

CHAPITRE VIII

PROCESSUS HYDRO- ET MORPHO-SEDIMENTAIRES ET STABILITE DE LA FACADE DU DELTA

J. Paul **BARUSSEAU**
Cyr **DESCAMPS**
Bachir **DIOUF**
Alioune **KANE**
Jean-Luc **SAOS**

Sur les côtes sableuses, en mer à faible marée (microtidale), l'équilibre du trait de côte est assuré par une alimentation en matériel sédimentaire issu des bassins-versants. Ce matériel transite le long de la côte à l'intérieur d'une étroite bande qui comprend aussi bien la partie émergée du profil (le cordon littoral et la plage) que sa partie immergée (l'avant-côte). A l'intérieur de cette bande, le jeu des facteurs du transport sédimentaire (la houle et le vent) induit aussi des migrations transversales, notamment vers le large, favorisées par la pente moyenne du profil transversal. Cette exportation du matériel vers le large (érosion) est contrebalancée, dans une certaine mesure, par l'intensité des apports terrigènes et par l'activité de certaines houles.

L'équilibre des côtes sableuses est donc le résultat d'un bilan qui ne concerne pas seulement la plage mais tout le profil actif, du sommet du cordon dunaire aux fonds de 10 à 20 m selon les cas. Le rôle de l'avant-côte est particulièrement sensible. Le rythme des échanges obéit à des logiques diverses inscrites dans des échelles de temps variées ("coups de mer", saison, périodicités pluriannuelles,...).

La bordure maritime du delta du fleuve Sénégal entre dans cette catégorie de littoraux. C'est un système complexe et instable sous l'effet de la conjugaison de phénomènes naturels et de phénomènes anthropiques qui sont, dans la région, principalement liés à l'installation du barrage de Diama et motivent la présente recherche.

1. LES TENDANCES

On se bornera ici à souligner les caractères du domaine régional qui entrent dans le cadre du sujet. Ils concernent l'évolution récente du domaine deltaïque dont la Langue de Barbarie constitue la marge maritime et les données sur les variations actuelles du milieu littoral émergé.

1.1. EVOLUTION RÉCENTE

Le delta du fleuve Sénégal s'ouvre par une embouchure dont la position variable perce un cordon littoral NS : la Langue de Barbarie. Cette situation est l'aboutissement d'une évolution qui se confond avec l'histoire géologique récente du delta. Nous nous limiterons à en présenter brièvement deux aspects concernant l'étape ultime de construction fini-holocène du delta et l'établissement moderne de la Langue de Barbarie.

1.1.1. Evolution fini-holocène du delta.

A l'issue du cycle glaciaire correspondant au dernier Würm, le cours fluvial évolue rapidement (Monteillet, 1988). Les premières incursions marines se manifestent il y a 12 000 ans avant le Présent (B.P.) dans le delta et à partir de 8 600 ans B.P. dans la basse vallée.

A partir de 10 000 ans B.P., on distingue mieux les différents secteurs deltaïques dont les limites sont fluctuantes. Le prodelta se caractérise par un faciès de vasières littorales, le front deltaïque présente des intercalations de cordons sableux coquilliers, déjà rencontrés auparavant, alors que la plaine deltaïque montre

des chenaux à remplissage sableux associés à des interbras vaseux. Le climat montre une tendance à l'assèchement.

Vers 8 000 ans BP., la mer s'insinue dans un paléochenal de la plaine deltaïque qui se trouve comblé par la flocculation de suspensions fluviatiles. Vers 7 000 ans BP, la montée de la mer soumet la plaine deltaïque à une dynamique plus intense et des cordons sableux typiques du front deltaïque sont mis en place. Vers 5 500 ans BP, le niveau océanique cesse de monter tandis que des cordons constituent à nouveau des îles-barrières à l'abri desquelles le lacis des chenaux deltaïques évolue en un vaste système lagunaire. L'influence fluviatile prédomine alors en raison d'une communication plus difficile du delta avec l'océan.

Dans les affluents deltaïques de l'amont, les séquences holocènes montrent, surtout dans la deuxième moitié de cet épisode, l'invasion marine d'un lac (le Rkiz) et du cours inférieur d'un fleuve côtier (le Ferlo) ; en même temps, ce dernier cesse de couler.

1.1.2. Construction de la Langue de Barbarie.

Les résultats présentés proviennent pour l'essentiel de l'étude de Gac *et al.* (1981). Des embouchures antérieures sont répertoriées au nord de Saint-Louis sur les cartes anciennes. Elles apparaissent dans la morphologie actuelle sous la forme de dépressions formées près des Maringouins et du marigot de Boydet. Au XVII^e siècle, l'embouchure est située dans les environs de Saint-Louis qu'elle atteint avant 1850. De 1850 à 1900, l'extension de la flèche à l'extrémité de laquelle s'ouvre le fleuve est observée jusqu'à 15-16 km au sud et, pendant cette période, sept ruptures sont recensées. En 1900 commence la fixation du cordon littoral de la flèche par les filaos. En 1981, le déplacement atteint 21-22 km au sud de Saint-Louis et 13 ruptures sont connues entre 1900 et 1981; six d'entre elles seulement sont importantes (en durée et en dimension), de telle sorte qu'une périodicité moyenne de 14 ans est souvent évoquée pour expliquer l'importance de la remontée de la langue salée dans le lit mineur du fleuve. Les possibilités maximales d'extension de l'embouchure semblent limitées à une trentaine de kilomètres (27 km en 1959) car la flèche se raccorde alors au rivage "naturel".

1.2. L'ÉVOLUTION ACTUELLE DE LA PLAGE ET DU CORDON LITTORAL.

On n'a pas d'observations détaillées sur la plage de la Langue de Barbarie, mais seulement plus au sud, dans la région de Mboro, où le projet d'une implantation portuaire (Port-Sedar) avait conduit à un certain nombre d'études du milieu littoral.

La comparaison de photos aériennes au 1/50 000 de 1954 (mission 10 F 083) et de 1974 (mission 74 SEN 9/350C) a permis de mesurer un recul du pied de la dune vive de 50 m en moyenne (30 à 70 m selon les secteurs) en 20 ans. Il n'est pas directement possible d'inférer un recul parallèle de la ligne de rivage en raison des incertitudes que recèle l'appréciation de la position de ce contour sur des clichés où les zones humides sont sources de confusion. En outre, au 1/50 000, 50 m ne représentent qu'un millimètre ! On doit rapprocher cette observation de mesures faites plus au nord, dans la région de Nouakchott (Barousseau, 1985), où un recul de la ligne de rivage de l'ordre de 1 m.an⁻¹ a été mis en évidence.

2. LES AGENTS PHYSIQUES

Le bilan sédimentaire du domaine littoral est principalement réglé par des facteurs océanographiques et météorologiques.

2.1. LES FACTEURS OCÉANIQUES.

2.1.1. Les courants.

Les eaux de la côte ouest-africaine sont soumises à l'influence de deux courants, le courant froid des Canaries (au nord du Cap Vert) et un contre-courant chaud équatorial (courant de Guinée).

De novembre à mai, sous l'action des alizés, les eaux chaudes et légères de surface sont chassées vers le sud-ouest. Les eaux côtières superficielles sont alors remplacées par des eaux d'upwelling qui amènent en surface des eaux profondes plus froides. D'abord de direction nord-sud, le courant des Canaries, sous l'action de la rotation terrestre, bifurque franchement à l'ouest à la hauteur des Îles du Cap Vert.

De mai à octobre, les eaux accumulées par le contre-courant équatorial dans le Golfe de Guinée se mettent à dériver vers le nord et en surface tout contre la côte ouest-africaine. Les différences de provenance, de température et de densité des masses d'eau alors en mouvement peuvent être à l'origine du caractère instable des écoulements observés en hivernage. De novembre à mai, ce courant disparaît en surface mais subsiste tout de même à 100 m de profondeur.

Contrairement à ce qu'on pourrait penser, l'influence de ces courants n'est pas négligeable. Lors d'une campagne de mesures réalisées au large de Mboro (15°08'27" N, 16°58'12" W) en 1980-81, la Sogreah (1981) a mesuré à 9 m de profondeur, des valeurs mensuelles moyennes de 2 à 10 cm.s^{-1} s'échelonnant de décembre-janvier (plus fortes vitesses) à avril-mai (vitesses les plus faibles). Dans le même temps, des maximums étaient relevés entre 17 et 32 cm.s^{-1} avec la même répartition temporelle. Il s'agit de courants orientés pour l'essentiel parallèlement au rivage. En dépit de l'existence d'une composante de marée (cf. paragraphe suivant), les courants peuvent conserver une même orientation pendant plusieurs jours, soulignant ainsi une certaine indépendance vis-à-vis de la composante tidale. On verra également que le vent peut jouer un rôle sensible dans la distribution des courants, de telle sorte que le courant de fond peut être d'orientation inverse par rapport au courant de surface.

2.1.2. La marée.

La marée sur les côtes sénégalaises est de type semi-diurne. Elle est connue à Dakar, port de référence. A Saint-Louis, elle est faiblement décalée dans le temps par rapport à Dakar.

Le marnage est microtidal (tabl. 23), à peine supérieur à 1 m en vive-eau et à 0.5 m en morte-eau

	VE moyenne		ME moyenne	
	PM	BM	PM	BM
Dakar	1,60	0,40	1,30	0,70
St Louis	1,60	0,35	1,25	0,70
Mboro	1,60	0,30	1,20	0,70

Tabl. 23 : Marnages sur la côte nord du Sénégal.

Les courants déterminés par la marée ne sont sensibles qu'à l'approche du Cap-Vert en raison de la protrusion de la péninsule en mer. Leur vitesse peut atteindre jusqu'à 40 cm.s^{-1} . Plus au nord, ils s'atténuent. Un rapport, établi dans la perspective de la construction de Port-Sedar, envisage cependant des vitesses de 35 cm.s^{-1} vers le nord. Ces valeurs sont, comme on l'a vu, en contradiction avec les mesures réalisées par la Sogreah (1981), soulignant que la participation alternée biquotidienne de la marée est faible et ne suffit pas à modifier l'orientation du courant général.

2.1.3. La houle et les vagues.

La distinction entre les deux phénomènes résulte de l'origine de la perturbation. Les vagues sont engendrées localement par les vents soufflant sur la surface de la mer ("mer de vent"); elles ont un caractère irrégulier tant en période qu'en hauteur. Les houles sont liées à l'activité de centres météorologiques perturbés généralement lointains : elles représentent la composante filtrée et régularisée de la mer de vent et, de ce fait, offrent des longueurs d'onde et des périodes plus constantes ; les hauteurs sont toutefois moins uniformes et les différentes ondulations de la houle, caractérisées par des hauteurs alternativement croissantes et décroissantes, se succèdent en "trains de vagues".

A la côte, les houles ont une influence beaucoup plus importante en raison de leur caractère organisé et aussi d'une plus grande stabilité dans le temps. C'est, en conséquence, des houles dont nous parlerons.

a) La houle au large.

Les études faites pour des aménagements côtiers par différents consultants (Nedeco, 1973, Sogreah, 1981) ainsi que des observations établies par les auteurs (Barusseau, 1980) montrent que la houle

prédominante provient du quadrant NW (N 320 à N 360). En période de mousson (hivernage), la houle est de secteur SW pendant un quart à un tiers du temps.

L'amplitude significative excède rarement 3 m de hauteur, mais la houle de probabilité décennale est estimée à 5 m, celle de probabilité centennale à 6,2 m. La houle de hauteur maximale (= 1,8 fois la hauteur significative) intervient généralement pendant les mois d'octobre et janvier, venant du secteur nord. D'après Nedeco (1973), l'interférence de la houle et des vagues provoque une agitation légèrement supérieure à celle de la houle seule.

Les classes de hauteurs les plus fréquentes pour les deux régimes saisonniers reconnus (respectivement de juin à septembre et d'octobre à mai) d'après 25 000 observations navales de la Deutscher Wettendienst vont de 0,75 à 2,25 m. Le secteur N 300 à N est très bien représenté dans les deux périodes tandis que le secteur N 180 à N 240 l'est surtout dans celle qui va de juin à septembre.

b) La houle à la côte.

La déformation de la houle à l'approche de la côte se manifeste par une modification de sa hauteur, de sa longueur d'onde et de son incidence. Dans son profil, la houle devient asymétrique avant de briser sous la forme d'un rouleau dont la distance au rivage dépend du rapport profondeur/hauteur. Comme celui-ci varie pour les différentes vagues d'un train de houle, la distance change. On parle de zone des brisants pour cette région turbulente et dangereuse qui, sur les côtes africaines, constitue la "barre". Entre la barre et la côte, l'eau résultant de l'effondrement des brisants successifs est jetée vers le rivage (zone de déferlement) dans une direction presque orthogonale à celui-ci, mais qui admet, le plus souvent, une composante longitudinale, en fonction de l'incidence terminale de la houle. Cette composante, nourrie par chaque vague qui brise, approvisionne un courant longitudinal, circulant entre le rivage et la zone des brisants : le courant de dérive littorale. Il est généralement orienté du nord au sud sur la côte nord-sénégalaise. Ce courant, une fois dépassé le débit maximal possible compte-tenu de la géométrie de la zone de déferlement, se réoriente brutalement vers le large et restitue alors l'eau accumulée, sous forme d'un courant sagittal (*rip-current*) de compensation.

Dans la zone du *rip-current*, la morphologie des fonds est profondément remaniée. L'avant-côte est marquée de sillons perpendiculaires au rivage, profonds de 0,6 à 1,3 m et larges de 3 à 5 m. Ils se succèdent régulièrement sur une zone de 30 à 40 m. Les vitesses mesurées indiquent des valeurs allant jusqu'à 0,30 m.s⁻¹. Elles se corrélaient assez bien avec des valeurs calculées (notamment par la formule d'Eagleson : 0,5 à 0,2 m.s⁻¹ selon Nedeco, 1973).

Enfin la dernière composante de la courantologie littorale qui résulte de la déformation de la houle à la côte est une série de mouvements en zig-zag au niveau de la ligne de rivage, liés à la montée de la nappe d'eau de déferlement au-dessus du niveau de la mer au repos. Dans cette zone de jet de rive, le mouvement ascendant entraîne l'eau sur la basse plage où elle remonte le long d'une surface courbe, en général fortement inclinée, limitée en amont par une crête de berme. Au mouvement ascendant de jet de rive fait suite le retrait qui ramène l'eau à la mer où elle rencontre la vague suivante, produisant au niveau de la ligne de rivage, un talus de quelques 20 à 30 cm : la barre de collision.

2.2. LE VENT

Les régimes de vent dans la région côtière du fleuve sont déterminés par quatre centres d'action : trois anticyclones (Açores, Sud-Tunisien, Sainte-Hélène) et un centre dépressionnaire (Sahara).

L'anticyclone des Açores dirige en bordure ouest de l'Afrique un flux de nord à nord-est, l'alizé maritime. L'anticyclone du Sud-Tunisien est responsable de vents du secteur E à NE (alizé continental et harmattan). L'anticyclone de Sainte-Hélène oriente, pendant l'hivernage, les flux de mousson.

Le premier régime est très dominant. D'après les observations réalisées à Yoff, on rencontre l'alizé maritime pendant 73 % du temps. Les flux de S à W existent, quant à eux, pendant 20 % du temps. Les vitesses sont souvent notables : de 7 à 14 m.s⁻¹ pendant 46 % du temps, de 5 à 6 m.s⁻¹ pendant 38 %, des vents inférieurs à 4 m.s⁻¹ pendant le reste.

L'hydrologie superficielle peut être affectée de manière importante par le vent qui chasse l'eau de surface et provoque ainsi une circulation de courants compensateurs. Le phénomène est bien marqué avec les vents du secteur nord à nord-est qui écartent l'eau superficielle de la côte et déterminent ainsi un écoulement de fond vers le rivage. Selon Nedeco (1973), il existe une relation entre la répartition sur la verticale de ce courant

en vitesse (u^*) et direction et la vitesse W du vent, mais cela n'est valable que pour des vents perpendiculaires au trait de côte. La relation $u^*_{\max} = -19,4 W$ (avec u^* en mètres par heure tandis que W est en mètres. s^{-1}) fournit donc un maximum ; le signe moins indique que le courant est de sens opposé.

3. LES OBSERVATIONS TOPOBATHYMÉTRIQUES

Le profil topobathymétrique de la Langue de Barbarie et de son avant-côte comprend trois sections : la plage avec son cordon dunaire, la proche avant-côte et le glacis. Les deux premières sont sujettes à d'importantes variations ; le glacis présente de modestes transformations qui, en général, ne conduisent qu'à de faibles translations d'ensemble du profil.

Le secteur de la base permanente de Gandiole (fig. 10) peut être découpé en deux parties : le nord de la base large (P1 - P4) et la base serrée (P5 - P13) d'un côté, le sud de la base large de l'autre. La différence entre ces deux domaines est dans la pente moyenne, plus faible au sud qu'au nord (respectivement 0,95 à 1,37 % et 1,71 à 1,94 %).

3.1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX

La morphologie générale de la zone marine comprend un secteur fluctuant entre le rivage et les fonds de -3 à -4,5 m. La limite inférieure est éventuellement marquée par une barre sédimentaire dont le relief, quand il existe, ne dépasse pas un mètre. Cette barre d'avant-côte n'est parfois qu'un épaulement infléchissant la courbe du fond, parfois elle disparaît dans le changement de pente qui sépare l'avant-côte du glacis.

La pente moyenne de l'avant-côte *sensu stricto* présente des valeurs intermédiaires au niveau de la base serrée de l'observatoire (bornes P5 à P12) par rapport au nord (P1) où la pente est plus forte et au sud (P15 et 16) où elle est plus faible. En réalité, les valeurs moyennes cachent une forte disparité dont l'amplitude dépasse la valeur de la mesure. Sur P10, la valeur la plus faible (juin 1990) atteint 1,13 % tandis que la plus forte (nov. 1991) s'établit à 3,22 %. Sur P16, ces limites sont respectivement 0,78 % (juin 1991) et 3,24 % (juin 1989).

La pente moyenne du glacis montre moins d'écarts (1,67 à 2,30 %), sauf au sud, toujours caractérisé par des valeurs plus faibles (0,88 et 1,35 %). Là encore, de fortes variations au cours du temps relativisent l'intérêt de ces valeurs moyennes.

Les caractères du domaine littoral peuvent être mieux appréciés en examinant successivement :

- les changements dans la position de la ligne de rivage.
- les modifications des profils.
- les variations cartographiques de la bathymétrie.

PROFIL	1-10-89	1-06-90	1-10-90	1-06-91	1-11-91
P 1	31	41	123	41	31
P 5	41	51	72	72	-31
P 6	00	20	41	82	51
P 7	62	51	82	82	72
P 8	72	41	72	51	62
P 9	00	-10	00	00	-10
P 10	-10	31	-10	00	41
P 11	00	123	93	93	113
P 12	-5	10	00	-10	-5
P 15		41	20		51
P 16		00	-31	-82	

Tabl. 24 : Variation (en m) de la position de la ligne de rivage par rapport à la situation de juin 1989.

3.2. CHANGEMENTS DANS LA POSITION DE LA LIGNE DE RIVAGE

Ils sont indiqués dans le tableau 24 en rapport avec la position qu'elle occupait en juin 1989. En effet on constate, à l'issue de la saison sèche 1988-89, un maximum de recul de la côte sur la majorité des profils. Cette étroitesse de la plage représente un état de dégradation qui peut être pris comme référence pour mesurer les aggravations éventuelles et leur localisation.

D'une manière générale, le rivage a progressé, jusqu'en octobre 1990 - juin 1991, dans la partie septentrionale de la zone. Dans la moitié sud de la base serrée, un recul s'instaure au contraire dans cette période, mais la tendance s'inverse ensuite de nouveau. L'opposition est nette, à cet égard, entre les profils de P9 et P10. On doit noter également qu'entre octobre 1989 et juin 1990 la croissance de la largeur de la plage subit un ralentissement ou s'inverse même (P9), de telle sorte qu'on peut imaginer l'existence d'un transfert de matériaux de la zone nord vers la zone sud. A l'extrémité méridionale (P15 et P16), l'évolution est également très contrastée. Il y a donc en permanence, sur l'étendue du rivage, des secteurs en érosion quand d'autres s'engraissent.

3.3. MODIFICATION DES PROFILS

Les profils topobathymétriques sont présentés dans les figures 29.

3.3.1. La partie émergée

On part, en juin 1989, d'une situation où la plage est très rétrécie et généralement basse. L'arrière-plage, dans ces conditions, est en pente redressée pour se raccorder au pied du cordon dunaire. Sur certains profils (P5, P7...), une bêche d'arrière-berme peut se situer sous le niveau de BM.

Dans la période ultérieure, la plage se construit. Cette accréation est en moyenne de 60 m sur la base serrée (nulle sur P9 et maximum 125 m sur P11). La progradation correspond à l'édification d'une moyenne plage s'articulant avec le revers de berme au niveau d'une bêche de HM. Entre juin et octobre 1989, ce processus s'est réalisé en deux phases marquées par la formation de deux bermes successives (cf P5, P8) dont la plus interne est fossilisée par la berme vive observée en octobre.

La berme vive présente une crête située au voisinage de +2 m par rapport aux BM. Elle est précédée par un estran de jet de rive étiré sur une trentaine de mètres et dénivélé d'environ 2 m par la marée ; la pente y est généralement forte (de 5 à 7 %).

3.3.2. La partie submergée.

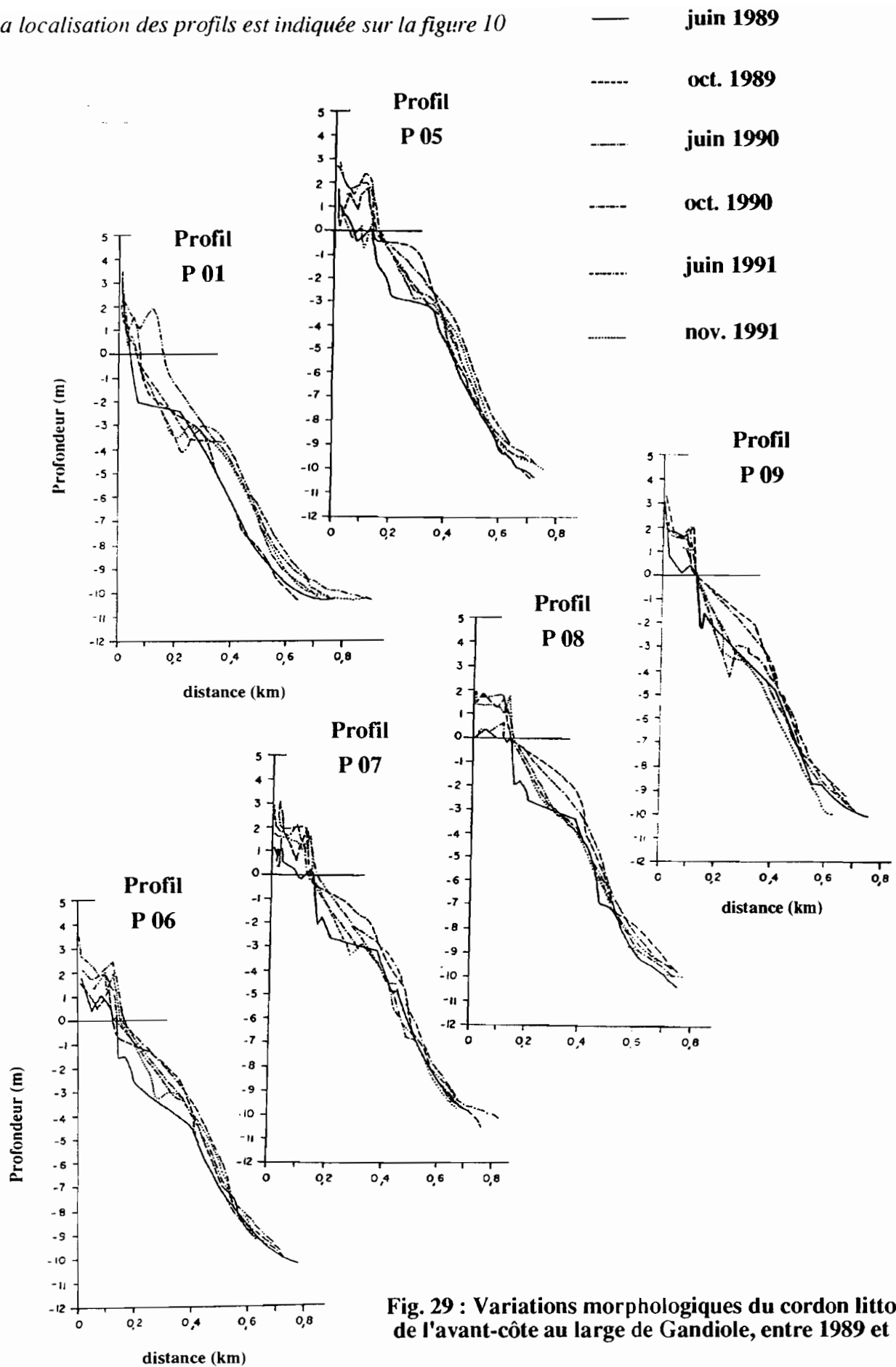
Compte-tenu de l'existence de la "barre" des houles, la partie la plus proche de la côte n'a pu être systématiquement sondée. Dans ce cas, le raccordement linéaire est une interpolation des données obtenues entre le point le plus distal de la plage et la dernière sonde bathymétrique, au large immédiat de la barre. Cependant nous sommes en droit de penser que ce type de raccordement présente une bonne identité avec la réalité. On voit par exemple, sur le profil P1 de juin 1990 (fig. 29), qu'une barre d'avant-côte existe, les conditions de navigation permettant alors l'approche du rivage. Le profil P5 de la même période ne montre qu'un faible épaulement.

C'est le point le plus significatif de ce littoral que la présence intermittente (20 % des cas) d'une barre sédimentaire d'avant-côte. Elle se manifeste alors sous la forme d'une ride culminant à -3 m au nord de la base serrée, -4 m au sud. Il ne semble pas y avoir de relation entre la situation météorologique générale (en particulier l'alternance saisonnière) et l'occurrence de la barre. Ainsi, elle est observée surtout en juin 1990 et en novembre 1991. Elle est donc plutôt le résultat d'un régime annuel des houles qu'une caractéristique de la saison.

La formation de la barre sédimentaire d'avant-côte et son évolution font que la proche avant-côte est le secteur où s'effectue le maximum des modifications morphosédimentaires. Au-delà, les changements observés sont plus faibles et, sur l'ensemble des profils, les tracés se regroupent dans un faisceau de courbes identiques. Compte-tenu de la précision maximale, de l'ordre de 30 cm, sur les mesures bathymétriques, on peut en conclure que les changements sur le glaciais représentent des variations d'épaisseur sédimentaire sans doute inférieures à 50 cm. Cependant, les profils de la base large (P1, P15 et P16) montrent que parfois des modifications plus importantes peuvent survenir, même à une distance éloignée de la côte.

Au-delà de -10 m, les tracés rejoignent des fonds qu'à l'échelle de temps de l'étude on peut considérer comme invariants.

La localisation des profils est indiquée sur la figure 10



La localisation des profils est indiquée sur la figure 10

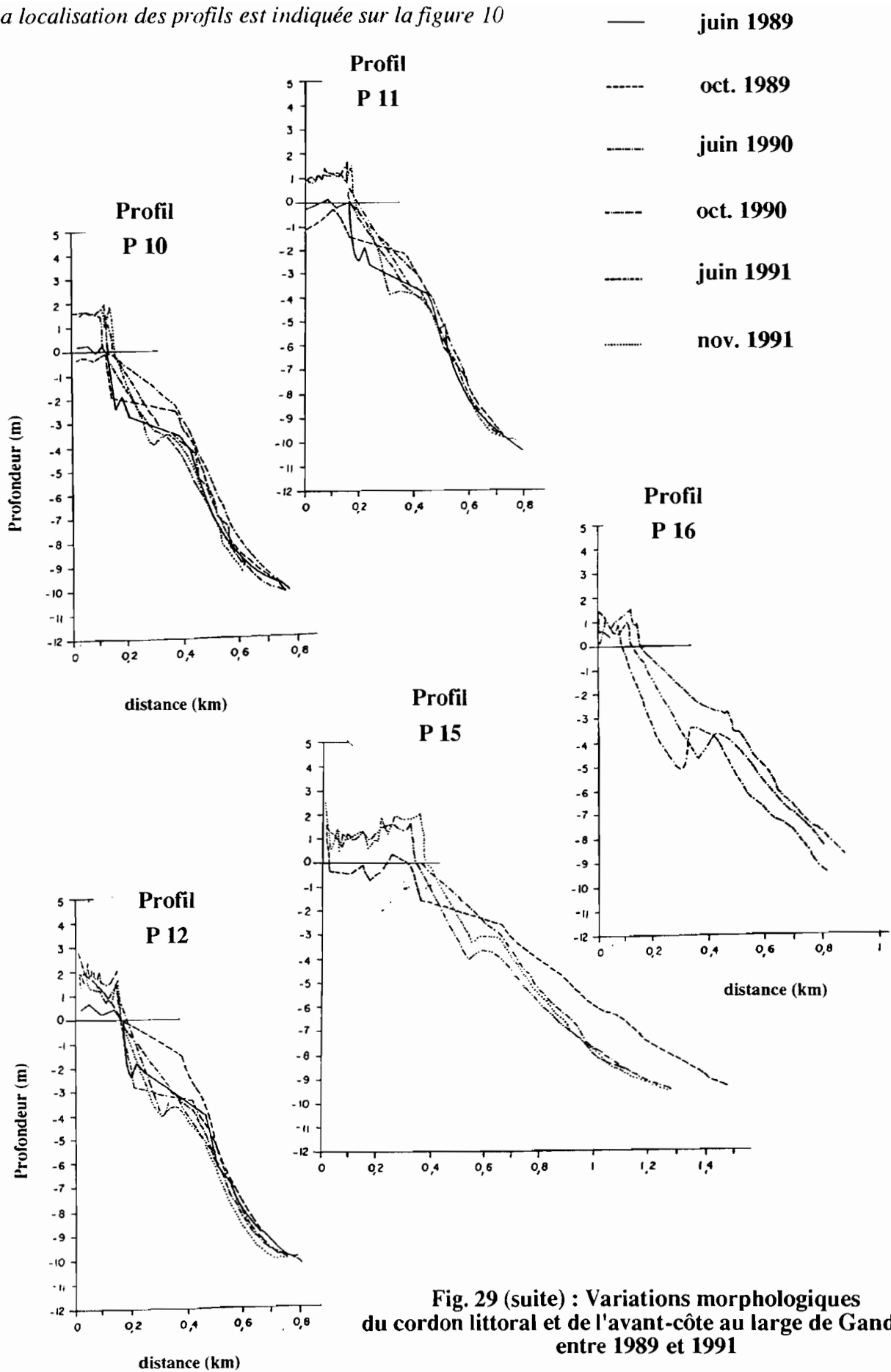


Fig. 29 (suite) : Variations morphologiques du cordon littoral et de l'avant-côte au large de Gandiole, entre 1989 et 1991

Au cours des trois années étudiées, on ne peut donc pas dire qu'il y ait eu une évolution négative du littoral de la Langue de Barbarie dans la région de Gandiole.

Plus intéressante est sans doute l'observation d'une forte disparité des situations dans l'espace et le temps, ainsi que le constat d'une dominance des évolutions interannuelles sur les rythmes saisonniers. Comme la période d'étude est trop courte pour recouvrir la totalité des situations possibles, il faut donc avoir à l'esprit que des évolutions brutales peuvent, hors de toute périodicité, entraîner une modification - positive ou négative - du profil et, par voie de conséquence, de la position de la ligne de rivage.

3.3.3. Recherche d'une prémodélisation.

La courbe-enveloppe de tous les profils obtenus sur la base serrée permet de caractériser un profil moyen à partir duquel on peut chercher à adapter une fonction représentative. Habituellement (Quelennec, 1984), c'est une fonction puissance de type $y = ax^b$. Ici, on constate qu'il n'est pas possible de trouver une fonction unique exprimant la courbe obtenue qui se décompose en deux sections de part et d'autre de l'épaulement. Ces deux courbes fondamentales porteuses du profil ont pour équations :

-sur la proche avant-côte: $y = 0,10 \text{ à } 0,15 \cdot x^{0,50 \text{ à } 0,65}$
 -sur le glacis: $y = 0,20 \cdot x^{0,50 \text{ à } 0,60}$
 avec $y =$ profondeur (m) et $x =$ distance à la côte (m).

Plus au sud (P14 et P15), les valeurs du paramètre a ne changent pas ; par contre le paramètre b augmente, atteignant 0,70 à 0,80.

Reportées dans le diagramme $a = f(b)$ de Quelennec (1984), ces valeurs indiquent une sensibilité à l'érosion - manifeste au niveau du glacis - sur la base serrée, tandis que plus au sud, près de l'embouchure, la Langue de Barbarie est nettement en accrétion, ne montrant aucun signe de sensibilité à l'érosion.

3.4. VARIATIONS CARTOGRAPHIQUES

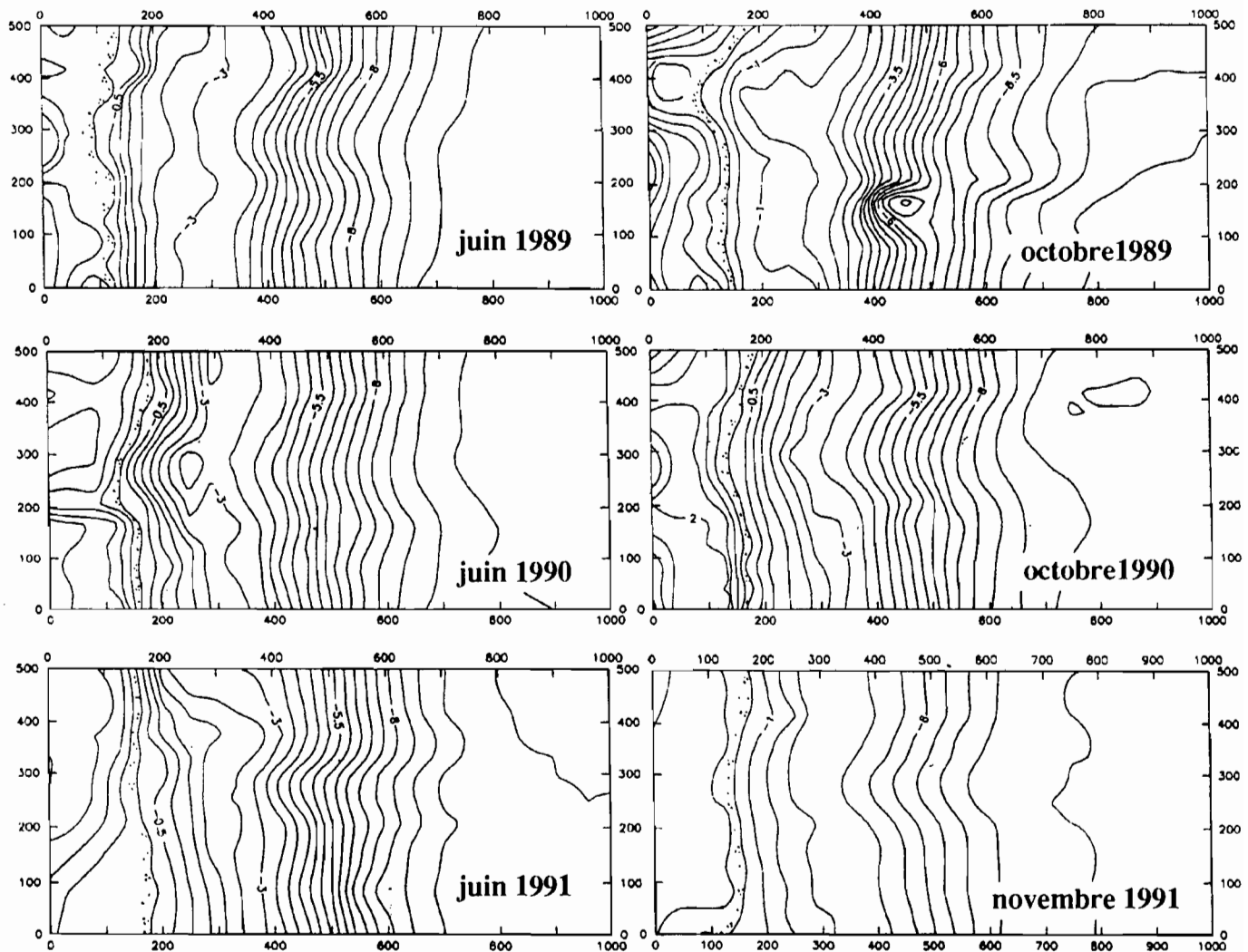
Elles ne concernent que la base serrée, où les profils sont suffisamment rapprochés les uns des autres pour autoriser une interpolation.

Dans les cartes de la figure 30, la représentation concerne aussi bien la partie émergée (plage et base du cordon dunaire) que la partie sous-aquatique (avant-côte). La ligne de rivage est soulignée par un pointillé du côté terre. On note que la basse plage (zone du jet de rive, jusqu'à la crête de berme) ne se distingue pas morphologiquement de la proche avant-côte. L'épaulement où se développe la barre d'avant-côte se matérialise par un desserrement des isobathes dans le domaine -2.50/-4 m entre deux régions plus pentées. Seules les cartes d'octobre 1989 et de juin 1991 ne montrent pas nettement de variation de pente de cet ordre. Là encore, quand existent des écarts par rapport à la disposition standard, ils n'obéissent pas à une logique saisonnière.

Quelques blocs-diagrammes, présentés à titre d'exemple (fig. 31), montrent plus clairement ces différences. On y voit la relation qui existe entre l'épaulement et la barre d'avant-côte et le passage progressif de l'un à l'autre. Un trait important que révèle ce mode de représentation est la permanence d'un chenal situé vers le milieu de la base serrée (profil P9). Son ouverture amont se dessine sur les fonds de 2 m, au sommet de l'épaulement. Il est très probable qu'il s'agisse là d'un drainage de courant d'arrachement dont une seule trace morphologique est notée sur l'étendue de la base serrée. Cependant la connexion avec une morphologie amont identique n'est pas étroite. On en voit un exemple en octobre 1990. Par contre, sur les autres blocs-diagrammes, la proche avant-côte montre des irrégularités plus dispersées, disposition qui conduit à envisager un mode de fonctionnement comprenant :

- le drainage de la dérive littorale au niveau de *rip-currents* en position fluctuante dans la proche avant-côte, en même temps que l'évolution morphosédimentaire y détermine des changements de l'organisation des lignes de relief.
- le captage de ce flux de retour au niveau d'entonnoirs permanents en haut d'épaulement ; cette permanence soulignant le caractère plus stable des fonds à partir de cette profondeur.

En comparant deux cartes topobathymétriques consécutives dans le temps, on observe les variations du fond. Un exemple de ces cartes est donné dans la figure 32 (les pointillés indiquent les zones d'accumulation).. Les cartes-différences montrent que de légers changements interviennent aussi au-delà de l'épaulement et de la barre d'avant-côte (en ne prenant en considération que les variations dont le module absolu est supérieur à 0,5 m). Ils ne concernent toutefois que la partie supérieure du glacis. Par rapport au chenal de drainage permanent, les dépôts se situent en aval-transit par rapport à la direction dominante des houles. Mise à part la



Toutes les distances sont en mètres

Fig. 30 : Cartes topographiques du cordon littoral et de l'avant-côte au large de Gandiole entre 1989 et 1991

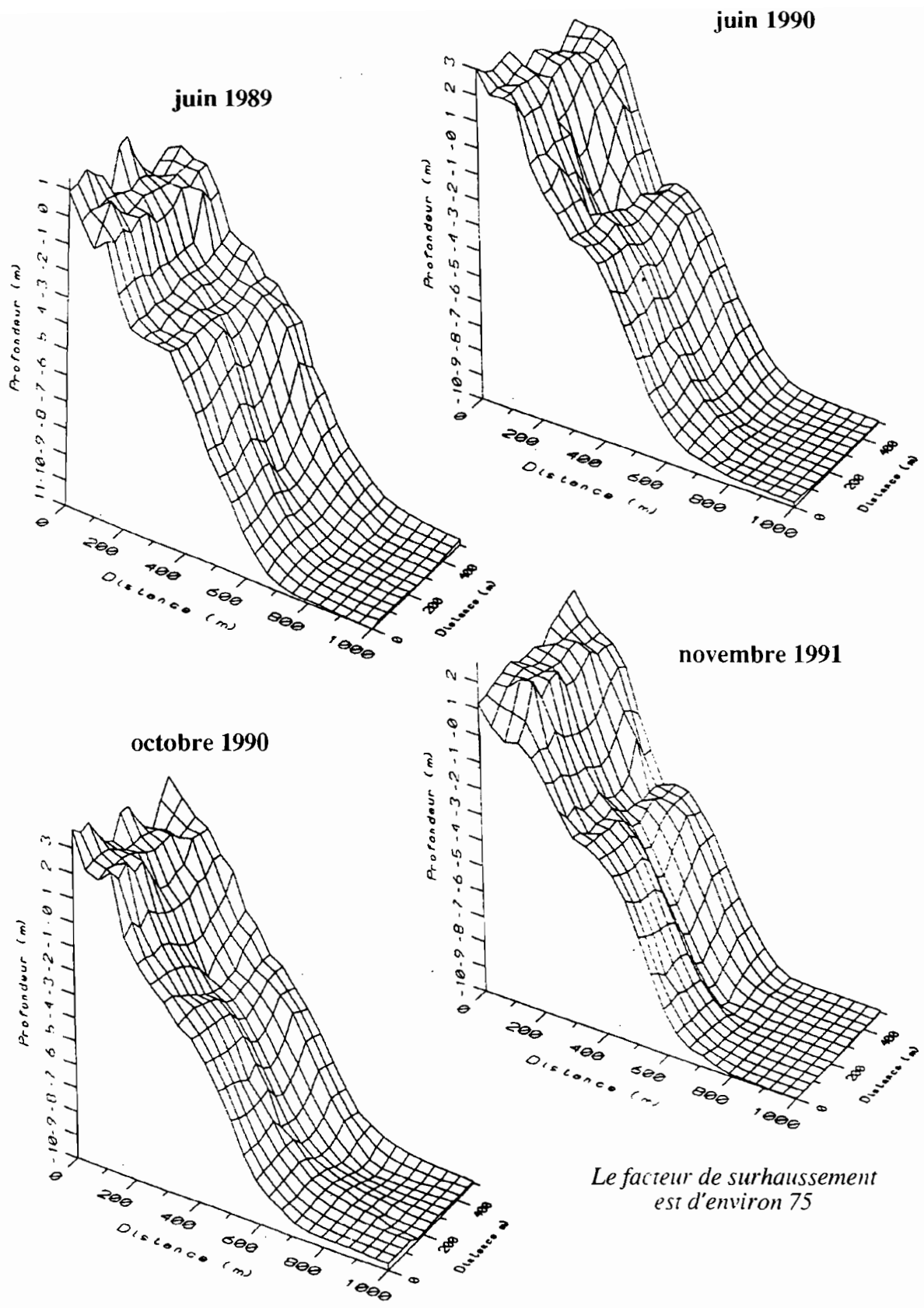


Fig. 31 : Blocs-diagrammes du cordon littoral et de l'avant-côte au large de Gandiole

période de juin à octobre 1990, où les modifications positives ou négatives sont insignifiantes, il y a alternance de phases d'érosion et de sédimentation, principalement localisées dans la proche avant-côte et sur l'épaulement. Le rythme n'est pas saisonnier ; ainsi, après l'hivernage 1989, l'érosion a plutôt dominé sur l'avant-côte, alors que l'accrétion y est manifeste après l'hivernage 1991.

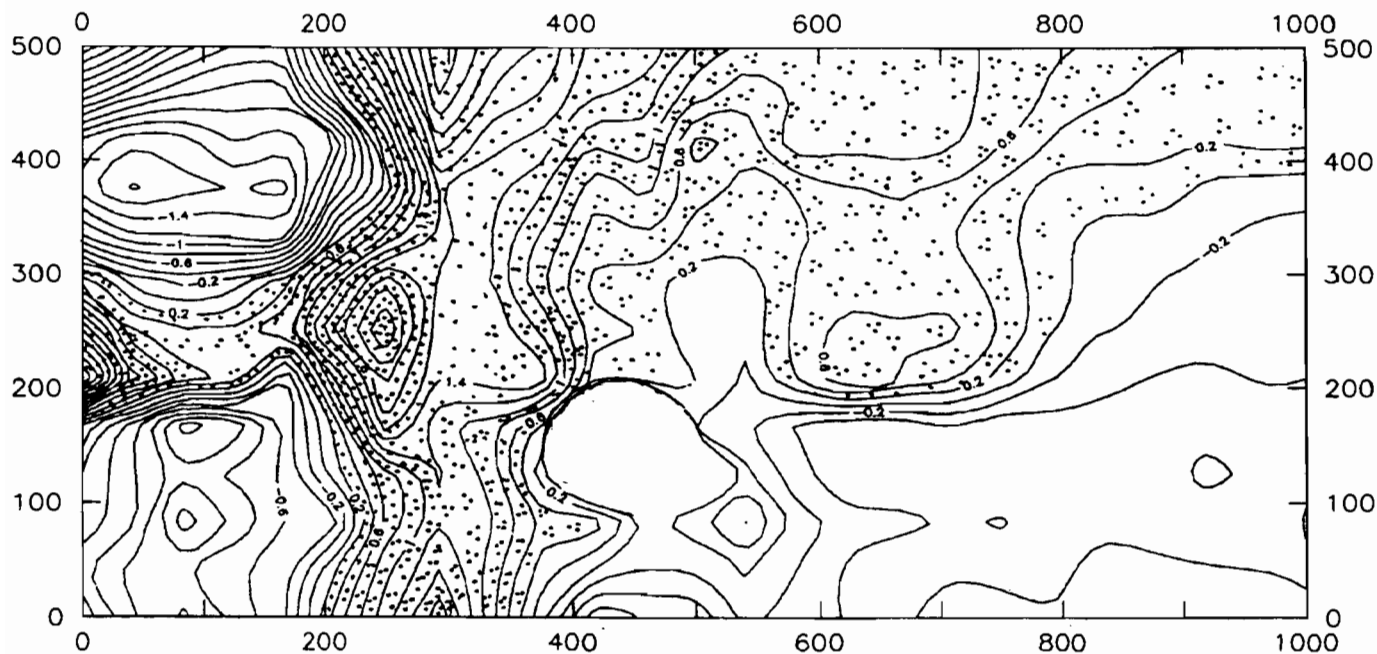


Fig. 32 : Isovaleurs d'érosion et de sédimentation sur le cordon et l'avant-côte au large de Gandiole entre octobre 1989 et juin 1990
(toutes les valeurs sont en mètres)

4. OBSERVATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES

4.1. EVOLUTION DES MATÉRIAUX AU COURS DU CYCLE ANNUEL

4.1.1. Localisation des échantillons et modalités des observations.

Compte-tenu de l'absence de morphologies fortement différenciées dans la plus grande partie des cas, on a préféré réaliser un échantillonnage en fonction de la profondeur. L'échantillonnage a été exécuté en plongée en juin 1989, octobre 1989, juin 1991 et novembre 1991.

L'étude granulométrique a débouché sur un inventaire des caractéristiques texturales de chaque sable. On définit ici le sédiment par :

- un indice de position : la médiane en notation ϕ (cologarithme base 2 de la dimension en mm): $Md = P_{50}$ (avec Md , dimension correspondant au percentile tel que 50 % du matériel est plus fin et 50 % plus grossier).

- un indice de triage (ϕ) :

$$s_I = (P_{84} - P_{16}) / 4 + (P_{95} - P_5) / 6.6$$

- un indice d'asymétrie (ϕ) :

$$SK_I = ((P_{16} + P_{84} - 2P_{50}) / 2(P_{84} - P_{16})) + ((P_5 + P_{95} - 2P_{50}) / 2(P_{95} - P_5))$$

- un indice d'angulosité (ϕ) :

$$K_G = (P_{95} - P_5) / 2.44(P_{75} - P_{25})$$

Les résultats généraux sont présentés dans les tableaux XVIII en annexe. Dans les paragraphes suivants, on examine l'influence de la profondeur et de la pente locale sur les changements granulométriques observables au cours d'un cycle de mesures dépassant le cadre annuel. Leurs modalités sont également précisées par des corrélations entre paramètres granulométriques. Enfin, on tente de mettre en évidence les fractions dimensionnelles mobilisées au cours de ces changements.

4.1.2. Rôle de la profondeur.

Il est habituel de noter un amenuisement du matériel du fond dans le cas d'une côte soumise à une sédimentation active. Il existe effectivement ici une bonne corrélation générale entre la médiane et la profondeur, qui s'exprime par l'équation (calculée sur l'ensemble des valeurs moins deux résultats de juin 1990) : $Md_{\phi} = -0,1125d + 1,875$ (Md_{ϕ} : médiane en unité phi ; d : profondeur en mètres).

On remarque toutefois une grande dispersion des valeurs au niveau -3 m, c'est-à-dire dans la zone de l'épaulement-barre où se localise un maximum de la variabilité morphologique du système. Les variations au cours du temps sont, cependant, moins importantes que la variabilité spatiale et indépendantes du climat saisonnier. Comme les hétérogénéités spatiales ne sont que la réplique de variations dans le temps, on doit en conclure qu'il existe plusieurs échelles pour ces dernières et que la durée de la période étudiée n'a pas permis de balayer tout le spectre pertinent.

Le classement des grains se dégrade dans les zones les plus fluctuantes de la morphologie. Globalement on a donc un accroissement de la valeur de l'indice de triage au niveau -3 m.

Dans 37 cas sur 51, l'asymétrie est nulle ou faiblement positive. Cela indique un meilleur classement du côté des grossiers. Cette tendance caractérise plutôt des milieux où s'effectue un dépôt. Les valeurs se disposent dans des champs relativement limités des diagrammes asymétrie/profondeur sauf en ce qui concerne les sédiments les plus profonds et ceux de la basse plage. Les variations au cours du temps sont moins importantes que celles entraînées par la variabilité spatiale.

L'angulosité est le caractère le plus dispersé en fonction de la profondeur. Le plus souvent supérieure à 1 (43 cas sur 51), elle caractérise des courbes leptokurtiques, c'est-à-dire présentant un excès de matériel aux extrémités. Les seules exceptions sont aussi rencontrées au niveau -10 m et sur la basse plage. Si l'on excepte deux valeurs de novembre 1991 (à 0 m et -5 m), il n'y a pas de variabilité temporelle nette.

4.1.3. Rôle de la pente

On a reporté sur le diagramme de la figure 33, le mode granulométrique, dimension des grains les plus fréquents de la population de particules en fonction de la valeur locale de la pente (tableau XIX, en annexe).

Une tendance se dessine vers une augmentation de la dimension centrale des grains en fonction de la pente. Une forte dispersion existe cependant, de telle sorte qu'à un niveau bathymétrique donné, aucune corrélation ne peut-être décrite entre les deux caractères. Plus que la pente locale, c'est donc plutôt le niveau bathymétrique qui implique la modification observée, comme on l'a vu dans le paragraphe précédent.

4.1.4. Corrélation entre paramètres granulométriques.

Une corrélation se dessine entre la médiane et le triage ; elle est entraînée par le décalage du nuage de points de juin 1990 par rapport à ceux d'octobre 1990 et de novembre 1991. Une différenciation de type saisonnier apparaît donc ici. Le matériel serait globalement plus grossier et plus mal trié après la saison sèche, mais cette tendance est fortement influencée par des points appartenant à deux niveaux seulement : la base du talus de collision (limite inférieure de la basse plage) et l'épaulement ; pour les autres, il n'y a pas de différence avec ce que l'on observe avant la saison des alizés.

La même variation portant essentiellement sur la valeur de la médiane influence aussi les corrélations Md/Sk_i et Md/K_G de juin 1990. On observe par contre, en novembre 1991, une augmentation de K_G au-dessus de la zone de dispersion générale. Les courbes deviennent plus leptokurtiques. Les échantillons correspondants sont localisés dans la partie moyenne du profil.

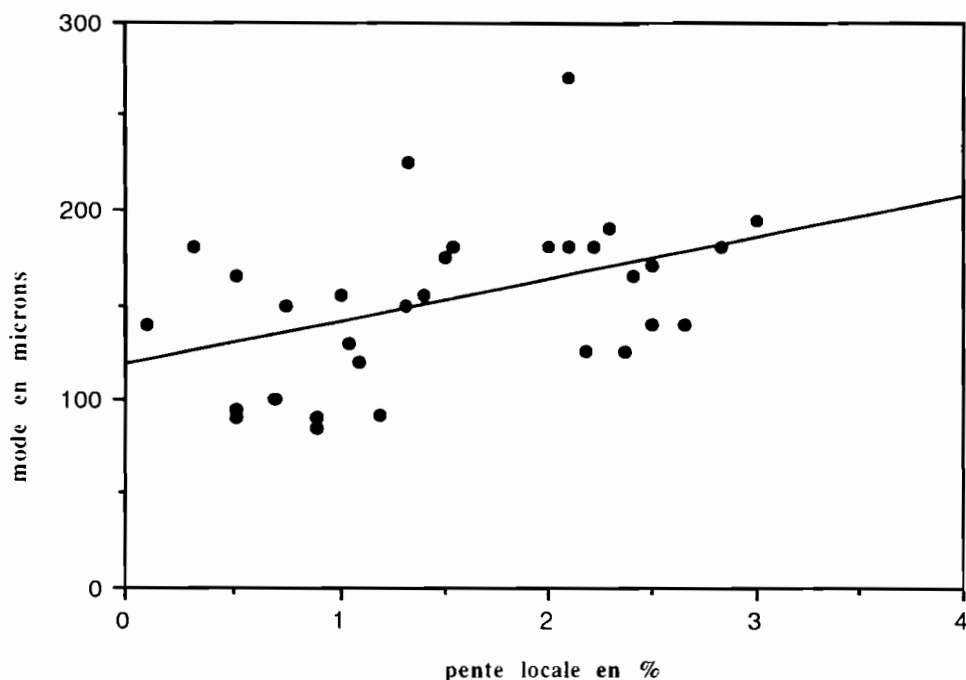


Fig. 33 : Influence de la pente locale sur la granulométrie

4.2. LES FRACTIONS GRANULOMÉTRIQUES MOBILES

Compte-tenu des restrictions apportées par les difficultés d'échantillonnage en plongée dans les conditions d'agitation de la mer au large de la Langue de Barbarie, les comparaisons ne peuvent être faites qu'à trois étages morpho-bathymétriques (-10 m, -5 m et la ligne de rivage).

4.2.1. Modalités générales des variations texturales.

D'une manière générale, le bilan hydrosédimentaire semble équilibré : il y a compensation des départs, qui surviennent au cours d'une partie du cycle évolutif, par des retours dans une autre partie de ce cycle. Le cas le plus simple est offert par P5 à -10 m et, un peu moins nettement, dans P12 à -5 m ou P5 à 0 m. Dans le premier, par exemple, l'afflux de grains de 125 μm induit une diminution relative d'une fraction plus fine centrée sur la valeur de 80 μm . Cette évolution peut être interprétée de la façon suivante : pendant l'hivernage de 1990, les conditions d'agitation ont déterminé une migration de particules de l'intervalle 100-250 μm (fréquence maximale à 125 μm) qui se sont réfugiées à un étage où elles ont trouvé un régime de stabilité. Mélangées au sédiment de cet étage, elles ont modifié sa structure granulométrique en diminuant relativement l'importance des particules de l'intervalle 62-100 μm (fréquence maximale à 80 μm). Au cours de la suite du cycle (pendant la période annuelle oct. 1990 - nov. 1991, comprenant une saison sèche et un nouvel hivernage), cette perturbation s'est progressivement résorbée, de telle sorte que le sédiment, à l'issue de l'ensemble des transformations subies entre juin 1990 et novembre 1991, est pratiquement inchangé.

Dans ce cas, le bilan de deux hivernages et d'une saison sèche est donc nul, mais on ne sait rien sur la chronologie de la compensation. Plusieurs observations contradictoires peuvent cependant fournir des modèles du déroulement des transformations de l'assemblage granulométrique :

- elle a pu se faire en deux temps pendant la durée de l'étude. On observe cela à 0m en P1 et en P9. Une partie de la perturbation granulométrique initiale (juin - oct. 1990) est compensée pendant la saison sèche suivante (oct. 1990- juin 1991), l'autre partie pendant l'hivernage qui suit (juin 1991 - nov. 1991).
- elle peut être incomplète en terme du cycle d'observation. Ce cas se présente dans P1 à -10 m et P5 à -5 m et montre qu'un afflux de grains de l'intervalle 90-110 μm (fréquence maximale à 100 μm) n'est pas équilibré par un mouvement inverse dans la suite de l'évolution granulométrique.
- elle peut être accélérée. C'est le cas observé en P9 à -10 m et, peut-être aussi, en P12 à -10 m (mais il manque un point d'observation intermédiaire en juin 1991). La compensation y est, en effet, réalisée dès la fin de la saison sèche 1990-91. Par contre, l'hivernage 1991 introduit une nouvelle perturbation granulométrique qui

réplique celle provoquée par l'hivernage précédent, mais par un afflux de particules plus fines (valeur centrale à 80 μm au lieu de 95).

Les changements intervenant dans la structure granulométrique des sédiments obéissent donc à des rythmes variables, quel que soit l'étage considéré. Ils peuvent être occasionnellement saisonniers (P9 à -10 m) mais ce n'est pas la règle générale.

4.2.2. Fractions mobilisées.

Les modifications observées se traduisent par des augmentations ou des diminutions de la fréquence d'une classe granulométrique donnée. En première étape, on peut penser qu'une augmentation, implique un apport de matériel tandis qu'une diminution manifeste une élimination sélective des grains de l'intervalle dimensionnel considéré. Ces modifications peuvent être définies en tenant compte des valeurs minimale, maximale et moyenne qui ressortent de la comparaison des résultats obtenus sur les différents profils (fig. 34)

La figure 34a rassemble les résultats concernant les modes granulométriques de la fraction augmentée. Il existe, comme on peut le penser, une décroissance des valeurs moyennes de grains susceptibles d'être conduits à des étages bathymétriques de plus en plus profonds : 0,4 mm à 0 m, 0,24 mm à -5 m et 0,107 mm à -10 m. Au niveau du glaciais, cette dimension caractéristique est peu fluctuante, elle le devient considérablement à la base de l'épaulement (100 à 405 μm) et encore plus fortement sur la ligne de rivage (200 à 785 μm).

La figure 34b présente la contre-partie de la précédente en illustrant les caractères des fractions apparemment les plus diminuées en fonction de la profondeur. La même observation peut être faite, les marges de fluctuation et les valeurs moyennes diffèrent peu de celles correspondant aux enrichissements, ce qui confirme le jeu de compensations mis en évidence dans ce qui précède.

Saison	Profondeur (m)	Départ	Arrivée
-	- 10	130	105
H	- 10	225	125
H	- 10	80	125
-	- 10	125	80
H	- 10	165	95
SS	- 10	100	155
H	- 10	125	80
H	- 10	165	100
-	- 10	165	100
H	- 5	160	100
-	- 5	205	160
H	- 5	420	155
-	- 5	205	420
H	0	210	420
SS	0	785	250
H	0	320	785
H	0	205	325
-	0	325	200
H	0	255	500
SS	0	500	240
H	0	405	905

Tabl. 25 : Dimension centrale (en microns) des populations apportées (Arrivée) ou éliminées (Départ) en fonction de la saison (H : Hivernage ; SS : Saison Sèche) et de la profondeur.

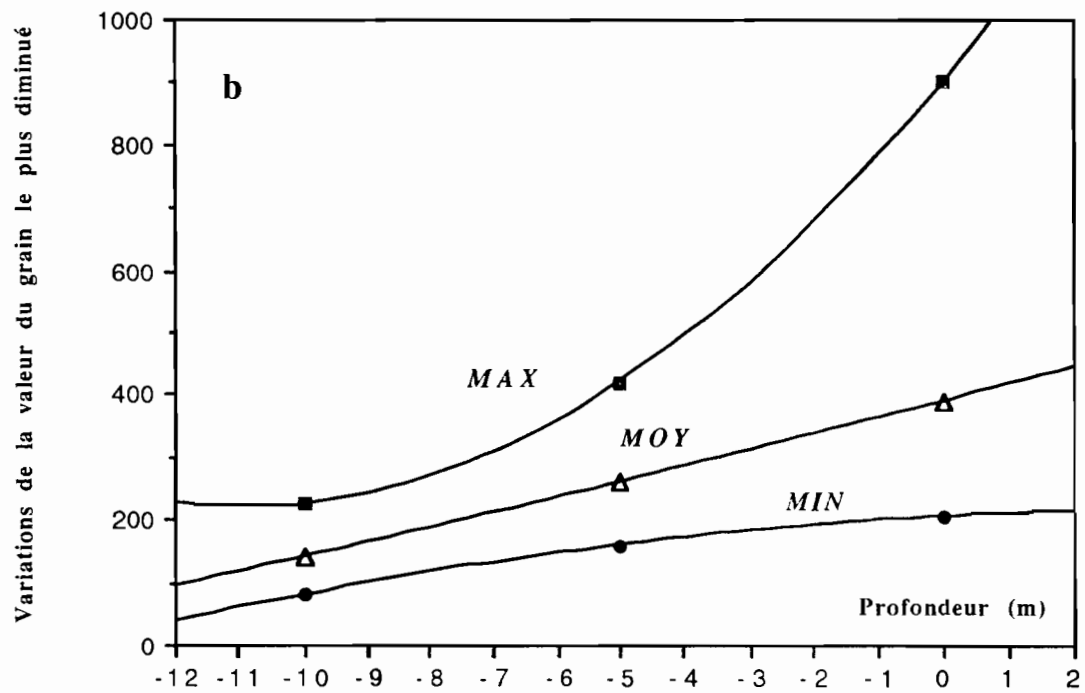
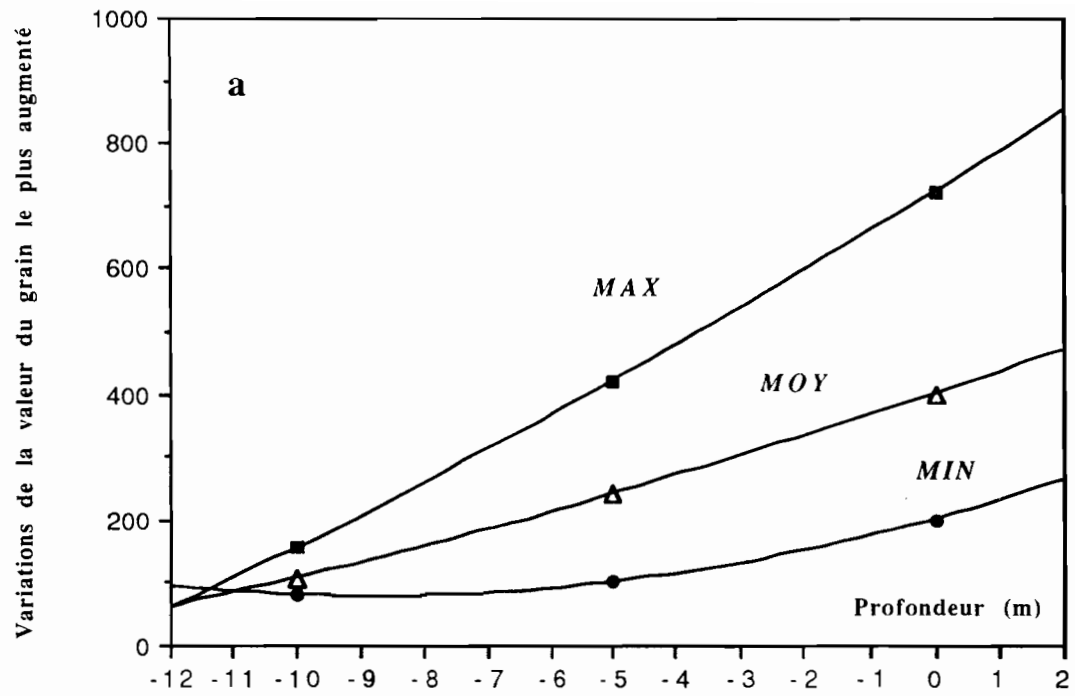


Fig. 34 : Amplitude des variations portant sur la taille du grain dont la fréquence est la plus augmentée ou diminuée, en fonction de la profondeur

Quand on considère l'ensemble des valeurs (tabl. 25) des populations qui semblent apportées ("arrivée") ou éliminées ("départ") en fonction des cas où les saisons sont bien caractérisées (c'est-à-dire dans les situations où les prélèvements ont été opérés en fin de saison sèche -SS- ou d'hivernage -H-), on constate que la situation est contrastée entre la partie basse du profil (-10 m) et la partie haute (0 m). Dans tous les cas, sur la ligne de rivage, le matériel qui "arrive" en hivernage est plus grossier que le matériel qui "part"; c'est le contraire en saison sèche (avec seulement 2 cas observés). A la base du glacis, la situation est inversée : dans quatre cas sur cinq, le matériel entrant est plus fin que le matériel sortant en hivernage ; c'est aussi le contraire en saison sèche (mais avec une seule observation). On peut cependant retenir comme significative, la cohérence du schéma.

Il est cependant troublant de constater que l'hivernage paraît globalement plus effectif que la saison sèche sur les modifications granulométriques, malgré la présence des alizés et des longues houles qui résultent alors des perturbations météorologiques de l'Atlantique nord. Ainsi, au rivage, on observe en hivernage la mise en évidence des fractions grossières (= "arrivée") par départ (réel) des fractions fines qui sont vannées. En bas du glacis, la même situation explique l'arrivée (réelle) de fractions fines mobilisées dans les étages supérieurs et, au contraire, leur départ (réel) quand des conditions de "beau temps" prévalent : on est alors en saison sèche.

5. CONCLUSION

La zone littorale de la Langue de Barbarie, siège de la pérégrination de l'embouchure du Fleuve, a été étudiée aux points de vue morphologique et sédimentologique, au nord de la localisation actuelle de la passe.

La partie sud de la flèche paraît en état d'accrétion (pente plus faible de l'avant-côte, sensibilité nulle à l'érosion d'après la modélisation de type $y = ax^b$), tandis qu'au niveau de la base serrée (face à Gandiole), la partie basse du profil transversal sous-marin montre un certain déséquilibre ; celui-ci pourrait entraîner l'apparition de conditions favorables à la formation d'une embouchure plus septentrionale que l'actuelle.

Cette instabilité demeure toutefois limitée car, d'un point de vue quantitatif, les modifications de la structure granulométrique des matériaux semblent se compenser au cours du temps, avec des rythmes variables, il est vrai, selon les secteurs observés.

La prévision d'une ouverture de l'embouchure en position plus nordique doit en outre être considérée avec prudence pour une autre raison. La période d'étude (1989 - 1991) paraît, en effet, trop courte pour conduire à une appréciation suffisamment fine de tendances naturelles marquées d'abord par une rythmicité pluriannuelle d'amplitude supérieure à celle des processus saisonniers.

P. MICHEL J.P. BARUSSEAU J.F. RICHARD M. SALL

L'APRÈS-BARRAGES DANS LA VALLÉE DU SÉNÉGAL

*Modifications hydro-dynamiques et sédimentologiques
Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles*

RÉSULTATS DES TRAVAUX DU PROJET CAMPUS 1989-1992



Collection Etudes

Ministère de la Coopération et du Développement

PRESSES UNIVERSITAIRES DE PERPIGNAN

L'APRÈS-BARRAGES DANS LA VALLÉE DU SÉNÉGAL

Modifications hydrodynamiques et sédimentologiques :
conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles

RÉSULTATS DES TRAVAUX DU PROJET C.A.M.P.U.S. 1989-1992

Programme de Coopération avec l'Afrique et Madagascar pour la Promotion
Universitaire et Scientifique

Coordinateur :	Pierre MICHEL	Université de Strasbourg (1)
Responsables d'opération :	Jean Paul BARUSSEAU	Université de Perpignan (2)
	Jean-François RICHARD	Centre ORSTOM de Dakar
	Mamadou M. SALL,	Université de DAKAR (3)
Participants:	Mariline BA,	Université de Dakar (4)
	Hervé CHEVILLOTTE	Centre ORSTOM de Dakar
	Cyr DESCAMPS	Université de Perpignan (2)
	Albert DIAGNE	Université de Dakar (3)
	Ndiacé DIOP	Université de Dakar (3)
	E.H. Salif DIOP	Université de Dakar (3)
	Bachir DIOUF	Université de Dakar (4)
	Joël HUMBERT	Université de Strasbourg (1)
	Alioune KANE	Université de Dakar (3)
	Michel MIETTON	Université de Strasbourg (1)
Jacques MONTEILLET	Université de Yaoundé	
Jean-Luc SAOS	Centre ORSTOM de Dakar	

(1) U.F.R. de Géographie - C.E.R.E.G.

(2) Laboratoire de Recherches en Sédimentologie Marine

(3) Département de Géographie

(4) Département de Géologie

Presses Universitaires de Perpignan

1993