

---

## L'élévation du niveau marin dans l'Ouest français : signification climatique et conséquences morphologiques

Hervé Regnauld, Vincent Dubreuil

### Résumé

Le niveau marin, dans l'Ouest de la France, connaît une élévation séculaire de l'ordre du mm par an. Des analyses statistiques font apparaître la linéarité de cette tendance, mais la traduction sur le terrain du phénomène est marquée par une forte variabilité dont les surcotes de tempêtes sont un des éléments importants. Les températures moyennes s'élèvent également tandis que le régime des précipitations se modifie. Les tempêtes sont plus fréquentes. Les conséquences de cette réponse locale au changement global sont importantes sur la morphologie des accumulations sableuses dont les changements actuels sont conditionnés par la fréquence des événements extrêmes tandis que l'évolution méso-scalaire apparaît répondre davantage à la variation du niveau marin.

### Abstract

On the coastline of Western France sea level has been rising for a century at approximately one millimetre a year. Though the linearity of this trend is demonstrated by analysis, the day to day behaviour of the sea level is highly variable. Storms surges are an important factor of variability. At the same time average temperatures increase, yearly rain patterns change and storms are more frequent. This local response to global change has many consequences on coastal sand bodies; their short-term movements depend on the frequency of storms but their meso scale evolution is directly forced by sea level rise.

---

### Citer ce document / Cite this document :

Regnauld Hervé, Dubreuil Vincent. L'élévation du niveau marin dans l'Ouest français : signification climatique et conséquences morphologiques . In: Annales de Géographie, t. 107, n°600, 1998. pp. 117-138;

doi : 10.3406/geo.1998.20841

[http://www.persee.fr/doc/geo\\_0003-4010\\_1998\\_num\\_107\\_600\\_20841](http://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1998_num_107_600_20841)

---

Document généré le 15/06/2016

# *L'élévation du niveau marin dans l'Ouest français : signification climatique et conséquences morphologiques*

**Hervé REGNAULD**

*U.R.A. 141, Université de Rennes 2, Département de Géographie\**

**Vincent DUBREUIL**

*Costel U.M.R. 6554 C.N.R.S., Université de Rennes 2, Département de Géographie\*\**

**Résumé.** — *Le niveau marin, dans l'Ouest de la France, connaît une élévation séculaire de l'ordre du mm par an. Des analyses statistiques font apparaître la linéarité de cette tendance, mais la traduction sur le terrain du phénomène est marquée par une forte variabilité dont les surcotes de tempêtes sont un des éléments importants. Les températures moyennes s'élèvent également tandis que le régime des précipitations se modifie. Les tempêtes sont plus fréquentes. Les conséquences de cette réponse locale au changement global sont importantes sur la morphologie des accumulations sableuses dont les changements actuels sont conditionnés par la fréquence des événements extrêmes tandis que l'évolution méso-scalaire apparaît répondre davantage à la variation du niveau marin.*

**Abstract.** — *On the coastline of Western France sea level has been rising for a century at approximately one millimetre a year. Though the linearity of this trend is demonstrated by analysis, the day to day behaviour of the sea level is highly variable. Storms surges are an important factor of variability. At the same time average temperatures increase, yearly rain patterns change and storms are more frequent. This local response to global change has many consequences on coastal sand bodies; their short-term movements depend on the frequency of storms but their meso scale evolution is directly forced by sea level rise.*

Mots clés : *Changement global, niveau marin, Bretagne, accumulations littorales sableuses.*

Key words: *Global change, sea level, Brittany, coastal sand bodies.*

### *Introduction*

La surface de la mer est un plan hautement mobile qui a pour particularité paradoxale d'avoir été considéré longtemps comme assez fixe pour définir une altitude 0, référentielle pour l'ensemble des points cotés à terre. Dès 1962 pourtant, Bruun (1962) signalait que la surface de la mer était animée de mouvements verticaux de faible ampleur suffisants pour expliquer le recul des plages et les modifications morphologiques associées. Ce n'est que plus tard que l'on fera dépendre l'élévation d'un changement climatique global, lors de l'apparition des modèles couplés océan-atmosphère.

L'importance de ces modèles a parfois semblé exagérée aux géographes qui, localement, constataient des changements beaucoup plus fins que ceux que la définition spatiale large des modèles prévoyait. C'est ainsi que sous l'impulsion de géographes (anglo-saxons principalement) des programmes européens de recherche ont été mis sur pied dans les années 1990, avec pour objectif de recueillir un maximum de données de terrain et de les utiliser pour des modèles spatialement précis. Un second objectif était de tenter de prédire les impacts du relèvement du niveau de la mer et du changement climatique sur les côtes pour permettre la mise en place de stratégies d'aménagement. En France, le Ministère de l'environnement a financé un programme similaire entre 1994 et 1996. Les résultats de ces recherches ont été riches et ont permis d'établir que l'élévation de la surface de la mer se manifestait d'abord par une augmentation des surcotes (en fréquence et en amplitude) et se traduisait par une accélération du fonctionnement des cellules sédimentaires littorales qui n'implique pas seulement un recul. Un nouveau programme européen est en cours (1997-1999), destiné à élucider les relations entre d'une part la fréquence et l'amplitude des tempêtes et d'autre part la vitesse de recyclage des sédiments. Les sites-tests choisis pour ces programmes successifs depuis 1992 se trouvent sur la côte de l'Ouest français (Bretagne et Normandie) de façon à pouvoir être mis en relation avec la série marégraphique de Brest. Le travail qui suit se propose de faire l'état des lieux sur la question en indiquant les résultats principaux aussi bien que les interrogations majeures. Une première partie résume

les faits qui appartiennent à deux types de phénomènes : l'élévation oscillante du plan d'eau d'un côté, l'agitation de sa surface de l'autre. Cette partie est courte car elle repose sur des données qu'il est maintenant possible de consulter dans de nombreuses publications (voir à la fin la bibliographie et le site Internet). Une deuxième partie aborde le difficile problème des relations entre les faits observés et le « changement » ou les « tendances » climatiques mesurées sur la même période. Une troisième partie tente ensuite d'en tirer les conséquences morphologiques du point de vue de la démarche scientifique, comme du point de vue de son application pratique en modélisation.

## *I. Les variations du niveau de la mer : les données et leur interprétation*

### *A. Le comportement global du plan d'eau : élévation générale et distorsions locales*

Dans l'Ouest français, le niveau global de la mer s'élève assez régulièrement à un rythme moyen proche du millimètre par an. Le marégraphe de Brest fournit des données depuis le début du XIX<sup>e</sup> siècle (1808, avec quelques années d'interruption, comme entre 1945 et 1951) et des analyses statistiques (en terme de régressions et de moyennes) menées par des laboratoires distincts produisent toujours le même type de tendance, une élévation. Le marégraphe de Newlyn, en Grande-Bretagne (en place depuis 1916) donne des informations similaires. Si l'on s'attache au dernier demi-siècle, on peut utiliser d'autres sources (marégraphes de Groix, de Dieppe, du Havre...) et observer les étapes de ce relèvement. La *figure 1* présente les enregistrements de Brest, Le Havre et Dieppe, traités en moyenne annuelle. Entre 1950 et 1970 le niveau moyen s'élève peu, il apparaît même comme stable. Depuis les années 1970, une accélération du relèvement est observée. Les années 90 pourraient montrer un nouveau changement, avec une décélération relative, ou une baisse. Ces données sont brutes et correspondent à des moyennes faites à partir d'enregistrements horaires qui sont perturbés par de nombreux « bruits ».

Des interférences d'ordre tectonique sont peut-être à prendre en compte. En Bretagne les travaux les plus récents (Lenôtre, 1994) du B.R.G.M. décèlent une élévation relative de la région de Brest par rapport à celle de Rennes (de l'ordre du mm/an). Cependant Lenôtre précise que ces résultats ne peuvent être directement appliqués au littoral puisqu'ils concernent tous des points cotés à l'intérieur des terres. Ils indiquent une tendance (mais ne la définissent pas de façon quan-

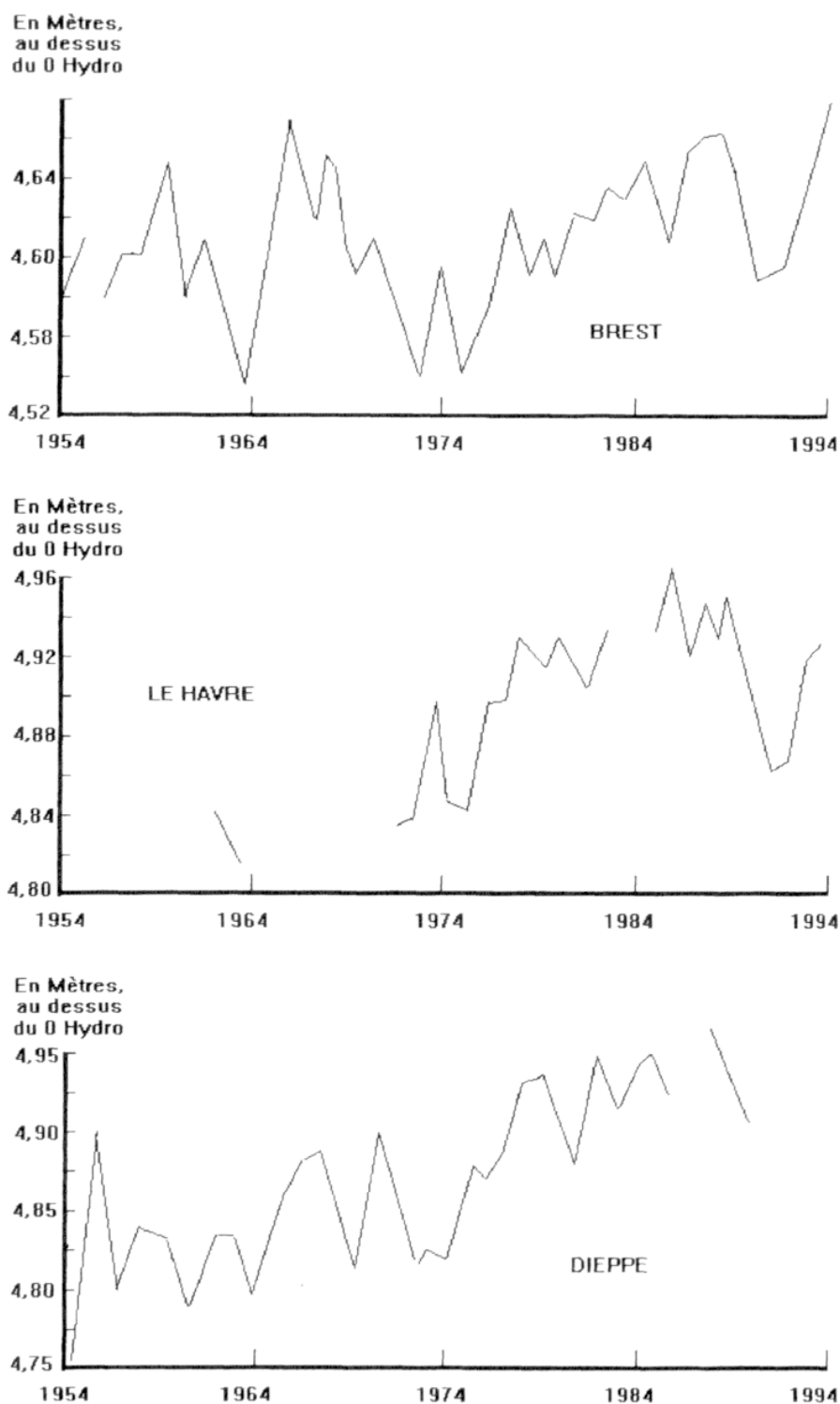


Fig. 1. – Enregistrements marégraphiques : moyennes annuelles pour Brest, Le Havre et Dieppe. Depuis les années 1970, une accélération du relèvement est observée. Pour les trois sites les cotes (en cm et en y) sont comptées en mètres au-dessus du zéro hydrographique.

*Tidal gauge records : yearly means for Brest, Le Havre and Dieppe. An accelerated rise is observed since the 70s. In all three sites gauge values (Y axis, in cm) are above marine chart datum.*

titative) et, de toutes façons, ne pourraient que ralentir l'élévation du plan d'eau mesurée à Brest.

Une étude plus détaillée a été menée par Orford *et al.* (1996) sur les séries horaires de Brest et de Newlyn. Une sévère critique de la fiabilité des données a d'abord été entreprise et de nombreuses informations ont été rejetées (les années 1915 et 1938, par exemple, à cause du manque de fiabilité des observateurs relevant les données). Ponctuellement, certaines valeurs ont été écartées, si elles correspondent à un mauvais calage de l'instrument lors de visites d'entretien. La masse des données horaires restantes demeure cependant considérable (plusieurs dizaines de milliers). Le traitement a ensuite consisté à éliminer par filtrage les variations altitudinales attribuables à des altérations cycliques des marées, au premier rang desquelles se trouve la nutation de 18,6 ans (Cazenave et Feigl, 1994). Les données de Newlyn apparaissent alors comme une distribution dont l'équation est linéaire ( $16 \times 10^{-3} - 3,12$ ) avec un  $r^2$  de 0,98. En tendance, l'élévation actuelle du niveau marin est donc réelle et n'est pas seulement l'effet de cycles astronomiques circonstanciels. Sur le terrain, la tendance est masquée par une variation événementielle dont il importe de connaître les caractéristiques.

### *B. L'agitation de la surface*

La surface du plan d'eau contribue, par son agitation propre, à une part importante des valeurs de hauts niveaux observées sur les enregistrements. On désigne ainsi par le terme de surcote les élévations supérieures à ce que la marée devrait produire : elles sont principalement dues à la baisse momentanée de la pression atmosphérique et peuvent atteindre, exceptionnellement, 1,5 m (à Saint-Malo en février 1991, Regnaud et Kuzucuoglu, 1992). La valeur moyenne des surcotes observées est proche de 0,25 m. A Dieppe, Costa (1995) a montré que les surcotes étaient de plus en plus fréquentes au cours des années 1970-1990. A Newlyn, inversement, leur fréquence (mais pas leur amplitude) diminue pendant cette même période. A Brest, c'est entre 1980 et 1990 que l'augmentation est la plus notable.

L'aggravation des phénomènes de surcotes est considérée par Tabeaud (1996) comme la manifestation la plus matérielle de l'élévation du niveau marin. Il est également un des éléments importants pour lier le niveau du plan d'eau et les circulations atmosphériques locales et régionales, et pour permettre ainsi une approche des relations climat global — climat local — niveau marin. A défaut de modélisations satisfaisantes, des études statistiques ont été menées sur les séries de Brest et Newlyn.

Les surcotes sont des phénomènes qu'il est tentant d'étudier en termes de fréquence/magnitude. A partir de seuillage (par magnitude) dans la série, on peut étudier la répartition temporelle des occurrences d'événements déterminés (surcote de plus de 30 cm par exemple). L'analyse fractale est, dans ce cas, l'outil le plus simple pour caractériser la répartition. Orford *et al.* (1996) ont étudié ainsi le groupement, la répétitivité (clustering) des surcotes en mettant en relation des fenêtres de temps (en X) et la présence d'événements (en Y). C'est par fenêtre de 11 jours que l'on obtient la dimension fractale (0,685) la plus significativement distincte d'une répartition aléatoire, signifiant par cela même que les surcotes se « groupent » par paquets sur des durées inférieures à onze jours et se « séparent » par des périodes plus longues. Ce résultat appelle une analyse plus fine afin de confirmer s'il existait bien des maxima d'occurrence séparés par des périodes de résilience. Une deuxième analyse fractale (avec en X des durées et en Y le nombre d'événements distants d'une durée inférieure) confirme

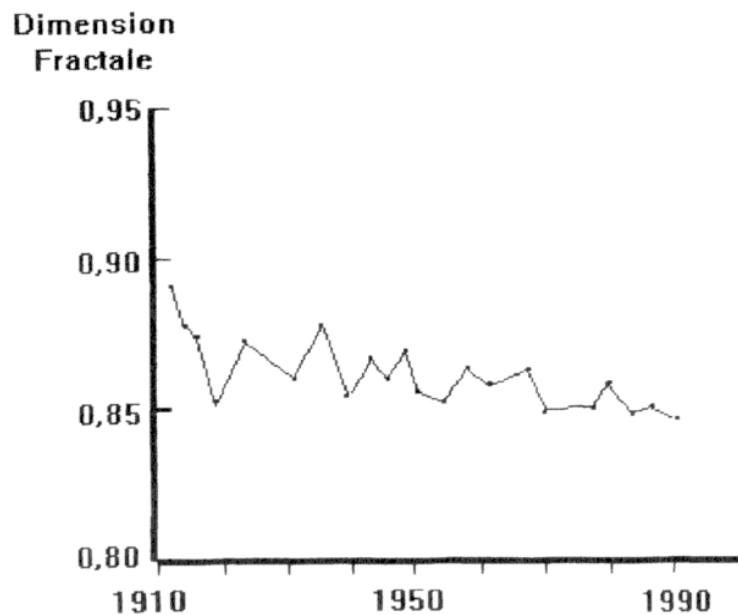


Fig. 2. – Tirée de Orford *et al.* (1996), variation de la dimension fractale décrivant la répartition des surcotes de tempêtes enregistrées par le marégraphe de Newlyn.

La diminution de cette dimension traduit le fait que les surcotes ont tendance à se grouper et que les « groupes » sont séparés par des périodes de résilience de plus en plus longues. De ce fait, on conclut que les surcotes ne sont pas des événements aléatoires et isolés, mais pourraient être des réponses ordonnées face à une évolution climatique. En x années, en y dimension fractale.

*After Orford et al. (1996) : variation of the fractal dimension which describes the distribution of storm surges at Newlyn tide gauge. The diminution of this dimension results from the clustering of storm events and from the longer resilience period between the clusters. Thus, storm surges are not isolated or randomised events but sorted responses to a climatic shift. X axis : years ; Y axis : fractal dimension.*

(dimension fractale 0,776) que la densité maximale des surcotes est associée à des périodes de huit jours.

Les surcotes ne semblent donc pas être des événements distribués aléatoirement dans le temps, mais doivent être considérées comme des séries d'événements liés, chaque série répondant à une situation météorologique déterminante. Tout se passe comme si la surface de l'océan répondait à une forte baisse de pression par une succession d'oscillations positives étalées sur huit jours. La *figure 2* présente la variation de la dimension fractale (calculée année par année) à Newlyn : la légère diminution observée est la traduction du fait que les surcotes ont tendance à se grouper davantage (sur des durées inférieures à 8 jours) et à observer des périodes de résilience plus longues. Ce phénomène est suffisamment régulier et important pour qu'on s'interroge sur ses origines climatiques.

## II. Niveau marin et tendances climatiques

### A. Un problème de méthode

S'il n'est pas simple de mesurer un niveau moyen de la mer, il est tout aussi délicat de déterminer une température moyenne et plus encore un climat moyen. De la même façon que l'on observe d'abord les fluctuations incessantes des vagues ou des marées, nous sommes chaque jour davantage sensibles aux caprices du climat qu'aux tendances générales du « global change ». Il n'est donc pas surprenant qu'une première lecture d'une courbe brute de températures (*fig. 3*) montre d'abord un aspect « en dents de scie » soulignant la variabilité interannuelle du climat. Le problème est ardu : techniquement, on doit éliminer tous les effets perturbateurs altérant les séries de mesures : changements d'appareils, dérives de ceux-ci, modifications de l'environnement des sites de mesure (le plus souvent urbains), lacunes, etc. Statistiquement, plusieurs méthodes permettent de repérer les ruptures d'homogénéité des séries et de préciser les dates des ruptures et d'inversement de tendances. Pour rendre « évidente » la tendance, on peut synthétiser les données de la *figure 3* en valeurs moyennes trentenaires normées (différence entre la température moyenne d'une série de trente années, indiquées en abscisses, et la température moyenne de toute la période, 1946 à 1995, cette différence étant divisée par l'écart type). Le résultat est fourni sur la *figure 4*. Une fois toutes ces précautions prises, une analyse objective montre que, quelle que soit la station en Bretagne ou en Normandie (Cantat, 1996), le même rythme peut être observé depuis 1945.



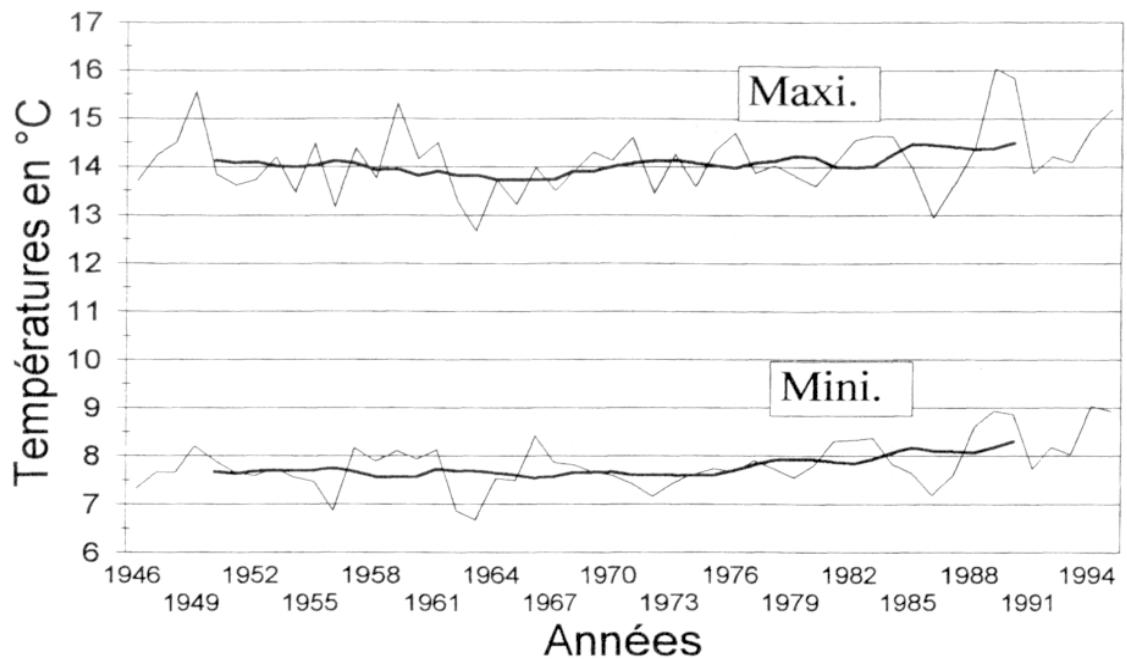


Fig. 3. – Températures minimales et maximales moyennes à Brest Guipavas de 1946 à 1995. Courbes fines : valeurs moyennes annuelles. En gras moyennes mobiles sur 10 ans.

*Highest and lowest daily mean values for Brest Guipavas, 1946-1995 (light line). Yearly values and 10 years running mean (dark line).*

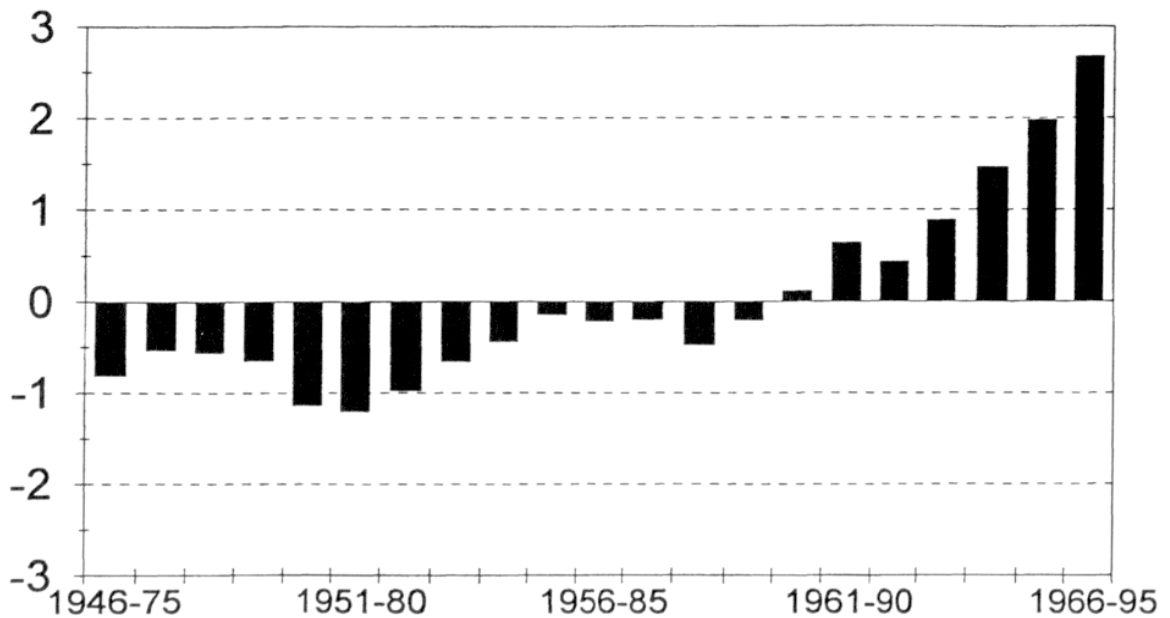


Fig. 4. – Températures à Brest-Guipavas depuis 1946 : écarts normés des moyennes sur 30 ans. Attention : la légende des y ne correspond plus à des températures en °C mais à une valeur statistique centrée réduite !

*Temperatures at Brest Guipavas, 1946-1995. Normalized deviation of means, for 30 years. The Y axis is not a temperature but a statistical value, centered and reduced.*

*B. La Bretagne est assez représentative des tendances globales*

Les températures sont un des éléments les plus sensibles pour caractériser un climat. Légitimement elles focalisent l'attention. Pour les minimales comme pour les maximales, la tendance est à l'augmentation depuis un demi-siècle. Mais trois phases peuvent être distinguées (Mounier *et al.*, 1997). D'abord les années quarante et cinquante connaissent une grande variabilité avec une forte proportion d'années où les maximales sont élevées (1947, 1949, 1959). Ensuite une seconde phase où les températures sont régulièrement plus basses pendant les années 60 et 70 avec en point d'orgue le grand hiver de 1962-63. Enfin la période récente connaît une recrudescence des années chaudes avec élévation des maximales comme des minimales (différenciant cette dernière période de la première où les minimales restaient faibles). Les courbes ne sont d'ailleurs pas synchrones : celle des maxima montre un « décollage » plus précoce que celle des minima. Dans les deux cas, l'élévation des températures semble s'accélérer en fin de période si l'on excepte le répit des années 1991-93. Au total, l'élévation mesurée sur cinquante années est de l'ordre du demi degré, tendance déduite de la comparaison des moyennes trentenaires, périodes dites « normales » en climatologie : la courbe des valeurs lissées sur 10 ans de la *figure 3* montre des écarts de l'ordre de 0,8°. L'augmentation mesurée en Bretagne (au-delà de la variabilité interannuelle) est donc presque du même ordre que la tendance générale planétaire, en conformité avec la plupart des sorties de modèles.

Les données de précipitations ne montrent pas de tendance nette au niveau annuel (Galliot, 1995). Les modèles ne prévoient d'ailleurs pas d'évolution significative en ce domaine, ou plutôt les résultats sont contradictoires (Desbois et Desalmand, 1994). En revanche, la répartition mensuelle des précipitations a évolué de façon intéressante en Bretagne : on peut la résumer comme une accentuation des contrastes saisonniers avec affaiblissement de la pluviométrie estivale (août surtout, *fig. 5*) et recrudescence de la pluviométrie hivernale. Les difficultés répétées ces dernières années des éleveurs de la France de l'ouest face aux sécheresses en témoignent (Dubreuil, 1997). Les mois intermédiaires (mai, septembre notamment) enregistrent en outre une accentuation sensible de la fréquence des pluies de forte intensité (Dubreuil *et al.*, 1995). Une évolution similaire a pu être mise en évidence dans les Iles Britanniques (Mayes, 1996).

Dernier élément, peut-être le plus important à l'échelle locale pour le niveau de la mer, la mesure du vent indique une augmentation des fortes vitesses : c'est moins la vitesse moyenne (*fig. 6*) que la fréquence des tempêtes qui s'accroît depuis le milieu des années 70. Cette tendance pourrait être partiellement la conséquence de l'accroissement du gradient thermique observé entre l'Atlantique Nord et

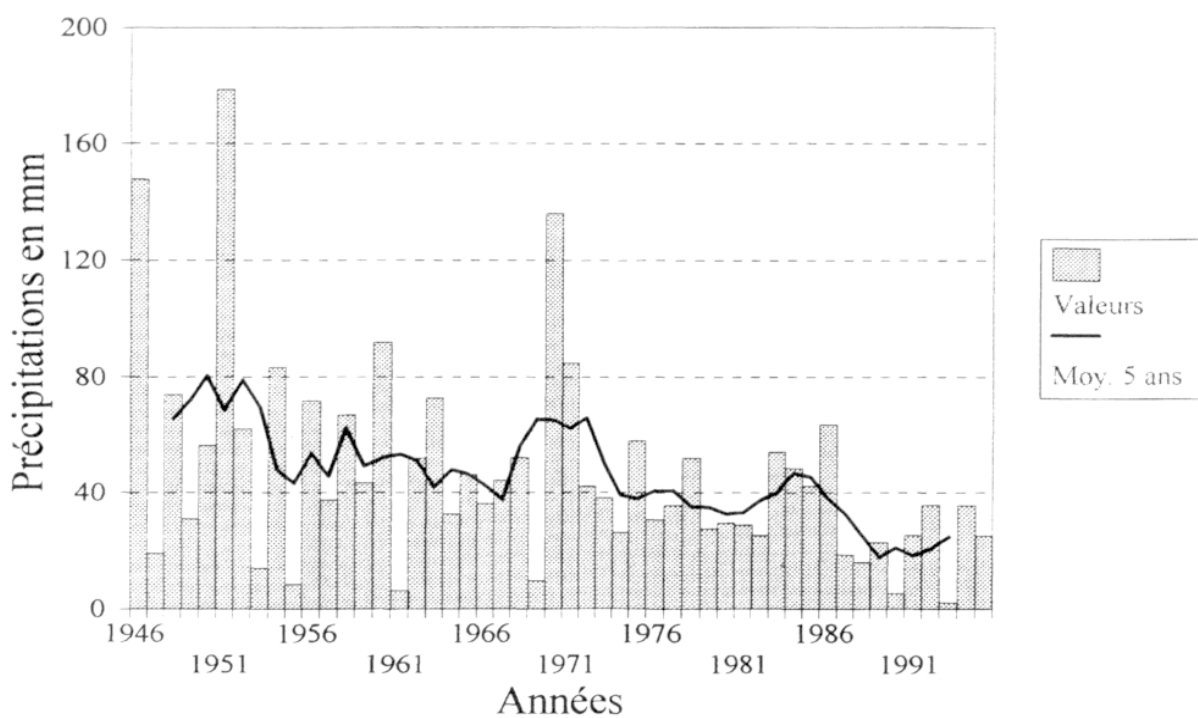


Fig. 5. – Précipitations d'août à Rennes Saint Jacques de 1946 à 1995.  
Valeurs observées et moyennes mobiles.

*August rainfall in Rennes St Jacques, 1946-1995.  
Values and running mean.*

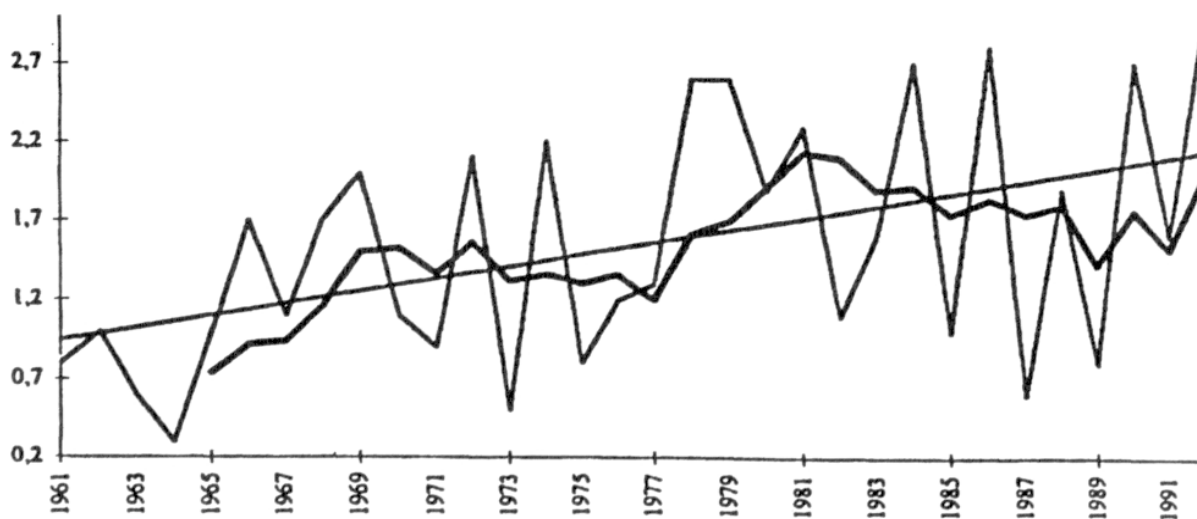


Fig. 6. – Vitesses de vent supérieures à 18 m/s à Cancale  
(en y figure le % du total des vitesses observées, calmes exclus)  
d'après L. Lemasson et H. Regnaud, in De Groot éditeur (1996).

*Wind speed exceeding 18 metre per second at Cancale (% of all winds,  
calms excluded). From Lemasson and Regnaud, in de Groot editor, 1996.*

l'Atlantique subtropical (un des moteurs de l'activité des dépressions frappant l'Europe de l'Ouest) ; le réchauffement des eaux observé (Berger, 1992) fournirait lui aussi plus d'énergie à l'atmosphère, potentiellement donc plus « tempétueuse ». Il n'est pas sûr en revanche que ce mouvement se poursuive car tous les modèles prévoient une diminution des gradients de température en latitude, les hautes latitudes se réchauffant plus vite que les basses latitudes.

*C. De l'observation à l'interprétation : les enjeux irrésolus du « global change »*

Le changement constaté du niveau de la mer est un phénomène général qui, s'il est en rapport avec l'augmentation de la température moyenne de la planète, résulte de perturbations qui ne sont pas spécifiques à telle ou telle région mais qui affectent de manière globale l'ensemble de l'atmosphère terrestre. Autrement dit, si le niveau moyen de la mer s'élève en Bretagne ce n'est pas parce qu'il fait plus chaud en Bretagne. De la même manière, les surcotes des tempêtes sont également à replacer dans un cadre plus vaste, si ce n'est dans le cadre planétaire, au moins dans le cadre de la circulation couplée océan-atmosphère sur l'Atlantique Nord. La cause de l'élévation du niveau de la mer en Bretagne doit donc être recherchée ailleurs. Ce sont les simulations proposées par les modèles qui, en l'état actuel, donnent les réponses les plus satisfaisantes. La montée du plan d'eau serait pour moitié la conséquence de la dilatation thermique de l'eau de mer, le reste pouvant venir de la fusion des glaces continentales (Pirazzoli, 1996). Mais si l'élévation contemporaine des températures et du niveau de la mer sont désormais admises par la grande majorité de la communauté scientifique, les causes et l'interprétation restent plus discutées. On pourrait y voir le prolongement de la déglaciation holocène : rappelons que le dernier interglaciaire (l'Eémien) était plus chaud d'environ 1 ou 2° que l'actuel. On pourrait y voir aussi une phase haute de l'activité solaire (cycle de Gleisberg). Tout cela reste insuffisant pour expliquer la tendance « lourde » enregistrée depuis une vingtaine d'années. La différence proviendrait de l'effet de serre additionnel provoqué par l'accumulation dans l'atmosphère de gaz (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, C.F.C.) rejetés par les activités humaines (industries, transports, brûlis, rizières, élevage, ...). Le piégeage désormais plus efficace du rayonnement infrarouge par l'atmosphère entraînerait un réchauffement accéléré de celle-ci.

Le scénario serait parfait si la réponse était simple et linéaire entre rejets et réchauffement. Il n'en est rien. Loin d'être régulier, le réchauffement se fait par à-coups, de 1910 à 1940 puis, on l'a vu depuis 20 ans. Ceci reste un problème non résolu par les simulations

numériques qui proposent plutôt des réchauffements progressifs et d'ailleurs souvent plus rapides que ceux constatés réellement. Notre compréhension des mécanismes a cependant considérablement progressé depuis l'utilisation des modèles « couplés » c'est-à-dire qui intègrent les échanges et interactions entre l'atmosphère et l'océan, mieux encore l'océan animé de mouvements verticaux. Atmosphère et océan n'ont pas, on le sait, la même vitesse de réaction, la première répondant plus rapidement que le second. Il est donc probable que l'effet radiatif des gaz à effet de serre soit largement amorti par l'inertie thermique océanique. La question est de savoir dans quelles proportions et pour combien de temps. Le second problème est de quantifier les effets rétroactifs au sein de l'atmosphère elle-même (types de nuages, vapeur d'eau, ...).

### *III. Conséquences morphologiques : interrogations scientifiques et méthodologiques*

L'élévation du niveau marin, actuelle et irrégulière, mais semblant poursuivre l'évolution holocène de l'océan, pose des questions délicates à la géomorphologie comme à l'aménagement littoral. Du point de vue strictement scientifique, le problème est celui du niveau de base dont on sait maintenant qu'il n'est jamais (au Quaternaire) resté stable plus de quelques millénaires. La règle est l'oscillation, avec une vitesse qui a souvent dépassé le mm par an. L'amplitude maximale de l'oscillation est — probablement — de l'ordre de 100 à 110 mètres dans l'Ouest français, avec un maximum (plus 5 m ?) à l'Eemien (125 000 ans) et un minimum vers - 110 m au pic de la période froide (20 000-25 000 ans) (Loyer *et al.*, 1995). Dans ces conditions, il est difficile de parler de profil d'équilibre. Si l'on prend en compte le fait que plus de 17 de telles oscillations ont été reconnues comme laissant des traces morphologiques sur le littoral (Belperio *et al.*, 1996, Pirazzoli 1996) pour les seuls Quaternaire et Mio Pliocène, il devient véritablement indispensable de reconstruire précisément l'histoire des profils en long avant de définir les modalités de dissection et de rajeunissement des massifs anciens, du moins sur leurs marges côtières. Pour la géomorphologie littorale, la question devient celle de la différence entre une forme émergée et une forme sous marine : ce point va être abordé plus en détail.

#### *A. Définition : formes littorales ou sous marines ?*

Les accumulations littorales ont donc balayé les actuels fonds marins (*fig. 7*) au cours des migrations du littoral (Roy *et al.*, 1995).

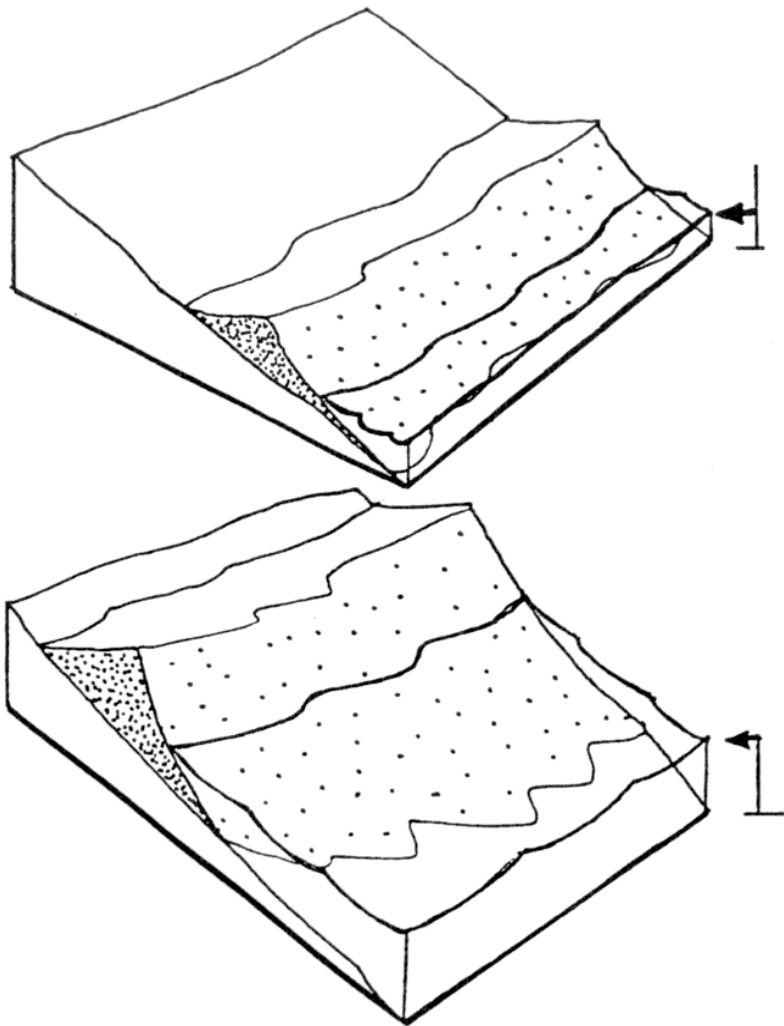


Fig. 7. – Migration d'une accumulation littorale avec la remontée du niveau marin, schématisation selon les modèles cités en bibliographie.

*Migration of a sediment body with R.S.L.R., from models cited in references.*

On a pu, sur certains sites privilégiés où les témoignages préhistoriques complètent les enregistrements sédimentaires, reconstituer leur position au cours des 3 à 5 000 dernières années (Orford *et al.*, 1995 ; Regnauld *et al.*, 1996, Suanez et Provensal, 1996, Dabrio *et al.*, 1996) avec une bonne précision spatiale et chronologique.

Si la plupart de ces formes ont la capacité de migrer ainsi, c'est qu'elles sont en fait, un peu semblables à des icebergs, dont la plus grande partie est sous marine (*fig. 8*). Il faut considérer un système plage/dune/marais comme un seul ensemble qui serait juste l'émergence d'un banc sous marin beaucoup plus volumineux, ce que la figure 8 schématise à partir de mesures faites dans les parages de Saint-Malo. S'attacher à l'étude de la dune seule, sans étudier les échanges avec la plage, la plage sous marine et le marais, c'est risquer

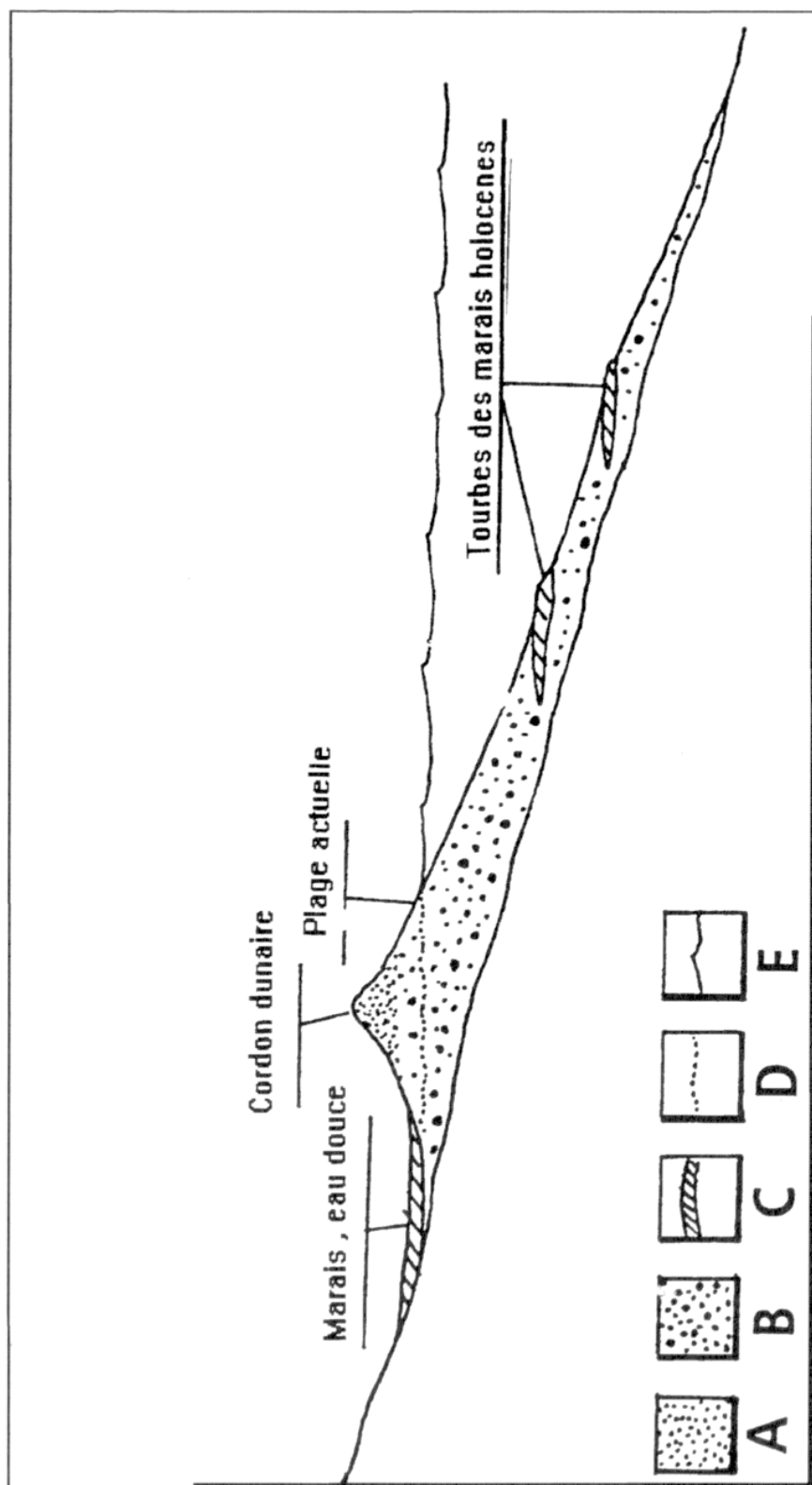


Fig. 8. - Une forme d'accumulation littorale : l'ensemble de plusieurs composants, sub-aériens et sous-marins qu'il est impossible de dissocier si on veut en comprendre l'évolution. A : sable éolien ; B : sable marin ; C : tourbe, actuelle dans le marais ou fossile dans la plage, marquant l'emplacement des anciens stationnements du système ; D : niveau moyen du coin d'eau salée, conditionnant le stockage de l'eau douce plus haut, et donc l'altitude à partir de laquelle la tourbe croît ; E : niveau marin.

Les dimensions du système sont de l'ordre du kilomètre en largeur et d'une vingtaine de mètres en épaisseur.

*A coastal sediment body : set of different components that shouldn't be studied separately if understanding of evolution is required.*

*A : wind blown sand ; B : marine sand ; C : peat, present and fossil, at ancient sea stands ;*

*D : average level of saline water table, forcing the altitude at which fresh water peat may grow ; E : sea level.*

*The system is one kilometre long and 20 metres thick.*

de ne rien connaître des variations du bilan sédimentaire. Dans le marais sont enregistrés les éventuelles ruptures de la dune et les envahissements consécutifs par les eaux salées (dépôts de tempêtes). Dans la plage sous-marine sont stockés les sédiments arrachés par les tempêtes d'hiver tandis que dessous sont piégées, le plus souvent sous formes de tourbes résiduelles, les traces des anciens emplacements du marais. La compréhension de la dynamique actuelle de la forme émergée ne peut se faire qu'au prix de l'analyse et de la datation de l'ensemble du système et de ses états successifs. Dans ce type de configuration, la morphologie littorale devient morphologie sous-marine et les deux aspects de la discipline ne peuvent plus être séparés.

### *B. Évolution : modèles de comportement ou combinaison de processus ?*

Pour décrire l'évolution des accumulations, il faut disposer d'indices sur le terrain qui ne sont pas systématiquement présents. Pour comprendre leur réaction face à l'évolution du niveau marin, la modélisation est alors apparue comme un recours utile qui avait en plus l'avantage de pouvoir prédire les états à venir du système. A partir de notions simples (profil d'équilibre, conservation de la masse de sédiments, houles incidentes et élévation du plan d'eau), de nombreux modèles (Chappell, 1980 ; Hanson 1989, Niedoroda *et al.*, 1995...) ont tenté de décrire la réaction du profil sableux de la plage pendant que la mer monte. La réaction du sédiment est modélisée selon une approche déterministe physique : une combinaison de processus linéaires, chacun décrit par une équation, souvent issue de travaux sédimentologiques. Les confrontations entre le terrain et les modèles n'ont pas toujours permis de vérifier leur efficacité (Paskoff 1996). Le sort commun de ces approches est dépendant d'une limite originelle : les équations décrivant le trajet des particules sont toutes entachées d'une imprécision et les combinaisons d'équations, transposées à une échelle différente (du laboratoire à la plage réelle) encourent souvent le risque de maximiser les erreurs.

Ces modèles ont cependant apporté une notion essentielle sur le plan quantitatif, celle de la hiérarchie scalaire des déterminismes. Ils ont démontré que pour chaque pas de temps considéré, l'évolution dépendait de déterminismes distincts. La communauté des géomorphologues a alors pris conscience que, dès que les durées prises en compte sont supérieures au siècle, un des éléments essentiels qui expliquait l'évolution des accumulations littorales (avec la disponibilité d'un stock de sédiments) était le changement du niveau marin. L'évolution sur des durées proches du siècle, par contre, doit être expliquée par les occurrences d'événements ponctuels et rapides (tem-



pêtes exceptionnelles, inondations, surcotes, voire tsunami, et actions anthropiques). A des échelles de temps inférieures, l'évolution est probablement chaotique. L'importance de ces travaux a été immédiatement perçue et des programmes nationaux, européens et internationaux, ont immédiatement été lancés pour explorer plus avant les relations entre les « forçages » climatiques, les « événements rapides » et les « réponses morphologiques ». Le Projet 367 du Programme International de Corrélation Géologique est ainsi consacré aux « rapid changes » (Scott et Ortlieb, 1996) et le projet « storms » dirigé par D. Smith (DG12, Programme européen Environnement 1997-1999), étudie les relations entre les tempêtes et les accumulations meubles sur la façade atlantique de l'Europe.

*C. Interrogations : réponse sédimentaire globale aux variations du plan d'eau ?*

On distingue combien la prise en compte de la variation actuelle du niveau de la mer a impulsé un changement rapide dans les démarches de la géomorphologie littorale : elle est devenue, pour partie, sous-marine, modélisatrice et prospective. En ce sens, elle a relativement abandonné l'étude des formes pour se centrer sur celle de l'évolution (dans le temps et dans l'espace) des bilans de matière. Mais, par un détour heureux, l'attention portée aux stocks sédimentaires incite de nouveau à s'interroger sur des points plus strictement morphologiques et les formes retrouvent leur importance. Les travaux de Bray *et al.* (1995), de Roy *et al.* (1995) ont, parmi les premiers, mis en valeur cette nouvelle façon de considérer le corps sédimentaire situé sur la plate forme continentale (*fig. 9*), à proximité du rivage, comme une sorte de réservoir dont seraient issues, à la façon d'autant de digitations, les diverses accumulations côtières.

La *figure 10* représente une topographie initiale (héritée d'oscillations antérieures du niveau marin, avec des traces de littoraux anciens sculptés dans le socle), sur laquelle se déplace un corps sédimentaire sous-marin alors que le niveau de la mer monte. On peut associer cette situation à celle de la fin de l'Holocène. La part principale du corps sédimentaire est située à une profondeur légèrement inférieure à celle qui fait se briser les houles, en position de relative stabilité lors de régime météorologique non exceptionnel. La part du sédiment qui est sous la profondeur de déferlement est susceptible d'être portée à la côte et elle s'accumule là où des indentations le permettent, en dessinant des plages de fond de baie, le plus souvent. Cependant, au fur et à mesure que le plan d'eau monte, la topographie sous-jacente ne reste pas identique et l'emplacement des baies (c'est-à-dire des creux préexistants) peut changer. L'élévation du plan d'eau entraîne donc,

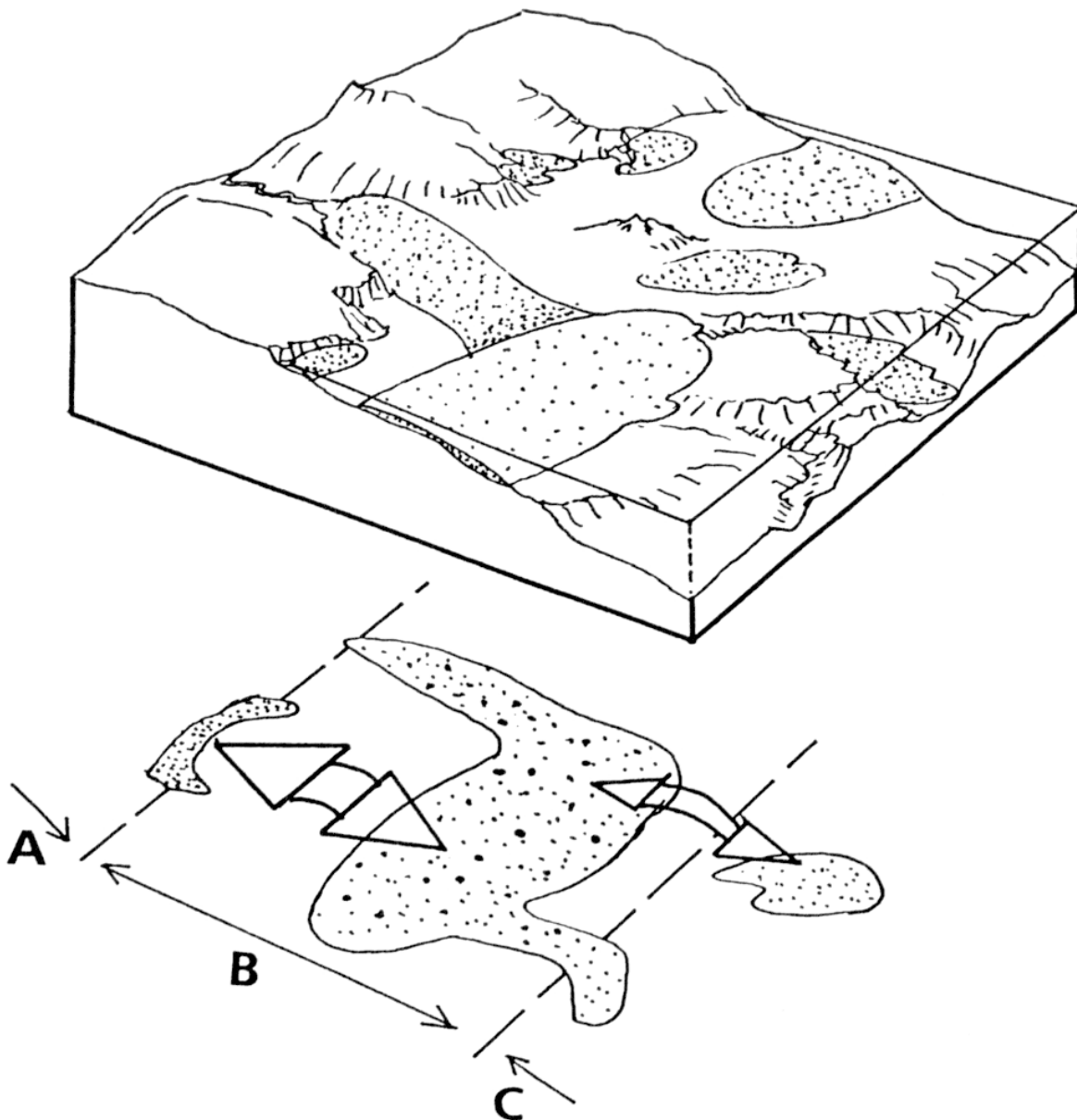
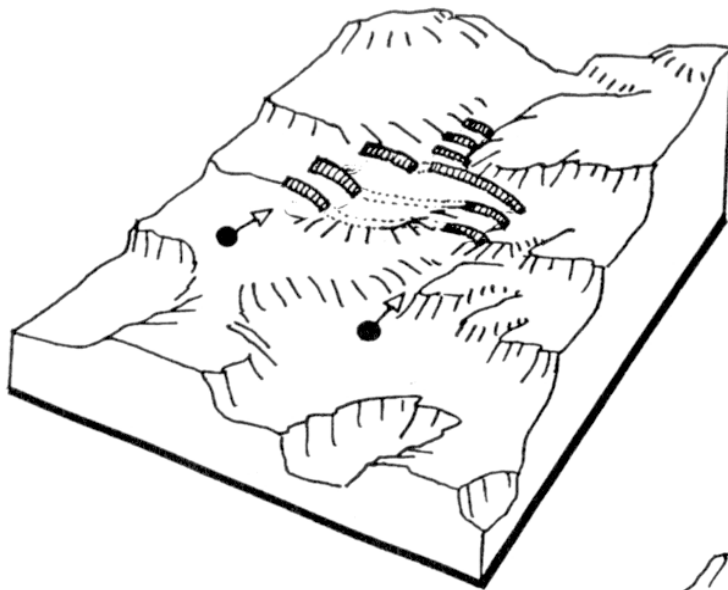



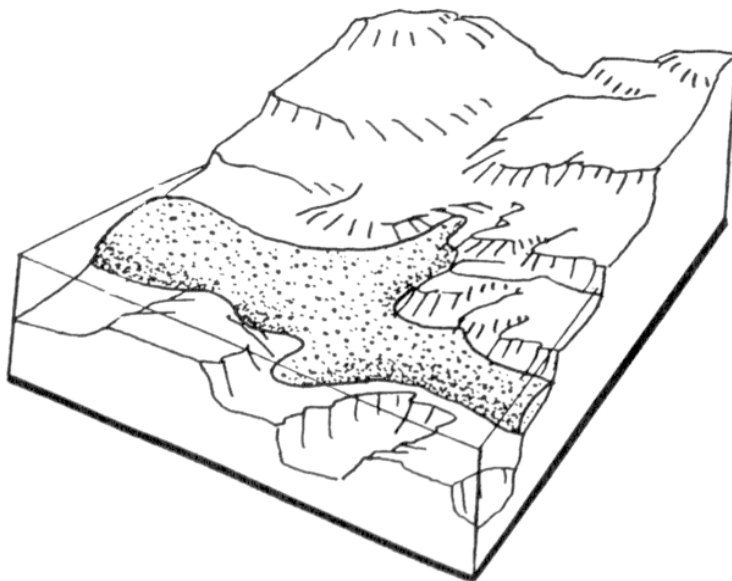
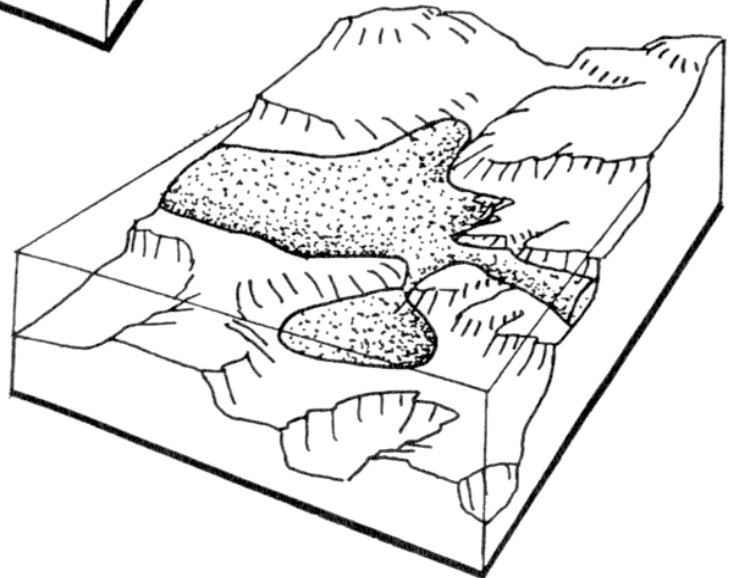


Fig. 9. – L'alimentation des accumulations littorales locales à partir d'un corps sédimentaire principal. On considère que le volume de sédiment est constant (perte et gains équilibrés) ce qui n'est pas toujours le cas. En A le littoral et les apports terrestres. En B la plate-forme continentale proximale, généralement peu profonde (10 à 25 m). En C plate forme interne, plus profonde, avec une sédimentation généralement plus fine. Dans quelques baies le corps sédimentaire est continu entre A et B, mais le cas le plus général est une séparation. Symétriquement, entre B et C la continuité n'est assurée que si un relief sous marin la favorise (ici un chenal). L'exagération verticale est forte, la largeur de B est de l'ordre du kilomètre.

*Local coastal features are fed from a main sediment source at sea. Sediment volume is supposed to be constant, with losses compensated by gains. A : coastal and land input ; B : inner shelf, 10 to 25 metres deep ; C : outer shelf, deeper, with finer sediment. In some bays the sediment accumulation is continuous from A to B, but the general case is a separation. Between B and C the link exists only if submarine relief makes it possible (such as a sea valley). Vertical axis is highly exaggerated ; the width of B is about one kilometre.*



- 1 
- 2 
- 3 



non seulement une migration vers la terre, mais aussi un glissement latéral des formes. Ce glissement est déterminé par la topographie héritée sous-jacente.

Il devient donc indispensable, pour comprendre l'évolution du littoral, d'avoir auparavant reconstitué ses états antérieurs. Il devient tout aussi important, pour une modélisation, de disposer de la possibilité d'introduire la forme du substrat rocheux sous la plage avant même de calculer le profil d'équilibre. Un modèle comme celui de Cowell *et al.* (1992, 1993) ou de Roy et Cowell, (1996) en prend acte. Il est donc maintenant possible de justifier scientifiquement que l'étude de l'évolution future des accumulations littorales, sous l'effet de l'élévation du plan d'eau, demande impérativement une analyse des héritages morphologiques, relativisant ainsi les ambitions actualistes du temps immédiat des « risques naturels » par la longue durée des évolutions morpho-climatiques quaternaires.

### Conclusion

L'Ouest de la France connaît des tendances climatiques et une élévation du niveau marin qui, par leur simultanéité, pourraient témoigner des effets locaux du changement planétaire global. Dans l'ensemble, les faits observés (niveau de la mer, tempêtes, températures) sont ceux que les prédictions des modèles annonçaient. Précipitations et fréquence des surcotes, en revanche, sont deux phénomènes que l'on ne sait pas inscrire dans une évolution globale, ni dans un modèle. C'est donc sur ces points que porte maintenant une partie importante



**Fig. 10. – Topographie héritée, sur laquelle se déplace un corps sédimentaire alors que, au cours de l'Holocène, le niveau de la mer remonte. 1 : Accumulation sableuse (littorale et sous marine) ; 2 : Positions successives des plages au cours de la remontée marine ; 3 : Directions principales de migration des plages, le long de topographies préexistantes.**

La majeure partie du volume sédimentaire est sous-marine, mais de petites « digitations » s'insinuent dans les creux topographiques, en formant des plages de fond d'anse (en bas). Au fur et à mesure que la mer monte, l'emplacement des anses ainsi définies change parce que les creux de la topographie héritée ne sont pas alignés (bloc-diagramme du centre). L'élévation du plan d'eau s'accompagne donc d'une migration latérale des formes, déterminée par des héritages (en haut).

*Inherited land forms, with a sediment body migrating during Holocene S.L.R. 1 : sand accumulation, marine and wind blown ; 2 : sea stand and beache locations with S.L.R. ; 3 : main migration direction for beaches, along existing paleo topographies. The bulk of the sediment is submarine but some « fingers » of sand do invade topographic hollows, creating mainland beach barriers. As sea level rises these barriers shift because the local hollows are not the same. S.L.R. produces a side shift of features depending on inherited landforms.*

des efforts européens de recherche sur le littoral. Partant de la constatation que l'évolution des littoraux soumis à de tels changements climatiques est simulée par des modèles (de comportement) qui donnent raisonnablement satisfaction aux échelles moyennes (pas de temps de l'ordre du siècle) et qui intègrent les héritages paléoclimatiques et les topographies anciennes, il devient en effet utile, à des échelles de temps plus courtes et avec des définitions spatiales plus précises (la centaine de mètres) de poursuivre des travaux de terrain, en particulier sur la partie sous marine des accumulations sableuses avant de pouvoir construire des démarches quantitatives multiscalaires.

\* Département de Géographie, 6 avenue G. Berger, 35043 Rennes

\*\* Département de Géographie, 6, avenue G. Berger, 35043 Rennes

## Bibliographie

- Belperio A.P., Cann J.H., Murray-Wallace C.V., 1996, « Quaternary coastal evolution, sea level change and neotectonics : the Coorong to Mount Gambier coastal plain, Southeastern Australia ». *I.G.C.P. 367 Project*, Mines and Energy Department, 1-37.
- Berger A., 1992, *Le climat de la Terre : un passé pour quel avenir ?* De Boeck Université, 1-479.
- Bray M.J., Carter D.J., Hooke J.M., 1995, « Littoral cell, definition and budget for central southern England ». *J. Coast. Res.*, 11 (2) 381-400.
- Bruun P., 1962, « Sea level rise as a cause of shore erosion ». *Journal of the waterways and harbours division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 88 : 137-140.
- Cantat O., 1996, « Variabilité et variation climatiques en Normandie ». *Sécheresse*, 6 : 273-279.
- Cazenave A., Feigl K., 1994, *Formes et mouvements de la terre : satellites et géodésie*, C.N.R.S. Éditions, Belin, 1-159.
- Chappell J., 1980, « Inshore nearshore morphodynamics A predictive model ». *Coastal Engeneering* 963-967.
- Costa S. 1995, « Vulnérabilité des villes cotières de Haute Normandie et de Picardie face à l'élévation du niveau marin ». *Hommes et Terres du Nord*, 1/2 : 48-57.
- Cowell P.J., B.G. Thom, (1993), *Morphodynamics of coastal evolution*, in Carter R.W.G., C.D. Woodroffe eds, « Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics », Cambridge University Press 33-86.
- Cowell P.J., P.S. Roy, R.A. Jones, (1992), « Shore face translation model : Computer simulation of Coastal Sand Body response to Sea Level Rise ». *Mathematics and Computers in Simulation*, 33 : 603-608.
- Dabrio C., Zazo C., Goy J.L., Bardjaf T., Borja F., 1996, « Late Holocene sequence of sea level variations in the south western Spanish Atlantic Coast » in De Groot T. éditeur, 1996 : *Climate Change and Coastal Evolution in Europe EV5V CT94-0445 final reports*, 3 volumes Commission of the European Communities, Bruxelles 1-30.
- De Groot T. éditeur, 1996, *Climate Change and Coastal Evolution in Europe EV5V CT94-0445 final reports*, 3 volumes, Commission of the European Communities, Bruxelles.

- Desbois M, Desalmand F., 1994, *Global precipitations and climate change*. N.A.T.O.-A.S.I. Series, Springer-Verlag, Berlin, 1994, 466 p.
- Devoy R.N. éditeur, 1995, *The impacts of climate change and relative sea level rise on the environmental resources of european coasts*. EV5V CT93-0258 final reports, 2 volumes, Commission of the European Communities, Bruxelles.
- Dubreuil V., Huon F., Lejeune C., 1995, « Les précipitations intenses en Bretagne : l'influence possible des mutations paysagères sur les tendances d'évolution récentes » ; *Norois*, 170, 395-406.
- Dubreuil V., 1997, « La sécheresse dans la France de l'Ouest : une contrainte climatique trop souvent oubliée » ; *Sécheresse*, 8, 47-55.
- Galliot, 1995, « Les régimes pluviométriques dans l'ouest de la France et leurs variations en un siècle » ; *Publ. de l'Association Internationale de Climatologie*, Vol. 7 : 249-259.
- Hanson H., 1989, « Genesis : Generalized Model for Simulating Shoreline Change » . *Journ Coast. Res.* 5 : 1-27.
- Lenôtre N., 1994, « Niveau de la mer et tectonique actuelle. Carte de France des mouvements verticaux actuels », in *Élévation du niveau de la mer le long des côtes de France*, Ministère de l'Environnement, 99-101.
- Lemasson L., Regnaud H., 1997, *Évolution trentenaire des vents littoraux sur le grand ouest français*, *Norois*, sous presse.
- Loyer S., B. Van Vliet Lanoë, J.L. Monnier, B. Hallegouet, N. Mercier (1995), « La coupe de Nantois (baie de St-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence et données paléo environnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne ». *Quaternaire*, 6, 1 : 21-34.
- Mayes J., 1996, « Spatial and temporal fluctuations of monthly rainfall in the british isles and variations in the mid-latitude westerly circulation », *International Journal of climate*, 16 : 585-596.
- Mounier J., Dubreuil V., Lejeune C., 1997, *Variabilité interannuelle et variations actuelles du climat dans le domaine océanique*, sous presse « Mélanges Pinna », 10 p.
- Niedoroda A., Reed C.W., Swift D.J.P., Arato H., Hoyonagi K., 1995, « Modelling shore normal, large scale coastal evolution ». *Marine Geology*, 126 : 181-199.
- Orford J., Wheeler A.J., Mc Closkey J.M., Dardis O., Doherty G., Gallagher K.A., 1996, « Variations of climate forcing of coastal processes and coastal response along the atlantic european shoreline », in De Groot T. éditeur, 1996 : *Climate Change and Coastal Evolution in Europe* EV5V CT94-0445 final reports, 3 volumes, Commission of the European Communities, Bruxelles : 8-45.
- Orford J.D., R.W.G. Carter, S.C. Jennings, A.C. Hinton, 1995, « Processes and time scales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea level rise : Story Head barrier », *Nova Scotia. Earth Surface Processes and Landforms*, 20 : 21-37.
- Paskoff R., 1996, « Littoraux, mers, océans », in Derruau, *Composantes et concepts de la géographie physique*, Armand Colin, 115-130.
- Pirazzoli P., 1996, *Sea level changes : the last 20 000 years*, Wiley : 1-211.
- Pirazzoli, 1996, *État de la mer et niveaux marins*, B.A.G.F., 4 : 283-290.
- Regnaud H., Jennings S., Delaney C., Lemasson L., 1996, « Holocene sea level variations and geomorphological response : an exemple from northern Brittany », France in Scott D. and Ortlieb L. editeurs, 1996 : *Records of rapid events in late quaternary shorelines*. *Quat. Sci. Rev.*, 15, n°s 8 and 9, I.G.C.P. 367, Special Issue, 781-787.
- Regnaud H., Cocaign J.Y., Saliege J.F., Fournier J., 1995, « Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du Sub Boreal à l'actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne : Un exemple dans l'Anse du Verger ». *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 321, IIa, 303-310.
- Regnaud H., Kuzucuoglu C., 1992, « Rebuilding of a dune field landscape after a catastrophic storm : beaches of Ille et Vilaine, Brittany, France ». In Carter R.W.G., Curtis T.G.S., Sheedy-Skeffington M.J. eds. : *Coastal Dunes, geomorphology, ecology and management for conservation*, Balkema, Rotterdam : 379-387.

- Roy P.S., Cowell P.J., 1996, « Simulation Modelling of Large Scale Coastal Behaviour : A Review ». I.G.C.P. 367 Annual Meeting, *Late Quaternary Coastal Records of Rapid Change : Applications to present and future conditions*, Sydney : 1-16.
- Roy P.S., P.J. Cowell, M.A., Ferland, B.G. Thom, (1995), « Wave dominated coasts ». In Carter R.W.G. and C.D. Woodroffe editors *Coastal Evolution*, Cambridge University Press : 121-186.
- Scott D. and Ortlieb L. editeurs, 1996, « Records of rapid events in late quaternary shorelines », *Quat. Sci. Rev.*, 15, n<sup>os</sup> 8 and 9, I.G.C.P. 367, Special Issue.
- Suarez S. et Provensal M., 1996, « Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea level rise on the Rhone delta », in Scott D. and Ortlieb L. editeurs, 1996 : *Records of rapid events in late quaternary shorelines*, *Quat. Sci. Rev.*, 15, n<sup>os</sup> 8 and 9, I.G.C.P. 367, Special Issue. 811-818.
- Tabeaud M., 1996, *Étude sur les séries météo-marines, les surcôtes marines et leurs impacts sur quelques sites littoraux à risques*. Ministère de l'Environnement, 1-122.
- Le site internet où les données du contrat européen (T de Groot coordinateur) peuvent être consultées est : <http://www.rgd.nl/cccee>.