

GEOMORPHOLOGIE

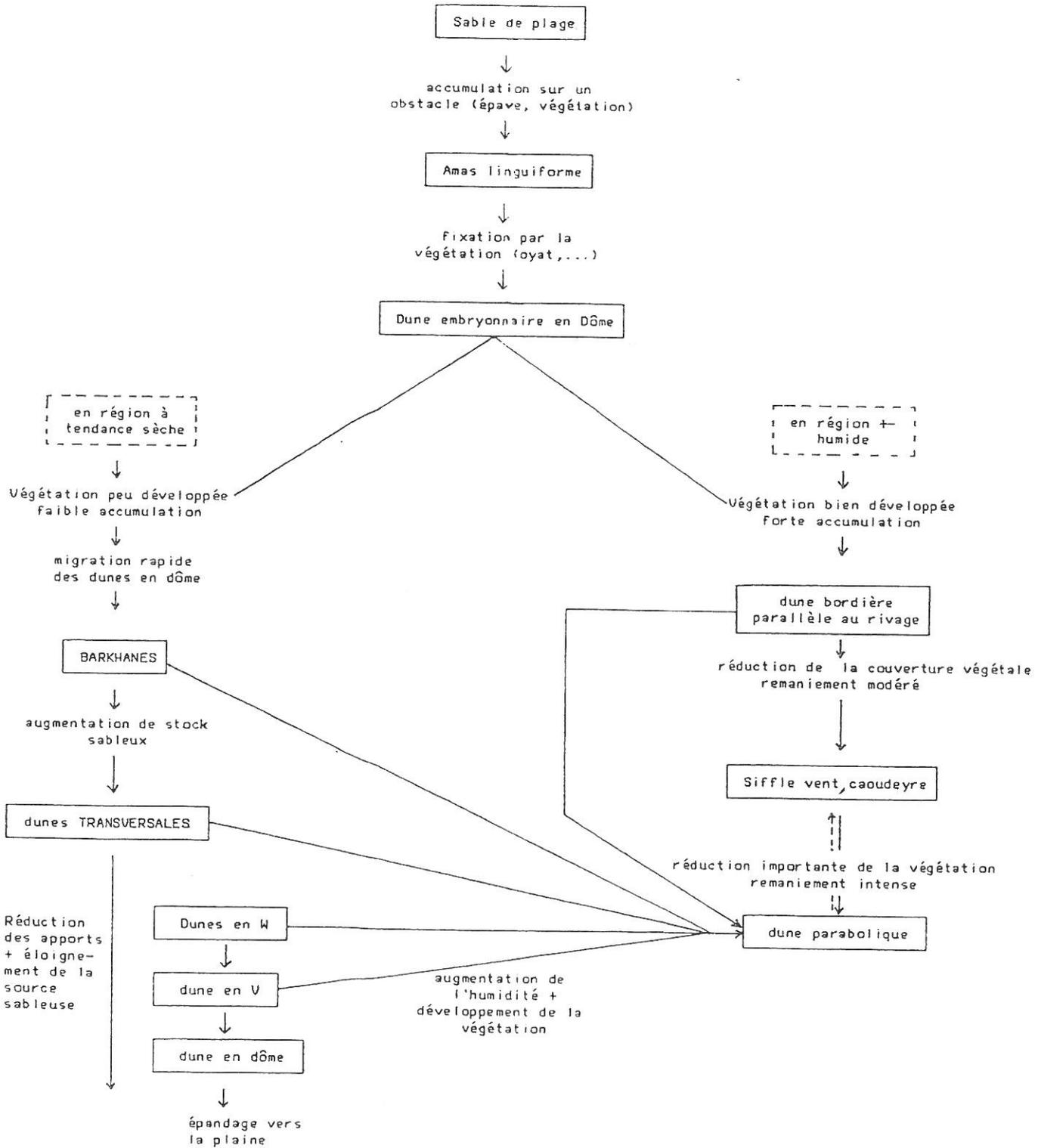


Fig 13 : Mode de formation des principaux types dunaires

3 - GEOMORPHOLOGIE

La région étudiée se différencie d'emblée des zones voisines par sa topographie : les hautes chaînes dunaires séparées de profondes dépressions ou lettes contrastent violemment avec la monotonie de la plaine des Landes de Gascogne. L'altitude moyenne n'est que de 30 m environ mais les plus importantes accumulations s'élèvent à 80 et même 103 m à la grande dune du Pilat. La dénivelée entre lette et dune dépasse fréquemment 30 à 40 m.

A l'intérieur du vaste ensemble dunaire du littoral aquitain, les populations locales ont toujours distingué les dunes boisées, stables, situées dans la partie Est du massif (les Montagnes) et les dunes nues, mobiles, transgressives sur les précédentes et responsables des ensablements, situées dans le secteur Ouest et fixées au 19^e siècle par des semis systématiques de Pin maritime. Divers auteurs dont DUREGNE (1897), DUFFART (1899), HARLE (1920), reprennent cette distinction et différencient trois grands types dunaires en fonction de leur âge et de leur morphologie :

- les dunes de boisement ancien, qualifiées de dunes anciennes ou primaires et rattachées au type parabolique car leur concavité fait face au vent ;
- les dunes mobiles avant les semis de pin, appelées dunes modernes et rapportées au type barkhane en raison de leur concavité opposée à la direction du vent ;
- la dune littorale, aménagée à partir de 1850 immédiatement en arrière de la plage afin d'immobiliser les sables en bordure du rivage.

3.1 - Facteurs géomorphologiques du cordon dunaire

La formation des dunes littorales, quel que soit leur type, résulte de l'intervention simultanée de plusieurs facteurs :

- l'alternance de transgressions, qui ramènent au rivage d'importants stocks sableux, et de régressions, qui exondent les sédiments sur des plages largement découvertes à marée basse en bordure de rivages à relief peu marqué
- un sable moyen siliceux, sans éléments fins adhésifs ni matière organique qui favoriseraient la cohésion des particules et un développement rapide de la végétation ;
- des vents plus ou moins violents (la vitesse de début d'entraînement d'un sable moyen (0,2 à 0,3 mm de diamètre) n'est que de 22-25 km/h à l'état sec, 43 km/h à l'état humide) ; ces vents doivent être de direction assez constante (Ouest à Ouest-Sud-Ouest sur la côte aquitaine).

La forme des dunes résulte alors de l'interaction du vent qui mobilise le sable et de la végétation qui tend à le fixer. L'eau joue également un rôle important dans l'accumulation des sables : l'humidité du substrat liée aux précipitations ou à une nappe phréatique peu profonde favorise en surface la cohésion des particules limitant la déflation et permet le développement de la végétation qui retient le sable en mouvement. Le stock sableux disponible intervient également pour déterminer la forme des dunes.

La figure 13 schématise le mode de formation des principaux types dunaires.

3.2 - Morphologie des dunes

3.2.1 - Les dunes en dôme (fig 14 a)

Appelées aussi dunes plates ou dunes en tas, elles représentent des accumulations circulaires ou allongées parallèlement au vent à talus Est et Ouest en pente douce, de hauteur variable mais faible en général (de quelques centimètres jusqu'à 10 m). Très mobiles, elles jouent un rôle important dans l'avancée des sables. Elles occupent la bande de 1 à 2 km de large comprise entre la dune littorale et la première vague de barkhanes et aussi une zone plus ou moins étendue située à l'Est de la dernière ligne dunaire. Dans ce cas, elles sont constituées par du sable emporté au-delà des dernières barkhanes et représentent, selon HARLE (1920), les dunes responsables des principaux ensablements des 17e et 18e siècle en raison de leur avancée très rapide (22,40 m/an en moyenne à La Teste).

3.2.2 - Les barkhanes (Fig. 14b à f)

Leur formation s'effectue par accumulation de sable sur les dunes en dôme dans une ambiance climatique à tendance sèche qui empêche le développement rapide de la végétation et la remontée de la nappe phréatique. Dans la masse de sable sec, mal retenu, les bords de la dune avancent plus vite que le coeur car le stock sableux y est plus réduit. Il en résulte des branches en croissant et une concavité opposée à la direction du vent. En même temps, la hauteur de la dune augmente et la partie sous le vent devient plus abrupte ; un éboulement s'y produit lorsque le profil d'équilibre est dépassé, formant ainsi le "talus d'éboulis" qui caractérise les dunes ayant atteint un certain degré de développement (fig 14a). La formation des barkhanes nécessite des vents de direction assez constante et un volume de sable disponible pas trop élevé. Les barkhanes isolées mesurent de 300 à 500 m de large du pied amont au pied aval et jusqu'à 1 km de longueur de pointe à pointe (fig 14b).

Trois autres formes dunaires se rattachent au type barkhane :

- les barkhanes coalescentes présentent deux sommets séparés par un col et une pente sous le vent continue, convexe au milieu;
- les dunes transversales (dunes "en vague" de HARLE, 1920) ont une forme linéaire, allongée perpendiculairement au vent, une largeur de 300 à 500 m et une longueur de plusieurs kilomètres (fig 14c). Leur hauteur atteint 80 m et même 100 m à la grande dune du Pilat. Les dunes transversales se forment lorsque le stock sableux disponible augmente (fig 15), par accumulation de dunes plates très mobiles sur le versant au vent des barkhanes (HARLE, 1920). Parfois leurs extrémités s'allongent pour constituer des dunes ressemblant à des barkhanes mais de très grandes dimensions appelées "dunes en sabot de cheval" (ex des hautes dunes en vagues parallèles situées entre Montalivet et l'étang d'Hourtin ; fig 14e et 14f) ;
- les dunes en W (fig 14d) résultent de la déformation des dunes transversales que le vent sectionne en tronçons lorsque les apports de sable se réduisent (HARLE, 1920). Elles peuvent se scinder en dunes en V ou même en dunes en dôme avec l'éloignement de la source sableuse, dans la plaine (succession bien visible entre Lacanau et le Cap Ferret ; fig 16).

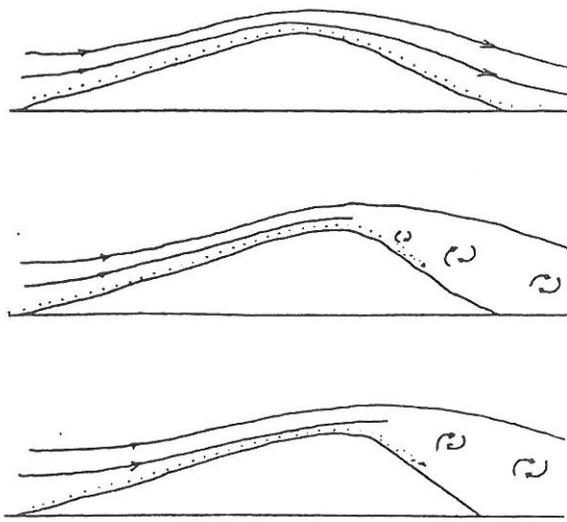
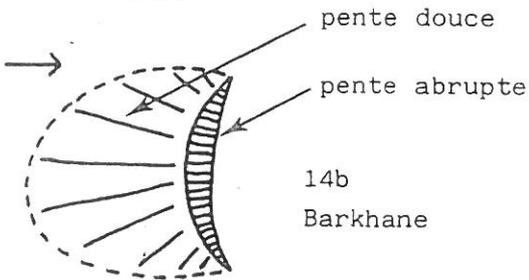


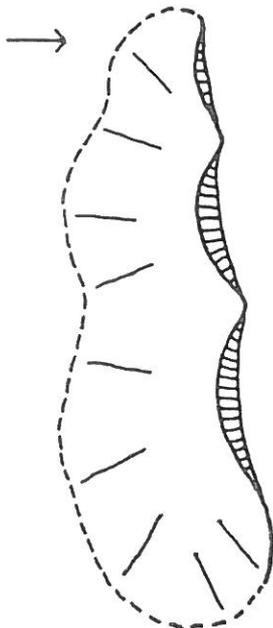
Fig. 14a : Dune en dôme et formation du talus d'éboulis.



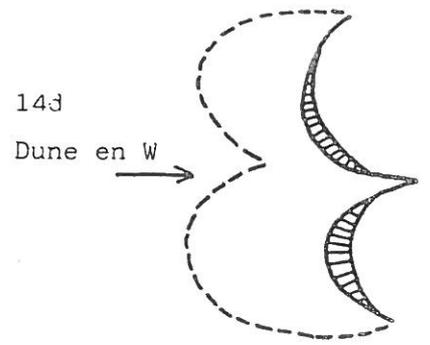
14a
Dune en dôme



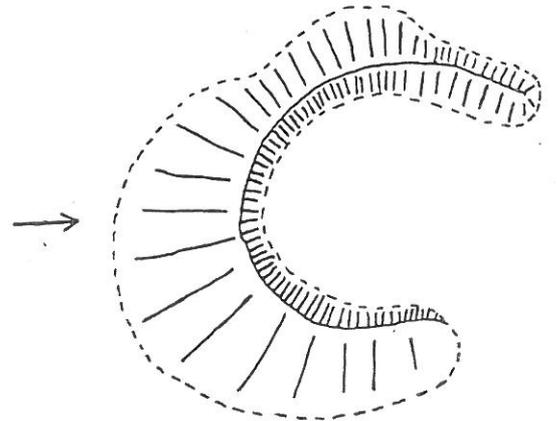
14b
Barkhane



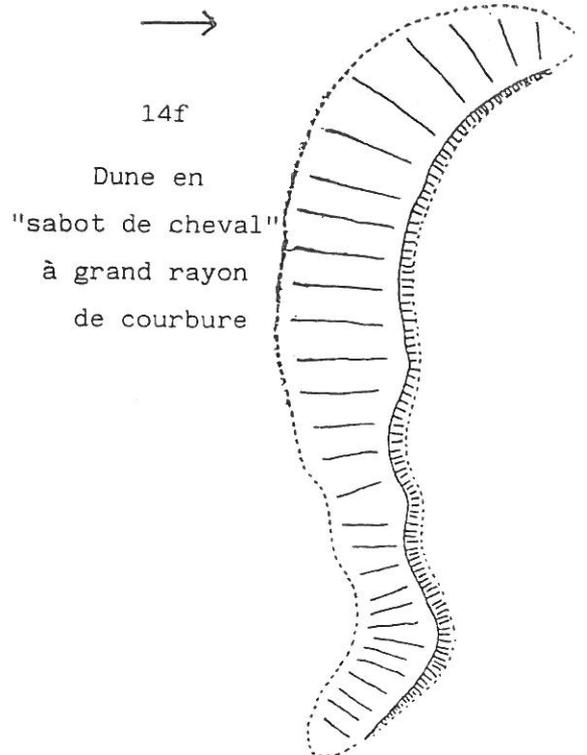
14c
Dune transversale



14d
Dune en W



14e Dune en "sabot de cheval"



14f
Dune en
"sabot de cheval"
à grand rayon
de courbure

→ sens du vent

Fig. 14 : Types dunaires : formes d'accumulation (d'après FROIDEFOND, 1970 ; SUCASAS, 1977).

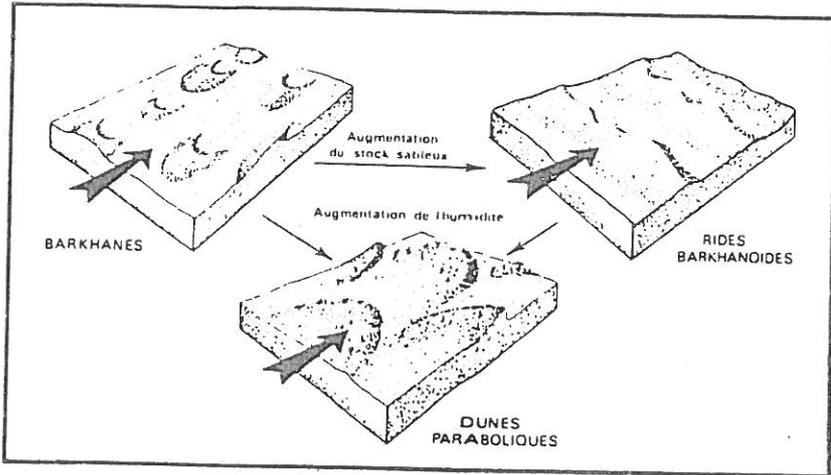


Fig. 15 : Evolution des barchanes (d'après PENIN, 1980)

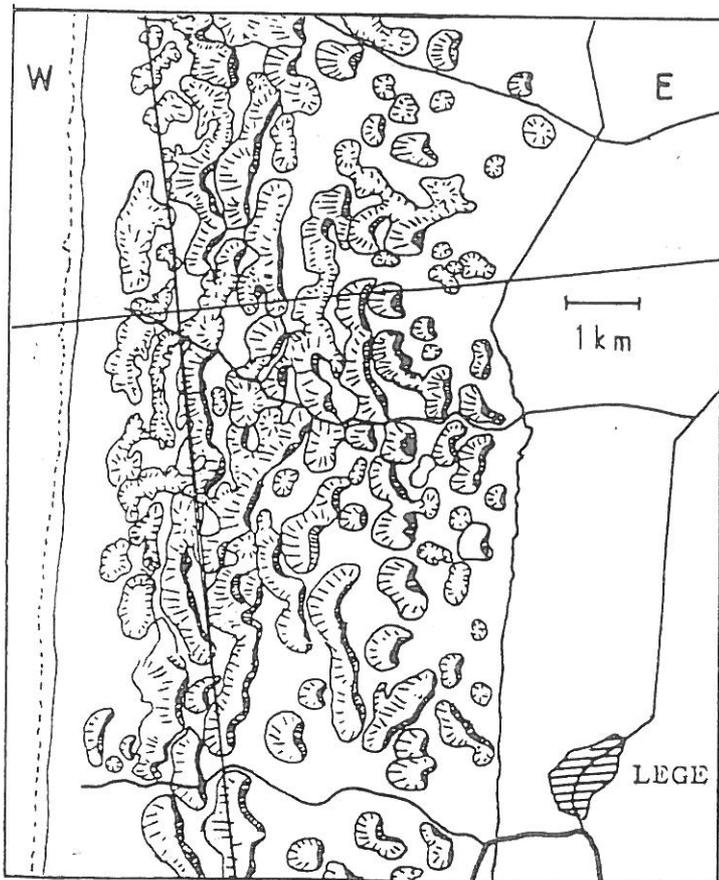


Fig. 16 : Succession des formes d'accumulation d'ouest en est dans la région du Porge (d'après PENIN, 1980).

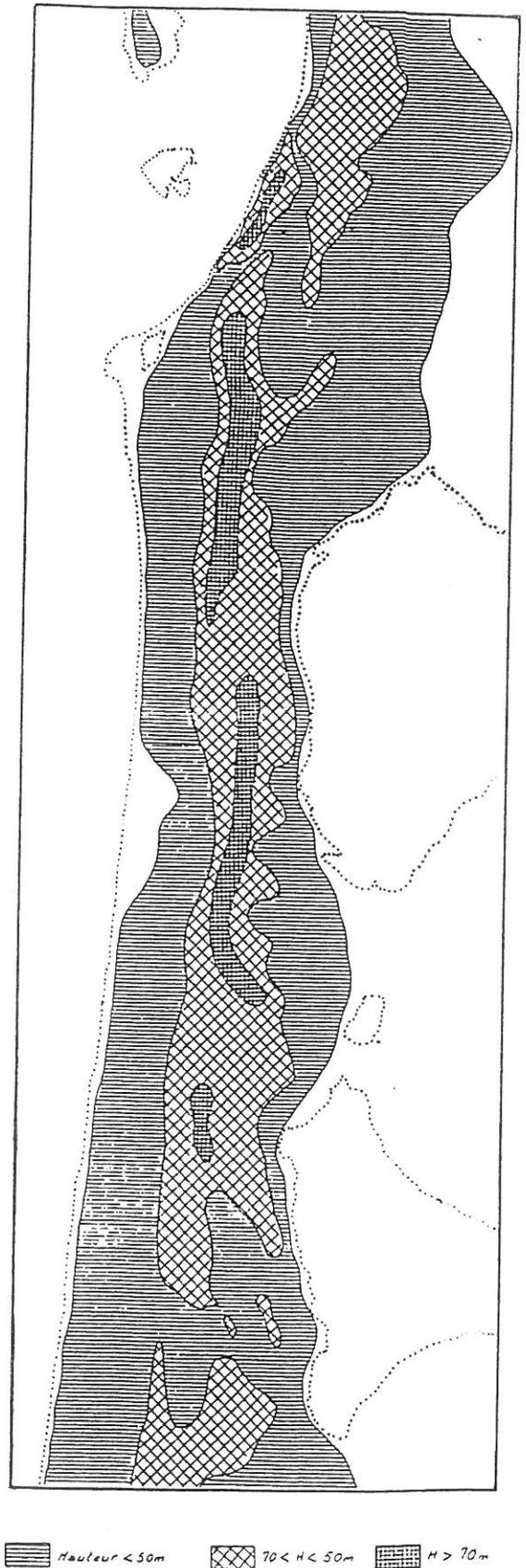


Fig. 17 : Surface enveloppe des dunes entre Arcachon et Parentis (d'après SUCASAS, 1977).

Les barkhanes et les dunes barkhanoides forment en général des alignements parallèles au rivage séparés par des dépressions plus ou moins humides, les lettres ou lèdes, occupées par de petits étangs avant le boisement du cordon dunaire. Elles constituent une bande continue le long du littoral mais disparaissent aux extrémités, au Nord de Montalivet et au Sud de Léon. Elles se concentrent souvent en massifs de morphologie complexe, par enchevêtrement des différents types (région de Carcans - Hourtin par ex.)

Une cartographie de la surface enveloppe des dunes (fig 17) montre une augmentation de la hauteur d'Ouest en Est et la répartition du relief majeur sur une dorsale Nord-Sud à quelques kilomètres de la rive occidentale des étangs. Cette ligne de crête pourrait correspondre à un ancien cordon littoral dont la hauteur aurait été exagérée par des constructions éoliennes plus récentes. Les ruptures du relief majeur occupent l'emplacement d'anciennes vallées situées dans le prolongement des ruisseaux tributaires des lacs et qui ont empêché l'édification de dunes élevées.

3.2.3 - Les dunes paraboliques (fig 18)

Elles résultent d'une érosion éolienne d'accumulations sableuses préexistantes en climat plus ou moins humide qui permet une colonisation rapide par la végétation et favorise la remontée de la nappe phréatique. Le sable des bords de la dune, plus humide et mieux fixé avance lentement alors que le cœur de la dune, sec, se déplace plus rapidement. Il en résulte des branches parallèles au vent, une pente douce concave, face au vent et une pente raide, convexe, sous le vent (fig 18a).

Ainsi, les dunes paraboliques pourraient correspondre à d'anciennes barkhanes caoudeyrisées* et parabolisées consécutivement à leur fixation par la végétation (HARLE, 1920). La dune se déplace au moment où sa forme est façonnée ; tout autre changement se traduit par une modification de la forme originelle (TAVARES, 1977). Ce mode de formation semble confirmé par l'existence de nombreux stades intermédiaires entre les barkhanes et les dunes paraboliques, avec une parabolisation de plus en plus poussée vers l'Est. De même, certaines barkhanes présentaient des marques de parabolisation au moment de leur fixation et seule la rapidité de l'intervention humaine n'a pas permis l'évolution des dunes mobiles vers le type parabolique (HARLE, 1920).

A côté de la dune type peuvent exister diverses formes de déflation caractérisées par le développement plus important d'une branche (souvent celle du Sud) par rapport à l'autre (dunes en traînées, 18b). Il peut aussi se former des structures coalescentes (dunes en rateau, fig 18c) qui résulteraient de la parabolisation des dunes transversales (HARLE, 1920). Dans les secteurs de vent tourbillonnant (clairières), il peut se former des dunes en étoiles (fig 18d). La hauteur des dunes paraboliques, souvent moindre que celle des barkhanes, varie en général entre 20 et 40 m mais peut cependant dépasser 70 m (Tuc de la Truque à La Teste). Leur longueur (dans le sens Ouest-Est) est comprise entre quelques dizaines de mètres et 1 km.

*Caoudeyres : dunes en cuvette

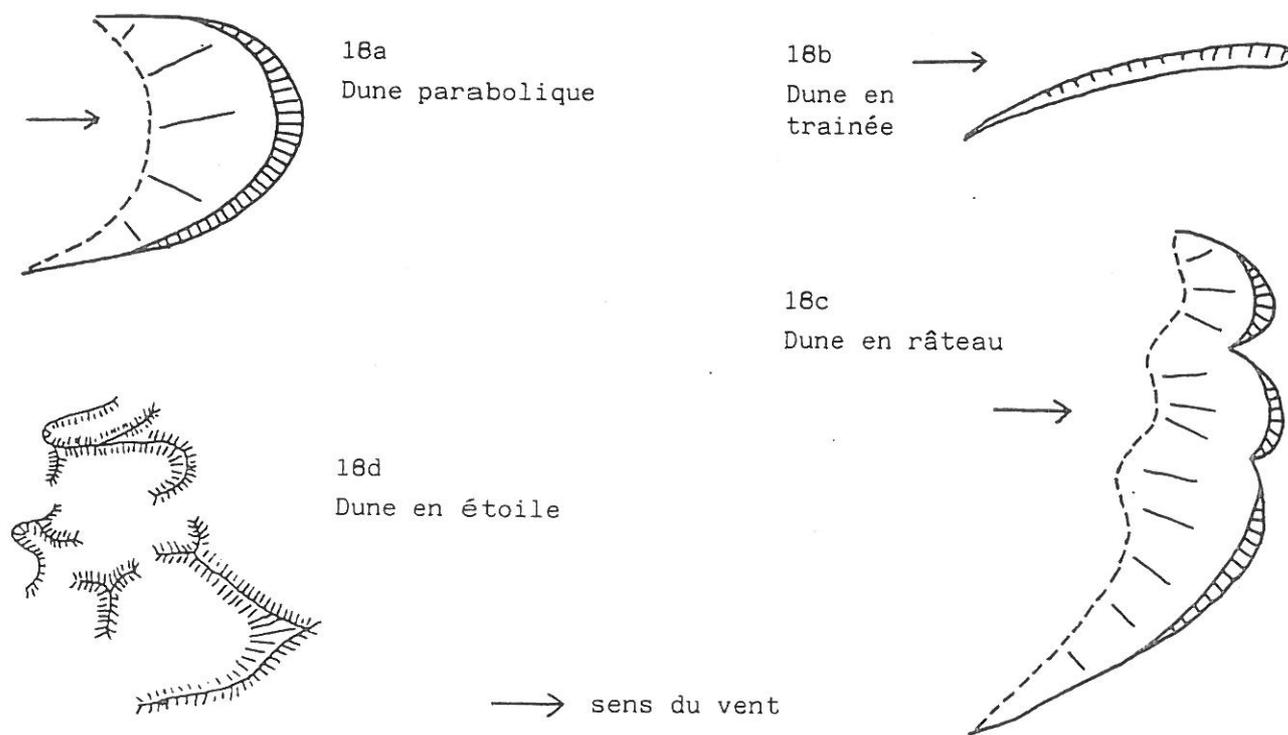


Fig. 18 : Types dunaires : formes de déflation (d'après FROIDEFOND, 1982 ; SUCASAS, 1977).

Les affleurements de paléosols sur les plages et les descriptions fournies par les documents historiques (BUFFAULT, 1906) laissent penser à une répartition plus ou moins constante des dunes paraboliques entre Hourtin et Bayonne avec une interruption entre Lacanau et le Cap Ferret. La transgression des barkhanes jusqu'au début du 19^e siècle n'a pas permis la conservation du modelé originel. Actuellement, les dunes paraboliques forment 5 massifs importants (fig 19) :

- à l'Ouest du marais de Talaris, entre les lacs de Lacanau et d'Hourtin : ce massif s'étendait au 16^e siècle jusqu'au Flamand, englobant les lambeaux du Grand et Petit Mont d'Hourtin (Inventaire de la Terre de Lesparre, 1585, cité par BUFFAULT, 1906) ; il s'agissait sans doute déjà d'une partie de la vaste "Saltus Vasconiae" des auteurs gallo-romains ;
- les dunes de la forêt usagère de La Teste et celles de la "Montagne" de Biscarrosse : elles constituaient au 17^e siècle (d'après la carte de Masse, 1707) un ensemble unique se prolongeant jusqu'au Bassin d'Arcachon ;
- les dunes de la forêt de Contis ;
- le grand ensemble dunaire du Marensin : de St Girons à Bayonne les dunes paraboliques occupent sur 40 km une surface deux fois plus élevée que sur les 187 km situés plus au Nord (HARLE, 1920).

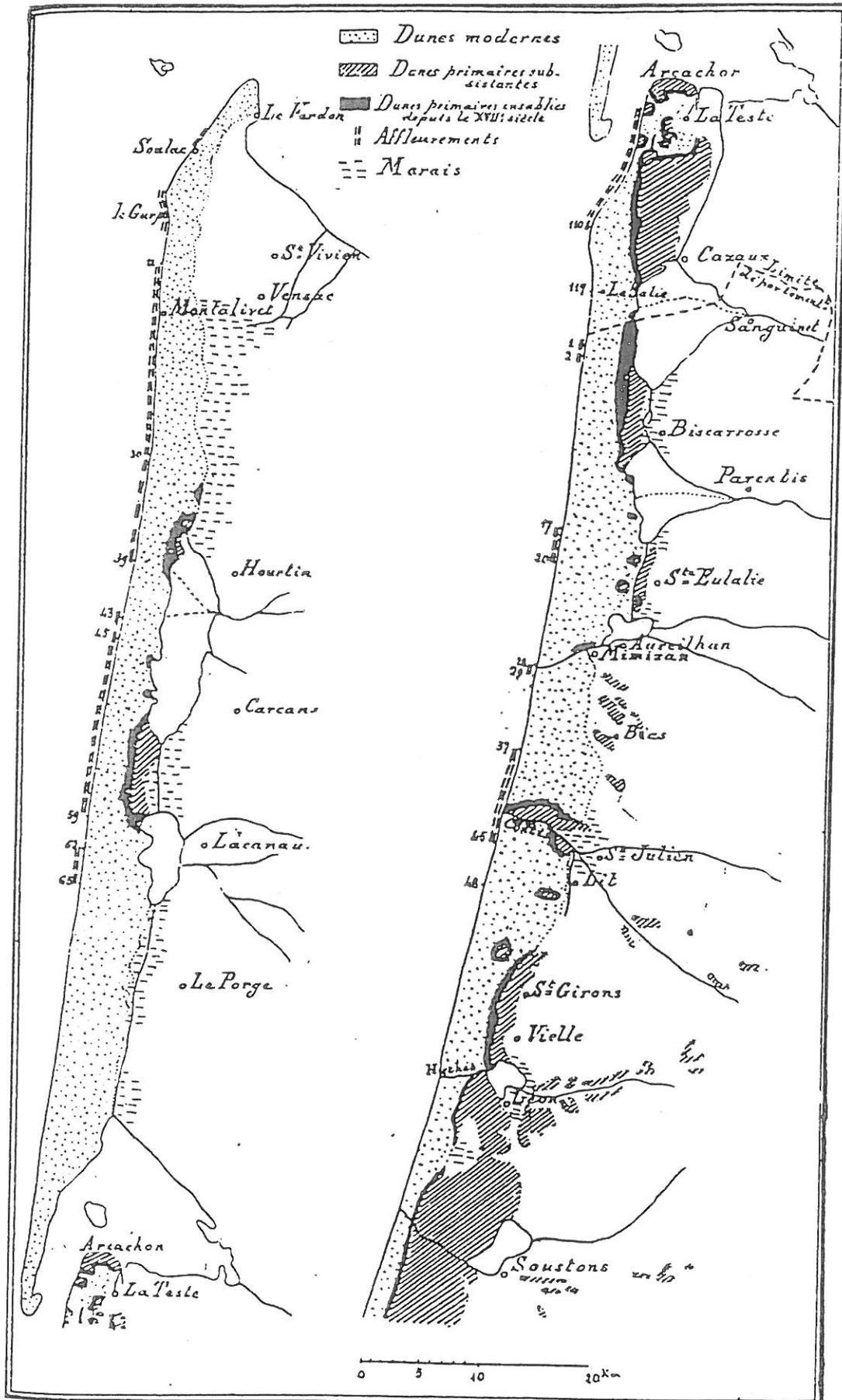


Fig. 19 : Répartition des dunes paraboliques ("primaires") (d'après BUFFAULT, 1906).

3.3 - Facteurs intervenants dans la répartition des dunes.

La morphologie actuelle du cordon dunaire semble être en relation avec plusieurs facteurs qui peuvent interagir :

- les principaux traits structuraux du substratum : les grandes accumulations se localisent seulement sur les zones élevées (d'Hourtin à Lacanau, de La Teste à Mimizan) ; les faibles concentrations de dunes correspondent aux parties basses où la persistance de l'activité fluviale, le recouvrement par les eaux et des apports de sédiments grossiers ont dû retarder la formation des dunes (du Verdon à Montalivet ; anciens chenaux de la Gironde (à Soulac, au Gurp) et ancien estuaire du Deyre à Montalivet ; de Lacanau au Cap Ferret ; ancien estuaire de la Leyre) ;
- la largeur et la pente du plateau continental (et donc le volume du stock sableux mobilisable) : les plus fortes accumulations se localisent dans les zones où le plateau est large et à pente faible (région de Carcans-Hourtin) ; les plus faibles là où le plateau est étroit et à pente forte (région Sud des Landes) ;
- la modification du réseau hydrographique : les migrations latérales de l'embouchure de l'Adour entre Bayonne, au moment de la formation des dunes paraboliques, et Vieux-Boucau (peut-être même Léon), du 14e au 16e siècle limitent les apports de sable, déblayés par le fleuve, et l'avancée de dunes vers l'Est. Peu de barkhanes transgressent le massif de dunes paraboliques entre Léon et Bayonne qui conserve donc sans doute sa morphologie et son étendue originelles ;
- le stock sableux disponible : la disparition progressive des dunes vers le Nord à partir du lac d'Hourtin peut être due au manque de matériaux sableux. La couverture de matériaux meubles du plateau continental reste en effet très peu épaisse, voire même absente, au Nord de Montalivet ;
- l'existence d'accumulations préalables : les dunes sont élevées et enchevêtrées au niveau des anciens massifs de dunes paraboliques où l'érosion a augmenté le stock sableux mobilisable (région de Carcans-Hourtin) ; les dunes restent basses et plus ou moins libres dans les zones dépourvues d'accumulations préalables (du Verdon à Montalivet ; de Lacanau au Cap Ferret).

Malgré une répartition complexe des dunes du Nord au Sud, il est possible de les regrouper selon 4 systèmes successifs, d'Ouest en Est (fig 20) :

I) la dune littorale, dune vive plus ou moins artificielle d'une hauteur moyenne de 15 m environ, s'étend sur quelques centaines de mètres juste en arrière de la plage. A l'opposé des systèmes dunaires suivants, situés plus vers l'intérieur, celui-ci n'est pas couvert par la forêt de pin. Il se développe sur environ 8 500 ha.

II) les dunes indifférenciées occupent l'espace de 1 à 2 km de largeur situé entre la dune vive et la première vague de barkhanes. Il s'agit d'édifices de faibles dimensions comprenant des formes éparses d'accumulation (dunes en dôme et dunes transversales peu évoluées) ou de déflation (dunes en cuvette (= caoudeyres) plus ou moins paraboliques) ;

III) les dunes barkhanoïdes forment la plus large bande dans le cordon dunaire. Ce sont des barkhanes, des dunes transversales ou en sabot de cheval, des dunes en W ou en V et des formes complexes. Avec le système précédent elles couvrent environ 82 500 ha. Ce vaste ensemble dunaire est resté mobile jusqu'au 19e siècle ; sa fixation sera traitée dans le chapitre 7 ;

IV) les dunes paraboliques, accompagnées de dunes en traînée et de dunes en étoiles, apparaissent toujours dans le secteur le plus oriental du massif dunaire. Elles occupent une surface d'approximativement 22 000 ha.

En fonction de leur altitude, les dunes se répartissent comme suit (d'après FROIDEFOND, 1982) :

- altitude > 100 m : 1 dune, la grande dune du Pilat
- 70 m < altitude < 100 m : 47 dunes
- 50 m < altitude < 70 m : 350 dunes
- 30 m < altitude < 50 m : 710 dunes
- 10 m < altitude < 30 m : 410 dunes (nombre sous-évalué)

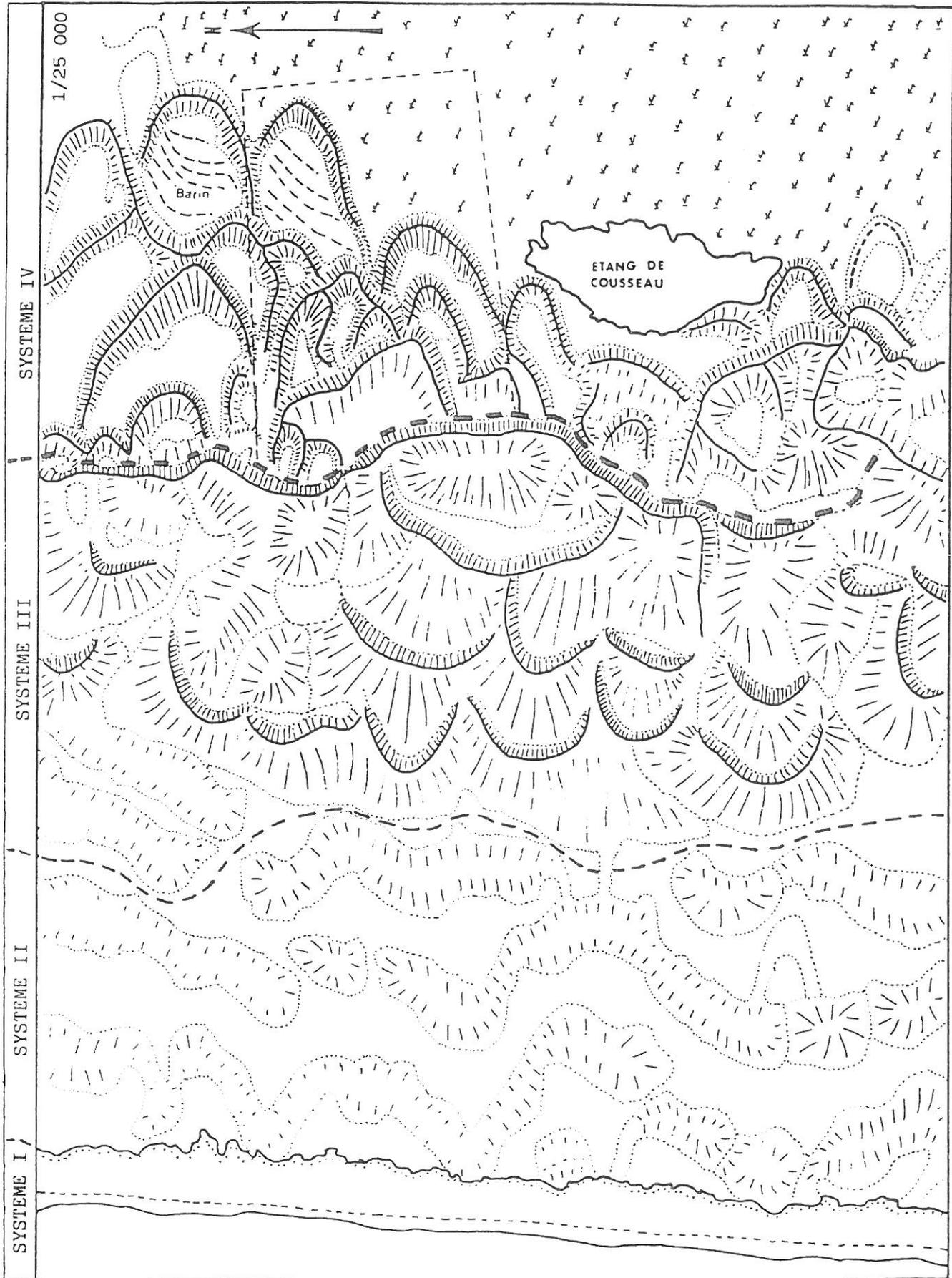


Fig. 20 : Ensembles morphologiques à l'ouest du marais de Talaris (d'après TAVARES, 1976)

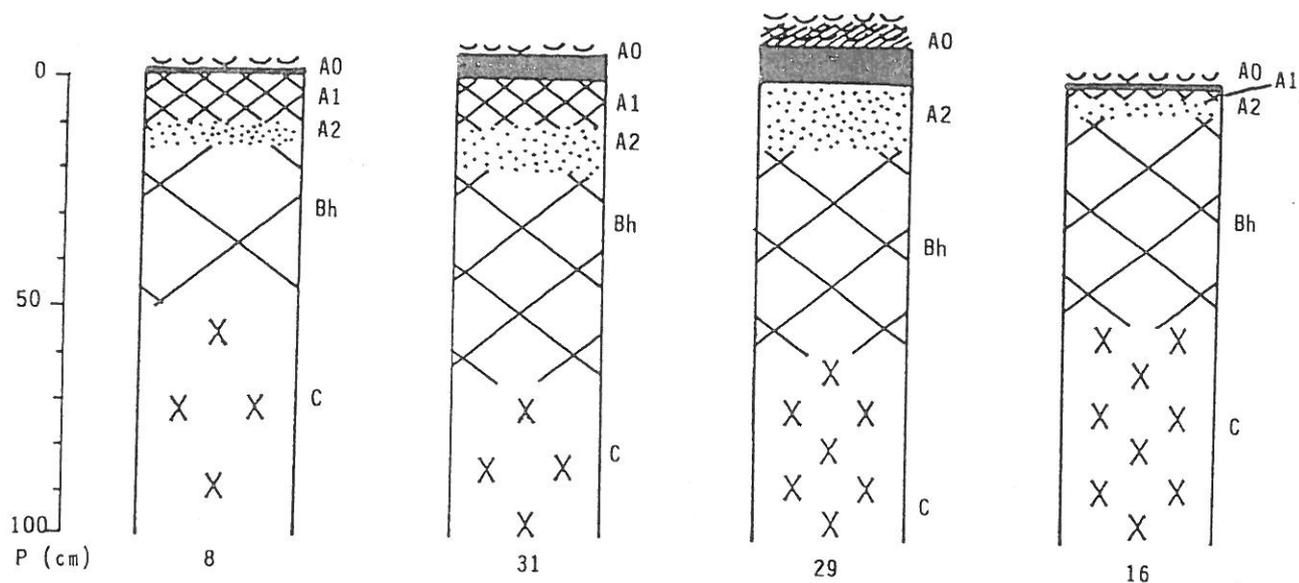
Système I : dune littorale

Système III : dunes barchanoïdes

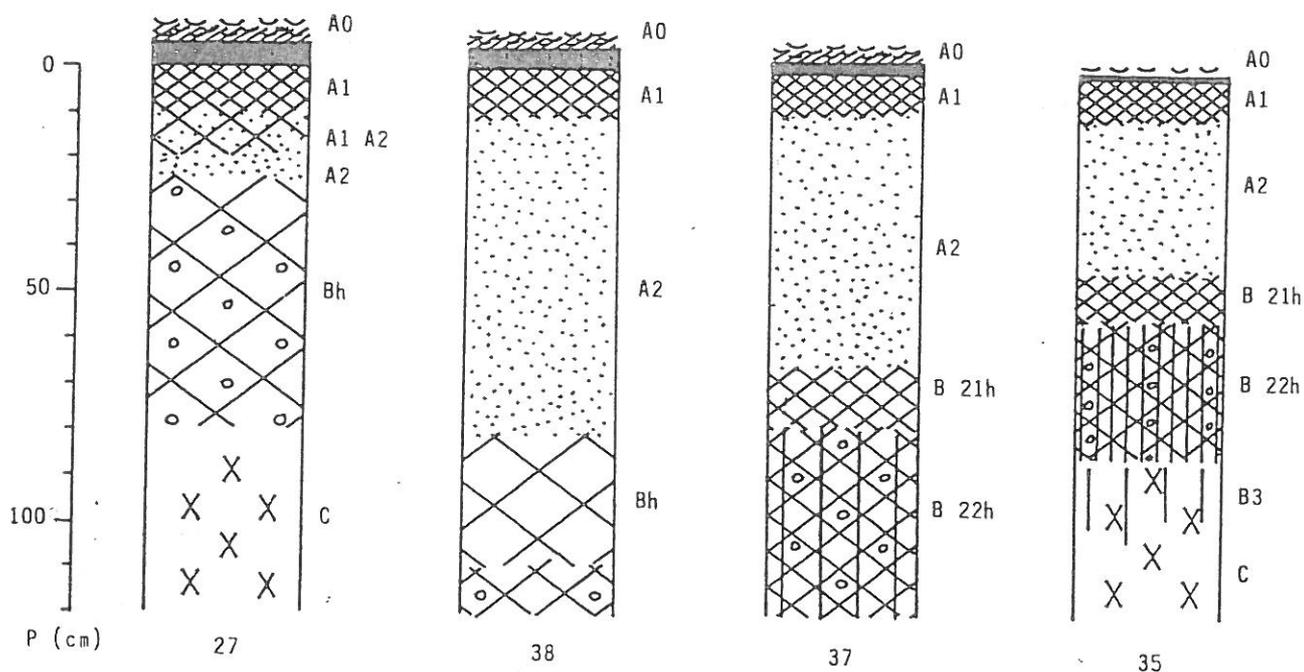
Système II : dunes indifférenciées

Système IV : dunes paraboliques.

PEDOLOGIE

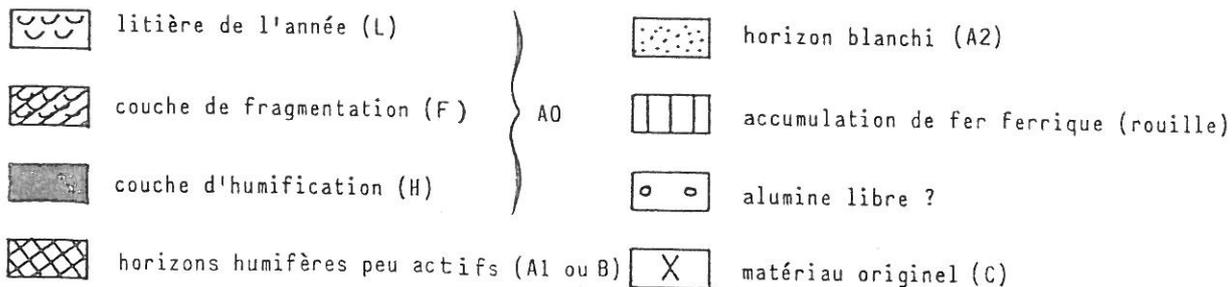


SOLS PEU EVOLUES D'APPORT EOLIEN



SOLS PODZOLIQUES JEUNES

PODZOLS



La densité des symboles indique l'abondance des différents éléments.

Fig. 21 : Types de sol représentés dans la région du cordon dunaire aquitain.

4 - PEDOLOGIE

Les sols du cordon dunaire, le plus souvent impropres à la mise en culture sauf localement dans le Marensin, n'ont pas fait l'objet d'études particulières. Seul existent actuellement les travaux de DURAND (carte des aptitudes des terres de la Gironde, 1972 et des Landes, 1976) et de WILBERT (carte pédologique de la France à 1/100 000, feuille de Lesparre, 1978).

4.1 - Conditions de la pédogenèse sur les sables dunaires aquitains

L'histoire géologique (cf. 1.2.) montre que les dunes se sont partout constituées à partir du même stock sédimentaire. Le matériau servant de roche mère aux sols actuels est un sable éolien moyen très pauvre en argile (moins de 1 % en général à 3 % environ) et en limons (moins de 2 %) donc très filtrant. Le quartz représente le constituant essentiel (moins de 1 % à 17 % de minéraux lourds en teneur pondérale). Les teneurs en fer et aluminium libre restent toujours très réduites. Il faut cependant noter la présence de carbonates (sables coquilliers, DESPEYROUX, 1982) en très faible quantité entre Souillac et Le Verdon (1 à 4 %) et à l'extrémité méridionale de la région (3 à 6 % entre Capbreton et Bayonne). La patine ferrugineuse d'une partie de grains de quartz procure au sable des dunes une coloration jaunâtre très pâle comparable à celle des plages actuelles.

La mise en place des dunes s'étale entre 5000 BP (peut-être plus tôt dans le Marensin) et la fin du 18^e siècle. La pédogenèse débute avec la fixation, naturelle ou artificielle, des sables par la végétation. Elle est donc récente (dunes "anciennes" dans le Marensin) ou contemporaine (dunes "modernes"). Elle s'est effectuée sous un climat relativement comparable à celui qui règne actuellement en zone littorale avec de épisodes xérothermiques ou ombrothermiques peu marqués. La végétation qui est l'origine des sols actuels se compose essentiellement d'espèces à litière acidifiante (pin maritime, bruyères, mousses, lichens).

Ces conditions favorisent le développement des processus de podzolisation. Ce type de pédogenèse se produit sous des humus de type mor ou dysmoder qui présentent trois couches distinctes, épaisses, de matière organique de plus en plus fragmentée :

- L : litière de l'année formée de feuilles, d'aiguilles, et d'éléments ligneux entiers ;
- F : couche de fermentation et de fragmentation où les éléments sont encore discernables : la "décomposition" de la matière organique fraîche est surtout effectuée par des champignons (mycélium blanc bien visible à la partie supérieure de la couche F)
- H : couche d'humification, noire et grasse dans laquelle aucun élément n'est visible.

Les humus de type mor fournissent de grandes quantités de composés organiques solubles qui migrent dans les horizons minéraux, d'autant plus facilement que le sol est pauvre en argile (filtrant) et en fer libre (pas de brunification possible). Les composés organiques altèrent les silicates par acido-complexolyse et entraînent les ions Fe^{3+} et Al^{3+} libérés sous forme de complexes organo-métalliques (chélates) solubles ou pseudosolubles mobiles (processus de chéluviation). Ces complexes migrent en profondeur puis précipitent et se polymérisent sous forme de composés amorphes dans les horizons dits spodiques (horizons Bh "humiques" et Bs plus riche en fer et aluminium). Il y a formation sur les grains de quartz de revêtements organo-métalliques qui peuvent combler les vides du squelette minéral et provoquer un durcissement (induration) du matériau si le ciment devient suffisamment épais et continu (formation d'un B aliotique). La vitesse (et donc la profondeur) de migration et de polymérisation des complexes dépendent de la nature des composés produits par les litières, c'est à dire des types de végétation. De même, le développement et l'intensité de la podzolisation sont liés à la nature des composés organiques produits au cours de l'humification ainsi qu'à leur concentration et à leur durée de vie dans le profil. Ces deux derniers facteurs dépendent des caractéristiques de la matière organique (type de végétation) et des conditions pédoclimatiques et physico-chimiques des profils (RIGHI, 1977). Il est admis que les landes à Ericacées possèdent un rôle déterminant dans le déclenchement ou l'accélération des processus de podzolisation (DUCHAUFOR, 1977). Ce type de pédogenèse reste cependant prépondérant dans le cas de sols très pauvres en argile et en fer libre, quelle que soit la nature de la végétation.

Les acides humiques et l'humine donnent à l'horizon Bh une couleur plus foncée que celle du matériau originel ; le fer et les acides fulviques (peu colorés) fournissent des teintes ocrés ou rouille dans le Bs. L'horizon situé à la base du A1 (horizon Az) subit les plus fortes altérations par les composés organiques et prend progressivement un aspect blanchâtre ou cendreuse dû à une structure particulaire meuble, à la quasi absence d'argile et à la destruction du complexe absorbant. Les grains du squelette sont alors tous constitués de quartz, même les plus fins qui, dans ce cas, ne représentent pas des argiles.

4.2 - Types de sol représentés

Les matériaux sableux dunaires à l'origine des sols actuels ne diffèrent que par l'âge de leur mise en place ou plus exactement par la date de leur fixation par la végétation. Il en résulte la formation d'une chaîne de sols podzolisés qui représente une transition complète entre sols peu évolués d'apport éolien et sols de type podzol humique. Il n'existe cependant pas nécessairement de relations dynamiques directes entre des profils montrant des degrés d'évolution différents. En effet, les conditions pédogénétiques (climat, végétation, nappe,..) qui sont à l'origine des sols les plus matures diffèrent sans doute de celles de la pédogenèse contemporaine. La figure 21 schématise les principaux types de profils observés au cours des premières prospections de terrain dans la région du cordon dunaire aquitain.

4.2.1 - Sols peu évolués d'apport éolien (profils 8,31 et 16, figure 21)

Ils caractérisent les dunes modernes fixées au 19e siècle par semis de pin maritime. Ils portent actuellement un sous-bois dans lequel dominant les chênes (vert ou liège, pédonculé), l'arbousier, les Ericacées (brande, callune, bruyère cendrée), le genêt, l'ajonc, les mousses, les lichens. Les profils montrent en général la succession suivante :

- Ao : 1 à 15 cm selon le type de végétation ;
- A1 : 0 à 10 cm, grisâtre-brunâtre clair, un peu humifère ;
- Az : 2 à 15 cm, blanchâtre un peu grisâtre ;
- Bh : apparaît entre 6 et 30 cm de profondeur, jaunâtre très pâle à jaune-brunâtre clair.

L'humus est un dysmoder (couche L et F peu développées, couche H de 1 à 4 cm d'épaisseur, C/N du A₁ voisin de 25 : profil 31) lorsque le sous-bois possède des espèces à litière peu acidifiante (chênes, arbousier, ciste). Un véritable mor peut se développer sous les A₀ formés exclusivement à partir d'aiguilles de pin (L de 3cm, de 4cm, H de 10cm : profil 29). Dans ce cas, l'activité biologique reste très réduite et l'incorporation de la matière organique s'effectue très lentement : pas d'horizon humifère (A₁) dans le profil 29, âgé de 180 ans environ ! Lorsque la litière provient d'un sous-bois plus diversifié, le brassage des horizons organiques et minéraux est fait mieux.

La présence sous le A₁ d'un horizon de sable blanchâtre (Az) et le développement d'une teinte jaune-brunâtre juste en dessous (Bh) suggèrent l'existence de processus de podzolisation, ce que confirme le début d'accumulation de l'aluminium libre en Bh (tableau 2). Il y a décoloration du matériau originel par les substances organiques agressives issues des litières, notamment libération dans un premier temps du fer enrobé sur les grains de quartz puis dégradation des silicates. Les complexes organo-métalliques formés migrent en profondeur et se polymérisent à une profondeur variable, fournissant une teinte brunâtre d'autant plus intense au matériau d'origine que la podzolisation est plus avancée. La profondeur d'apparition du Bh semble en relation avec le type de végétation. Il apparaît que sous les tapis continus de mousses et de cladonie l'horizon spodique se développe dès 6 à 10cm quelle que soit la végétation arbustive et herbacée. Il pourrait s'agir d'une conséquence des modifications que la présence de ces plantes induit dans le cycle de l'eau : rétention en surface du sol d'une importante quantité d'eau en partie perdue par évaporation (FUSTEC - MATHOU 1970), ce qui limite le drainage et donc l'entraînement des complexes en profondeur. Les profils développés sous callune, mousses et lichens présentent toutes les caractéristiques des sols podzolisés mais à échelle réduite, d'où la dénomination de "micro-podzols", (A₀ de 2cm avec zone mycélienne très développée, A₁ de 1cm, Az de 4cm blanc pur, Bh jaune-brunâtre clair apparaissant à 7cm de profondeur ; profil 16).

Les sols développés sur dunes modernes paraissent identiques dans toutes les situations géomorphologiques et sont tous bien drainés. Seules des zones localisées : la nappe remonte à moins de 1m de profondeur (lettres les plus basses, secteurs situés à proximité des marécages du revers des dunes) présentent des sols à hydromorphie en profondeur ou franchement hydromorphes et signalés dans ce cas par la présence d'espèces à caractère nettement hygrophile (saules, molinie, bruyère à quatre angles et ciliée, galé odorant,...). Certains sols montrent la superposition d'un profil peu évolué, analogue à ceux développés en milieu bien drainé, sur un podzol typique enfoui à faible profondeur par l'avancée dunaire. Ces sols apparaissent dans des secteurs très limités des lettres situées à l'Est des dernières dunes.

Tous les sols peu évolués bien drainés développés sur sable dunaire possèdent en commun les caractères suivants (WILBERT, 1978) :

- taux de matière organique très faible voisin ou inférieur à 1% en A₁ ;
- pH modérément acide, généralement compris entre 5 et 5,5 ; sauf dans l'horizon A₁ où il peut s'abaisser jusqu'à 4,5 environ ;
- capacité d'échange en bases très faible, souvent inférieure à 1méq/100g, sauf dans les A₁ les plus humifères, et complexe absorbant très désaturé ;
- faible accumulation de l'aluminium en Bh (profil 16 ; profil 17 d'après WILBERT, 1978), sauf dans les profils les plus jeunes, qui confirme le début de podzolisation (tableau 2).

Par ailleurs, des expérimentations conjointes INRA-ONF, menées dans ce type de sol en forêt domaniale du Porge sur de jeunes peuplements de pin, montrent que seules la fertilisation azotée stimule la croissance ; les apports potassiques et phosphoriques restent sans effet. En ce qui concerne le travail du sol, les forestiers constatent que le brassage des horizons superficiels se traduit souvent par des échecs de régénération. Il peut s'agir soit d'un effet physique lié au détassement ("soufflé") soit d'un effet biologique (attaque fongique).

4.2.2 - Sols podzoliques jeunes ("néopodzoliques") (profil 27 et 38, fig 21)

Ils caractérisent les dunes anciennes des forêts usagères de Biscarrosse et La Teste, des "monts" de Carcans et d'Hourtin, ainsi que les zones du Marensin les plus récemment mises en place. La végétation forestière implantée sur ces dunes paraboliques depuis environ 3000 ans se compose essentiellement de pin maritime, chêne vert ou chêne liège, chêne pédonculé, arbousier et fougère aigle. La persistance des processus de podzolisation sur une assez longue période a permis le développement d'un Bh de couleur jaune-brunâtre ou rouille orangé témoignant d'une certaine accumulation d'acides fulviques, de fer et d'aluminium (tableau 2, profil 27).

La morphologie de l'horizon Az et la profondeur d'apparition du Bh semblent varier selon les secteurs géographiques. Dans la partie du littoral située au Nord de Biscarrosse, l'incorporation de la matière organique en profondeur a souvent permis la formation d'un A₁ Az gris suivi d'un Az blanchâtre plus ou moins épais ; le Bh apparaît entre 30 et 50cm de profondeur (profil 27). Dans la partie méridionale au contraire, le A₁ Az manque et le profil montre un horizon Az décoloré très épais (50 à 70cm) superposé vers 70 - 90cm à un Bh plus rouille qu'au Nord (profil 38). Il semble que dans la partie Nord la faible pluviosité (750 à 900mm par an actuellement) et la forte ETP (800mm par an environ) aient freiné la podzolisation. Celle-ci paraît plus accentuée dans la partie méridionale du fait d'une plus forte pluviosité (plus de 1100mm) et d'une plus faible ETP (700 à 750mm). Il faut cependant tenir compte de l'âge des profils : dans le Marensin où existent des podzols évolués (voir 4.2.3), certains sols sont manifestement rajeunis par apport de sable postérieurement à la mise en place des dunes et à une première phase pédogénétique. Le profil montre parfois un sol peu évolué analogue à ceux développés en dune moderne, surmontant un sol podzolique jeune de dune ancienne situé à une profondeur plus ou moins grande selon l'importance des apports sableux récents. Il semble donc difficile de préciser les influences de l'âge du profil, des climats et de la végétation sur la pédogenèse régionale.

Le pH des sols podzoliques jeunes est légèrement plus faible que celui des sols peu évolués : 4 à 4,5 en A₁ ; 4,5 - 5 en Az et Bh.

4.2.3 - Podzols (profils 37 et 35, figure 21)

Ils n'apparaissent que dans le Marensin ; leur répartition semble cependant limitée à la partie Est du secteur, située au contact du plateau landais, ainsi qu'aux lettres et dunes non rajeunies par des apports sableux postérieurs au début de la pédogenèse. Ils portent actuellement le même type de végétation, très artificialisée, que les autres secteurs du Marensin : pin de très belle venue, fougère aigle, Ericacées (callune et bruyère cendrée), ajonc, rare chênes liège et pédonculé avec localement la molinie. Les profils caractérisent soit des podzols humiques à Az non cendreaux, B₂₁h et B₂₂h aliotiques (profil 35), soit des podzols humiques à Az non cendreaux, B₂₁h compacté mais non induré, sans B₂₂h net (profil 37). Le pH est très comparable à celui mesuré dans les sols podzoliques jeunes.

4.3 - Dynamique des sols

Malgré des conditions de matériau très favorables au développement de la podzolisation (sable quartzieux très filtrant, très pauvre en argile et en fer libre) il semble que le climat constitue un frein pour ce type de pédogenèse en raison de la faiblesse relative des précipitations, de la forte ETP, de la température relativement élevée et de la sécheresse du sol pendant près de la moitié de l'année, sécheresse accentuée par la très faible mouillabilité des sables de l'horizon A₁. Les complexes organo-métalliques ne peuvent se former et ne sont entraînés en profondeur qu'au cours de la période humide (octobre à mars).

L'évolution des sols les plus jeunes va sans doute s'effectuer dans le sens d'un enrichissement en matière organique des horizons superficiels et d'une faible accumulation de fer, aluminium et acides fulviques en Bh. Dans les conditions actuelles, il semble peu vraisemblable que ces profils évoluent au delà du type "podzolique jeune" observé en dune ancienne. Le cycle biogéochimique va cependant prendre un rôle accru grâce au prélèvement profond du fer et de l'aluminium, relâchés dans les litières. Les sols podzoliques jeunes paraissent devoir s'entretenir et s'enrichir encore en matière organique mais sans accentuation notable de la podzolisation. Seule l'extrémité méridionale de la région, où la pluviosité est nettement plus élevée, risque de voir ses sols se développer vers un type plus évolué que le stade actuel.

n° de profil	8	29	16	2*	27
horizons					
Az	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Bh	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03

* d'après WILBERT, 1978

Tab 2 : Teneurs en aluminium Tamm (en %) des horizons Az et Bh dans les sols peu évolués d'apport éolien (profils 8, 29, 16, 2) et dans les sols podzoliques jeunes (profil 27).

