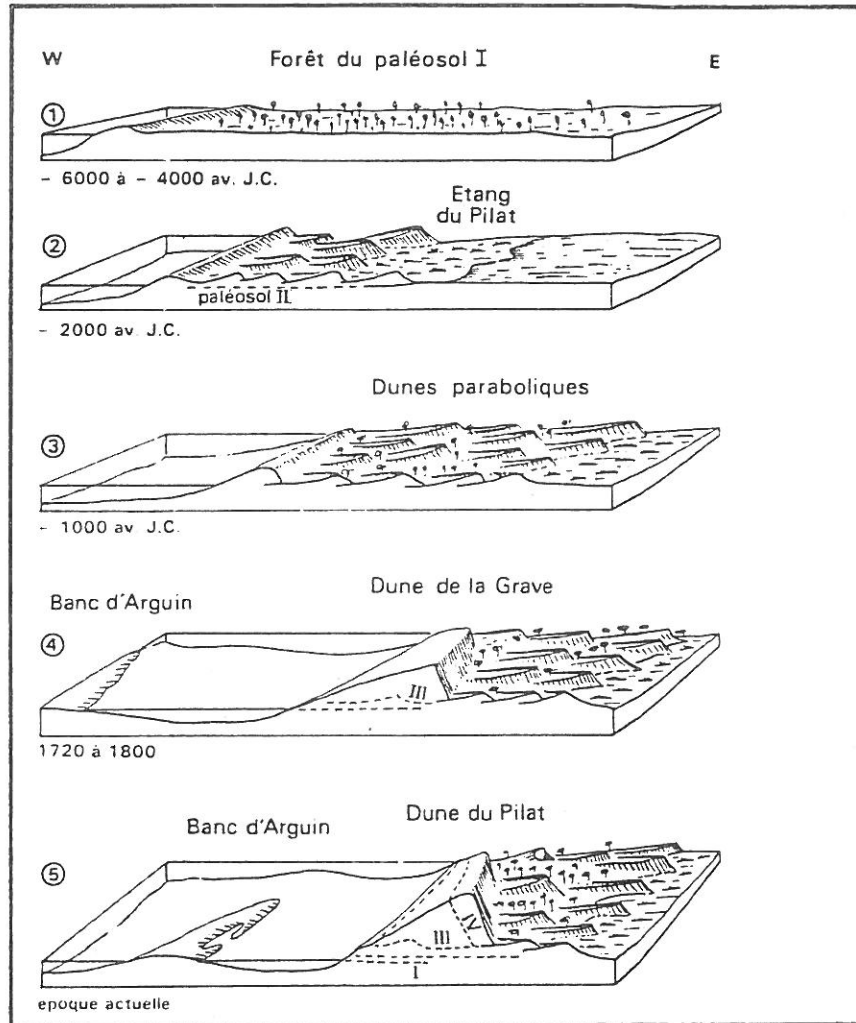


Fig. 11 : Evolution des paysages sur le site du Pilat de 8000 BP à nos jours (d'après FROIDEFOND, 1982).

2.2.4 - Facteurs de la mise en place des sables éoliens quaternaires

Depuis le début de la transgression flandrienne, les mêmes facteurs participent à la mise en place du manteau éolien du Sable des Landes et à l'édification des dunes littorales holocènes. Seuls changent les types de climat qui prévalent au moment de leur formation. Les conditions arides périglaciaires du Pléistocène supérieur favorisent la progradation de dunes vers l'Est et l'épandage d'un "voile" sableux sur de vastes surfaces alors que les périodes tempérées de l'Holocène ne permettent qu'à la première phase de se perpétuer.

Le stock sableux originel appartient au Complexe intermédiaire épandu au cours des bas niveaux marins des époques glaciaires. Au cours de la migration du rivage qui accompagne la transgression, les agents hydrodynamiques (houles, courants de marée) effectuent un tri des sédiments :

- la fraction la plus grossière reste sur place et fossilise le paléorivage correspondant aux paliers de transgression (vers 120, 50 et 30 m de profondeur) ;
- la fraction la plus fine est dispersée en suspension et s'accumule dans les zones calmes ;
- la fraction intermédiaire (sables moyens) peut être submergée si la transgression se produit rapidement : la montée des sédiments de la plate-forme continentale à l'estran s'effectue lentement et seul un faible volume de sable arrive à la côte. Si au contraire la transgression est moins rapide ou marque des phases de stationnement, les courants ramènent les sables moyens au rivage (transport de masse) où ils constituent un premier stock de sédiments. Le deuxième stock provient des fleuves et en particulier de la Gironde. La dérive littorale redistribue ces sables tout au long de la côte, créant des flèches au niveau des estuaires. Une partie des sables accumulés en bordure du rivage sert à édifier des cordons dunaires littoraux, l'autre partie forme des bancs sableux construits et déplacés par les houles (phase d'émergence du rivage). Au cours de périodes marquées par une aridification du climat et par un recul du rivage (fig 12) qui exonde les sédiments, les vents d'Ouest dominants reprennent ces sables et les modèlent en dunes qui progressent sur le continent lors de l'assèchement des lagunes isolées de la mer après formation des dunes transversales.

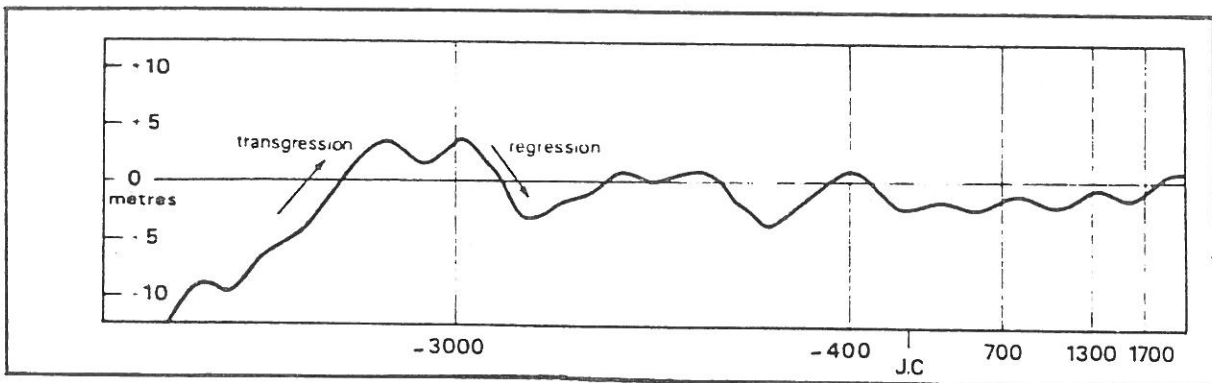


Fig. 12 : Fluctuation du niveau marin de l'Atlantique (7000 BP) à l'actuel (d'après ALVINERIE, 1983).

Il faut donc noter le rôle majeur du vent, agissant par l'intermédiaire des houles (transport de masse du plateau continental vers l'estran, dérive littorale) et par vannage des sables côtiers. Le stock sableux déplacé par les agents dynamiques au cours de la transgression holocène s'est accumulé principalement sous forme de dunes côtières (les 3/4) qui constituent un front de sédimentation alimenté par les sédiments littoraux. Les accumulations sous-marines le long du rivage sous l'action de la dérive littorale ne constituent en fait qu'une faible partie des apports, ce stock ne formant qu'une très petite fraction du volume des dunes. Ce volume, évalué à environ 20 milliards de m³ de sable, formerait après son étalement sur le plateau landais une couche uniforme de 2 à 3 m d'épaisseur, comparable à celle du Sable des Landes.

Depuis le début du Quaternaire, la mise en place des dépôts, très irrégulière dans le temps comporte une succession de phases actives (dynamique fluviatile ou éolienne) et de phases passives (immobilisation, pédogenèse). Cela confère aux dépôts un caractère résiduel prononcé qui se manifeste par un enrichissement en matériaux de natures pétrographiques résistantes, essentiellement quartzueuse.

2.3 - Aperçu sédimentologique des sables dunaires

2.3.1 - Granulométrie

Les dunes littorales sont constituées par des sables quartzeux très purs, moyens à fins (diamètre moyen des grains 0,3mm), assez bien à bien classés. La fraction fine (silt et argile) reste toujours très réduite, généralement inférieure à 5 %. A l'intérieur du massif des modifications de granulométrie apparaissent d'Ouest en Est et du Nord au Sud :

- les sables deviennent légèrement plus fins et mieux classés avec l'éloignement du rivage : les plus fins appartiennent aux dunes paraboliques et aux dunes transversales, aussi bien au Nord qu'au Sud (DUPLANTIER, 1976 ; TAVARES, 1976, voir annexe 1). Il y a augmentation du pourcentage pondéral des grains les plus fins et réduction du pourcentage des plus grossiers ;

- les sables des versants sous le vent des dunes transversales sont légèrement plus fins et mieux classés que ceux des versants au vent ou ceux des lettres (TAVARES, 1976 voir annexe 2) ;

- des variations semblent apparaître localement :

- . sables devenant plus fins du Verdon à Hourtin (LABRAIMI, 1977)
- . sables des barkhanes du Porge plus grossiers et plus mal classés que ceux des autres systèmes dunaires de la région (TAVARES, 1976)
- . augmentation de la fraction fine (silt et argile) entre Labenne (5 %) et Bayonne (20 %) (DUPLANTIER, 1976).

2.3.2 - Composition minéralogique

2.3.2.1 - Fraction légère

Le quartz constitue la presque totalité de cette fraction. Seuls les feldspaths (entre la Pointe de Grave et l'Amélie) et les roches schisteuses (à Hendaye), présentent des teneurs significatives.

2.3.2.2 - Fraction lourde

Les minéraux lourds représentent jusqu'à 17 % des sables dunaires, en teneur pondérale (voir annexe 3). De faibles valeurs apparaissent cependant au Cap Ferret, à Labenne et surtout à Vieux-Boucau. Le grenat et la staurotide sont les plus fréquents (30 à 50 % du total), sauf au Sud de Labenne où l'amphibole et l'épidote, mal représentés au Nord (moins de 10 %), deviennent prépondérants (30 à 50 %). Parmi les pyroxènes, l'augite montre une répartition comparable à celle du grenat et de la staurotide : fréquent au Nord de Labenne, faible teneur au Sud. Il faut aussi noter la constance de l'hypersthène tout au long de la côte atlantique ; inversement, la pigeonnite n'apparaît qu'au Cap-Ferret mais devient très abondante à Hendaye.

Il n'existe aucune différence dans la composition minéralogique des différents systèmes dunaires (sauf une teneur un peu plus élevée en grenat dans les dunes paraboliques). Ils semblent donc tous construits à partir du même stock sédimentaire dans lequel le cortège du Sable des Landes se mêle à celui des matériaux fluviatiles actuels.

Les sables dunaires intègrent donc les caractéristiques minéralogiques et granulométriques du Sable des Landes et des sédiments du plateau continental. Ils constituent le dernier terme de l'évolution actuelle du Sable des Landes.

2.4 - Hydrogéologie

Les sables dunaires contiennent une nappe phréatique continue qui repose sur les niveaux imperméables plio-pléistocènes (argile et argile-sableuse, sables aliotisés, tourbe). Elle est alimentée essentiellement par l'infiltration directe des précipitations à travers des terrains très perméables et aussi, localement, par la vidange de la nappe du plateau landais.

La forme de la nappe dépend peu de la topographie : il y a un certain parallélisme entre les courbes piézométriques et les courbes topographiques. A l'échelle régionale, la nappe présente une surface presque horizontale avec un faible bombement au niveau de la partie médiane du cordon dunaire. Dans le détail cependant, la surface est légèrement ondulée avec des bosses au droit des dunes et des creux au niveau des lettes. Il peut exister localement des dômes piézométriques correspondant à des lentilles argileuses. Des forages ont également mis en évidence la présence très ponctuelle de nappes perchées temporaires au-dessus de paléosols formant niveau imperméable. La répartition de ces nappes reste cependant très méconnue.

Le niveau piézométrique se situe à 2-3 m de profondeur à l'étiage (rarement 1 m) dans les lettes les plus basses souvent occupées par des marais ou des étangs avant l'abaissement générale du plan d'eau consécutif à la mise en place de la forêt de pin et aux travaux d'assainissement (BUFFAULT, 1897, 1906). Dans la dune, la nappe n'apparaît en général qu'à plusieurs dizaines de mètres sous la surface. Les fluctuations saisonnières du niveau piézométrique sont minimales (0,5 à 1 m) mais légèrement plus importantes dans les lettes que dans les dunes (PITAUD, 1967). Le drainage de la nappe s'effectue dans la partie Est vers la gouttière formée par la chaîne des marais et les canaux de jonction des étangs et vers la mer dans la partie Ouest. Il faut noter l'existence de nombreux axes d'écoulement préférentiel marqués sur le littoral par des sources ou des suintements localisés (Montalivet, Hourtin) et qui correspondent sans doute à d'anciens estuaires comblés de matériaux grossiers. L'eau est acide (pH compris entre 5 et 6,5-7, très peu minéralisée (résistivité de l'ordre de $0,3-0,4 \cdot 10^4 \Omega / \text{cm}$), riche en fer et en silice, réductrice (PITAUD, 1967 ; OLLER, 1974).