

INSTITUT DE GÉOGRAPHIE ET D'AMÉNAGEMENT REGIONAL (IGARUN)

École Doctorale Droit, Économie, Gestion, Environnement, Sociétés, Territoires (ED DEGEST)

&

UNIVERSITÉ ABDELMALEK ESSAADI

FACULTÉ DES SCIENCES DE TÉTOUAN

UFR : Sciences de l'Environnement Marin

**ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE ET IMPACT DES
AMÉNAGEMENTS SUR LE LITTORAL TÉTOUANAIS ENTRE RAS
MAZARI ET FNIDEQ (MAROC NORD OCCIDENTAL)**

Thèse en cotutelle

Pour obtenir le grade de Docteur

Discipline : Géosciences de l'Environnement

Spécialité : Océanographie Côtière

*Présentée
et soutenue publiquement par*

Mr. Abdelmounim EL MRINI

Le 24 février 2011, devant le jury ci-dessous

Président : Mr. Khalil EL HAJJAJI, Professeur, Vice-Doyen à la Faculté des Sciences de Tétouan

Rapporteurs : Mr. Bouchta EL MOUMNI, Professeur, Doyen de la Faculté Polydisciplinaire de Larache

Mr. Edward ANTHONY, Professeur, Chercheur au (CEREGE), Université d'Aix – Marseille

Examineurs : Mr. Marc ROBIN, Professeur, Directeur de l'UMR 6554 LETG, Université de Nantes

Mr. Mohamed MAANAN, Maître de conférences, UMR 6554 LETG, Université de Nantes

Invité : Mr. Giorgio ANFUSO MELFI, Professeur, Groupe RNM-328, Université de Cadix (Espagne)

Directeurs de thèse :

Mr. Driss NACHITE, Professeur, Université
Abdelmalek Essaâdi, Faculté des Sciences de
Tétouan.

Mr. Alain MIOSSEC, Professeur, Recteur de
l'Académie de Rennes.

A la mémoire de mon père et à ma mère qui ont souhaité à leur fils tout le bonheur

A mes frères et sœurs et toute la famille EL MRINI

A ma belle famille

*A ma femme, Douae, pour les bons moments vécus et à venir, son
partage, son sacrifice et son beau sourire qui me fait vivre*

REMERCIEMENTS

Me voilà arrivé au bout de cette grande aventure qui s'est révélée être fabuleuse tant sur le plan humain que scientifique, j'ai eu l'occasion de connaître des personnes extraordinaires sans qui cette thèse n'aurait pas menée à bien.

Tout d'abord, Messieurs ; Mustapha BENNOUNA, ex-Président de l'Université Abdelmalek Essaâdi, et Yves LECOINTE, Président de l'Université de Nantes, pour m'offrir la possibilité de réaliser cette thèse en cotutelle entre leurs deux honorables établissements. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes directeurs de thèse, Monsieur Alain MIOSSEC, Professeur et Recteur de l'Académie de Rennes, qui, malgré ses occupations, a bien voulu être tuteur de ce travail, et Monsieur Driss NACHITE, Professeur d'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences de Tétouan, Responsable de l'UFR Sciences de la Mer et Responsable "côté marocain" du projet d'Action Intégrée AI n° MA/ 06/ 159, pour m'avoir fait confiance depuis mon DESA et enfin d'avoir accepté de diriger de près cette thèse. C'est également grâce à lui que j'ai pu prendre contact avec des collègues espagnoles et français qui s'intéressent au sujet du littoral. Qu'il trouve ici ma reconnaissance à sa confiance, son soutien qui m'a permis de surpasser les obstacles, sa disponibilité et ses remarques toujours pertinentes et judicieuses.

Monsieur Jacques GUILLAUME, Professeur à l'Université de Nantes et Responsable "côté français" du projet d'Action Intégrée AI n° MA/ 06/ 159, qui, en co-pilotant ce projet, m'a permis de franchir de plus vastes horizons et faire des contacts très intéressants au sein du Laboratoire Géolittomer, pôle nantais de l'UMR 6554 Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique (LETG) du CNRS à l'Université de Nantes.

Monsieur Loïc MENANTEAU, Chercheur CNRS et son épouse Marja, pour leur accueil et hospitalité. L'aide de Mr. MENANTEAU en tant qu'ex-directeur de Géolittomer a été nécessaire pour m'intégrer dans le Laboratoire, il m'a permis l'acquisition d'importants documents, notamment les images satellitaires indispensables pour réaliser ce travail et il m'a facilité les tâches administratives. En plus Mr. MENANTEAU a suivi de près le projet d'Action Intégrée AI n° MA/ 06/ 159 et l'évolution de cette thèse.

Monsieur Denis MERCIER, Professeur à l'Université de Nantes et Directeur de Géolittomer, pour m'accueillir au sein de son Laboratoire, sa gentillesse, sa disponibilité et son intervention pour faciliter les démarches de soutenance de cette thèse.

Je voudrais exprimer ma gratitude à Monsieur Khalil EL HAJJAJI, Vice-Doyen et Professeur de Géologie à la faculté des Sciences de Tétouan, qui m'a honoré en acceptant de présider le jury de ma soutenance.

J'ai l'honneur d'exprimer mes gratitudes également à Monsieur Bouchta EL MOUMNI, Professeur et Doyen de la Faculté Polydisciplinaire de Larache pour accepter de siéger à ce jury en tant que rapporteur.

Monsieur Marc ROBIN, Professeur à l'Université de Nantes et Directeur de l'UMR 6554 LETG pour accepter de rapporter ce travail malgré ces nombreuses occupations. Les discussions que j'ai eu avec Mr. ROBIN concernant l'étude du trait de côte et son aide dans la correction de certains profils topo-bathymétriques étaient un grand apport pour la bonne démarche de ce travail.

Monsieur Edward ANTHONY, Chercheur au C E R E G E : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (Université d'Aix – Marseille) Mr. ANTHONY a effectué plusieurs recherches sur la géomorphologie des côtes sableuses, plages, dunes et cordons littoraux, ses remarques seraient certainement très enrichissantes.

Messieurs Giorgio ANFUSO MELFI et Javier BENAVENTE GONZÁLES, Professeurs à la Faculté des Sciences de la Mer et Environnements, Groupe Géologie et Géophysique Littorale et Marine (RNM-328) de l'Université de Cadix (Espagne) pour m'initier et suivre de près ce travail pendant la phase la plus active, leurs remarques et leurs conseils m'ont met au bon chemin pour le bon déroulement des travaux de recherches. Qu'ils trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements. Je remercie Mr. ANFUSO également pour accepter de siéger au jury de soutenance de cette thèse.

J'aimerais exprimer mes remerciements également à Monsieur Mohamed MAANAN, Maître de Conférences à l'Université de Nantes et Responsable de l'équipe Flux et Forçages pour les discussions fructueuses et pour accepter d'examiner cette thèse.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur Juan Manuel BARRAGÁN MUÑOZ, Catedrático à la Faculté des Sciences de la Mer et Environnements (Université de Cadix) et responsable du projet AM3/ 04) « Proposition d'actions pour le développement d'un Modèle de Gestion Intégrée au niveau de la côte marocaine entre Sebta et Cabo Negro » pour m'inviter à un séjour au sein de l'Air d'analyse géographique régional (Cadix). Ce séjour m'a été fructueux pour l'initiation de cette thèse.

Dña. Ana MACIAS BEDOYA, Professeur et responsable de l'Air d'analyse géographique régional à la Faculté des Sciences de la Mer et Environnements (Université de Cadix) pour m'accueillir dans son Laboratoire.

Monsieur Giuseppe CULTRONE du Département de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Grenade (Espagne) pour avoir la gentillesse de réaliser les analyses géochimiques des sédiments. Qu'il trouve ici mes gratitudees.

Je n'oublie pas mon ami et collègue Mohammed TAAOUATI, on a vécu ensemble cette aventure avec son bonheur et ces incertitudes, le travail en équipe s'est avéré de grande importance pour mener à bien ma thèse ainsi que la sienne.

Mes chaleureux remerciements à Madame Rana BENABBOU et son époux "Simo" pour leur hospitalité et les bons moments qu'on a passé ensemble, sans eux mes séjours à Nantes n'auraient pas été aussi magnifiques. J'embrasse également leur petit Eliane très forts.

Tous les enseignants de la Faculté des Sciences de Tétouan et plus particulièrement ceux de Département de Géologie et de DESA Sciences de l'Environnement Marin pour leur

disponibilité et la formation qu'ils m'avaient assuré. Qu'ils veuillent agréer mes sincères remerciements.

Mes amis et collègues de Tétouan ; Rabie, Adil, Makoudi, Samir, Oussama, Othman, Abdeslam, Al Mers, Techtach, Hicham, Adnan, Amharrak, Tarik, Tahayt, Fatima Zahra, Hanaâ, Samira, Rhimou, Chiheb, Taoufik, Zouheir, Bilal, Yassine, Kassimi, Bachir, Fouad, pour l'ambiance qu'ils ont créée. Qu'ils sachent que j'ai énormément puisé dans notre amitié pour garder le moral.

Mes amis de Nantes ; Youssef et son épouse Lydia, Mahrach, Messaaoudi pour leur hospitalité et l'ambiance. Je souhaite associer à ce travail également l'ensemble des chercheurs et personnel de Géolittomer ; Bruno, Stéphan, Pascal, Céline, Sanaâ, Ion, Eddy, Nicolas, Julien, Richard, Claire, Thierry, Laurent, Christine, Gile, Nora, Hélène, Durga de Mexique, Dabe de Madagascar et Jean Marie de Côte d'Ivoire. Leur bonne humeur et leur disponibilité ont fait de mes séjours au « château » une belle expérience.

Mes collègues de Cadix ; José Angel (Cuenca), Emma et Jaime pour l'ambiance créée pendant mes premières sorties de terrain.

La réalisation de ce travail n'était pas possible sans l'aide financière et matérielle de certains organismes et projets de recherche que je tiens à remercier. Ainsi, ce travail a bénéficié d'une bourse de recherche attribuée par le Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST, Maroc), et de trois programmes de recherche :

- ✓ Programme marocain PROTARS III D16/05 «Etablissement d'un modèle pour la gestion intégrée (GIZC) de la côte marocaine de part et d'autre du Déroit de Gibraltar, entre Martil et Asilah ».
- ✓ Agence Andalouse de Coopération Internationale : projet (AM3/ 04) « Proposition d'actions pour le développement d'un Modèle de Gestion Intégrée au niveau de la côte marocaine entre Sebta et Cabo Negro ».
- ✓ Programme franco-marocain Volubilis (Action intégrée MA/06/159 développée entre Géolittomer et l'université Abdelmalek Essaâdi à Tétouan, avec la participation de la Universidad de Cádiz) ; « Les zones côtières du Rif septentrional aux portes de l'Europe : Outils d'analyse des ruptures spatiales et propositions de gestion pour une intégration des territoires ».

Je remercie enfin toutes les personnes intéressées par ce travail, en espérant qu'elles puissent trouver dans mon rapport de thèse des explications utiles.

Résumé :

Ce travail porte sur la caractérisation de l'évolution morphodynamique et de l'impact des aménagements au niveau d'un secteur côtier en pleines mutations ; le littoral tétouanais. Les principaux objectifs sont :

i) La caractérisation des sédiments superficiels des plages et la détermination des sources d'apports, modes de transport et milieux de dépôt. Pour cela, nous avons effectué des prélèvements le long du littoral étudié et au niveau des cinq principaux cours d'eaux de la région, ces échantillons ont été ensuite analysés par différentes techniques (granulométrie, géochimie et morphoscopie).

ii) La caractérisation du comportement morphodynamique et la classification des plages. Pour ce faire, nous avons réalisé un suivi topographique à périodicité bimensuelle à saisonnière sur une durée de deux ans au niveau de cinq plages emblématiques de la région, et nous avons essayé d'établir la relation entre les variations des profils de ces plages avec les paramètres des houles incidentes et les caractéristiques des sédiments, en plus on a estimé les volumes impliqués pendant chaque période au niveau de chaque plage.

A la lumière des résultats obtenus de ce *monitoring*, nous avons réalisé un suivi particulier de deux plages à caractères contrastées face aux conditions de grande agitation, ainsi, on a pu identifier leur réponse à ces conditions, et on a déterminé les côtes d'inondation respectives suite à la surélévation due aux tempêtes.

iii) La détermination de l'évolution historique du trait de côte et de ses tendances, avec la mise en évidence l'impact des aménagements entrepris sur cette portion du littoral. Pour cela, nous avons réalisé une analyse multi-dates en utilisant des photographies aériennes et des images satellitaires qui couvrent une période de 50 ans environ. Finalement, nous avons estimé le risque de disparition de certaines plages emblématiques de la région.

Les résultats montrent que les sédiments sont essentiellement quartzeux, les analyses sédimentologiques ont permis de distinguer deux zones bien différenciées : la première, entre Cap Mazari et Cap Negro, caractérisée par des sables moyens, bien à très bien classés, dont l'essentiel des apports est assuré par l'oued Martil et qui sont transportés essentiellement en suspension graduée. La seconde, entre Cap Negro et Fnideq, constituée de sédiments grossiers à très grossiers, mal classés et dont l'alimentation en sédiments est assurée par les sources biogènes et transportés essentiellement par roulement. L'apport des caps rocheux métamorphiques est limité et alimente les plages sous-jacentes. La distribution des sédiments se fait ensuite par le courant de dérive littorale.

Quant au comportement morphodynamique, les cinq plages ont montré peu de changements, les variations du profil et des volumes impliqués les plus significatives sont enregistrées après des événements ponctuels d'agitation importante. Le type des plages et leur mobilité est fonction de leur courbature et distance des Caps, exposition aux houles, source et taille des grains et pente de l'estran, les variations morphologiques apparaissent plus rapidement dans les plages réfléchives, en plus, ces dernières ont une tendance plus importante à l'érosion et un risque de submersion plus élevé.

Finalement, l'analyse de l'évolution du trait de côte indique une tendance importante à l'érosion, qui peut, si des mesures de prévention ne sont pas prises très rapidement, détériorer, voire détruire les installations anthropiques. Ainsi, quatre plages du secteur M'diq-Fnideq sont menacées de disparition dans un futur très proche (une vingtaine d'années environ) : M'diq, Kabila, Al Andalus et Restinga.

Mots clés : littoral tétouanais, sédimentologie, comportement morphodynamique, énergie des houles, déficit sédimentaire, évolution du trait de côte, submersion et disparition des plages, impacts des aménagements.

MORPHODYNAMIC EVOLUTION AND IMPACT OF HUMAN INTERVENTIONS ON TETOUAN'S COAST BETWEEN RAS MAZARI AND FNIDEQ (NORTHWESTERN MOROCCO)

Abstract:

This work deals with the characterization of morphodynamic evolution and the impact of human interventions on a coastal area in mutations: the coast of Tétouan. The main objectives are:

i) The characterization of superficial sediments, the identification of sources of inputs, modes of transport and depositional environments. For this, we collected samples along the coast and at five major rivers of the region; these samples were then analyzed by various techniques (granulometry, geochemistry and morphoscopy).

ii) The characterization of morphodynamic behaviour and classification of beaches. To do this, the morphology of five emblematic beaches of the region was monitored in the course of a two-years project, then, we tried to establish the relationship between changes in the profiles of these beaches with incident waves and sediment characteristics. Surface maps of each beach obtained from this monitoring were used to estimate volumes involved during each period.

In light of the results of this monitoring, we conducted a special survey of two beaches contrasting characteristics during a stormy period, and we identified their response to these conditions. In addition to this, we determined the coastal flooding hazard on these beaches in response to the elevation caused by storms.

iii) The determination of the historical evolution of the coastline and the prediction of trend, with the demonstration of the impact of human activities undertaken on this littoral. For this, we conducted an analysis using aerial photographs and satellite images covering a period of 50 years. Finally, we estimated the risk of extinction of certain emblematic beaches of the region.

The results showed that beach sediments are composed of quartz-rich sand. Sedimentological analysis has identified two different areas: The first one is between Ras Mazari and Cabo Negro headlands, characterized by medium sand, well-sorted to very well-sorted, the main supply being provided by the Martil River and transported in suspension. The second one is between Cabo Negro headland and Fnideq, consisting of coarse to very coarse sediments, poorly sorted, the supply being carried by biogenic sources transported mainly by rolling. The metamorphic headlands feed mainly the underlying beaches. The sediment distribution is then carried by the long-shore drift.

As for the morphodynamic behaviour, the five beaches have shown little changes, the most significant changes in forms and volumes having been registered before storms. The type and mobility of beaches are a function of their curvature and distance from the headlands, exposure to waves, sediments sources, sediment grain-size and slope of the foreshore. Morphological changes are more important and faster in reflective beaches; moreover, these beaches have a greater tendency to erosion and a higher risk of flooding.

Finally, the analysis of coastline evolution indicates a significant trend to retreat, which may degrade or destroy human constructions if preventive measures are not taken quickly. Thus, four beaches in the area M'diq-Fnideq are threatened by extinction in the very near future (twenty years): M'diq, Kabila, Restinga and Al Andalus.

Key-words: littoral of Tétouan, sedimentology, morphodynamic behaviour, waves energy, sediment deficit, coastline evolution, flooding and extinction of beaches, human impact.

EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA E IMPACTO DE TRABAJOS DE ORDENACIÓN DEL TERRITORIO SOBRE EL LITORAL DE TETUÁN ENTRE RAS MAZARI Y FNIDEQ (NO MARRUECOS)

Resumen - Este trabajo se refiere a la caracterización de la evolución morfodinámica y del impacto de trabajos de ordenación del territorio en una zona costera en plena mutación: la costa de Tetuán. Los principales objetivos son:

i) La caracterización de los sedimentos superficiales de las playas y la identificación de las fuentes de aportes, modo de transporte y ambientes de depósito. Para ello, se recolectaron muestras a lo largo del litoral estudiado y a las desembocaduras de cinco principales ríos de la región, estas muestras fueron analizadas después mediante distintas técnicas (granulometría, geoquímica y morfoscopía).

ii) La caracterización del comportamiento morfodinámico y la clasificación de las playas. Para ello, hemos llevado a cabo un seguimiento topográfico de dos años de duración en cinco playas emblemáticas de la región, lo que nos permitió establecer la relación entre los cambios en los perfiles de estas playas con los parámetros de las olas incidentes y las características del sedimento, además, se estimaron los volúmenes involucrados en cada playa y durante cada período.

A la luz de los resultados de este seguimiento, se realizó un seguimiento especial de dos playas que presentan caracteres opuestos durante condiciones de gran turbulencia, así, hemos podido identificar sus respuestas a estas condiciones, y se determinó el riesgo de inundación debido a la sobreelevación causada por las tormentas.

iii) La determinación de la evolución histórica de la línea de costa y de sus tendencias, con la demostración de los efectos de trabajos de ordenación realizados en este tramo de costa. Para ello, se realizó un análisis mediante fotografías aéreas e imágenes de satélite de varias fechas y que cubren un período de 50 años. Por último, se estimó el riesgo de extinción de ciertas playas emblemáticas de la región.

Los resultados muestran que las playas están constituidas principalmente de arena cuarzosa, el análisis sedimentológico nos permitió identificar dos zonas bien diferenciadas: la primera, entre Cabo Negro y Ras Mazari, constituida de arena media, bien a muy bien clasificada y donde los aportes están esencialmente proporcionados por el río Martil y transportados principalmente en suspensión gradual. La segunda, entre Cabo Negro y Fnideq, compuesta por sedimentos gruesos a muy gruesos, mal clasificados, esencialmente de origen biogénico y transportados principalmente por rotación sobre el fondo. La contribución de los promontorios metamórficos es limitada y alimenta principalmente las playas subyacentes. La distribución de los sedimentos luego es asegurada por la deriva litoral.

En cuanto al comportamiento morfodinámico, las cinco playas han mostrado pocos cambios, los cambios de perfil y de volúmenes involucrados más significativos se registran después de momentos de gran turbulencia. El tipo de playas y sus evoluciones son función de sus curvaturas y de la distancia de las salientes rocosas, de la exposición a las olas, de las fuentes y del tamaño de grano y de la pendiente del estrán. Los cambios morfológicos son más importantes y ocurren más rápidamente en las playas reflectivas, además, estas playas muestran una mayor tendencia a la erosión y un mayor riesgo de inundación.

Por último, el análisis de la evolución de la línea de costa indica una tendencia importante al retroceso, la cual, si no se toman medidas preventivas rápidamente, degradaría o destruiría las instalaciones antrópicas. Así, cuatro playas de la zona M'diq-Fnideq están en peligro de extinción en un futuro muy próximo (veinte años aproximadamente): M'diq, Kabila, Restinga y Al Andalus.

Palabras clave: litoral de Tetuán, sedimentología, comportamiento morfodinámico, energía de oleaje, deficiencia de sedimentos, evolución de la línea de costa, inundación y extinción de playas, impacto antrópico.

Table des matières

Liste des symboles et abréviations	20
Liste des tableaux	21
Liste des figures	23

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Problématique	33
Au Maroc	33
Pourquoi le choix de la zone d'étude?	34
Historique des travaux réalisés dans la zone d'étude	38
Utilité de l'étude morphodynamique des côtes	39
Objectifs et Méthodologie	40
Organisation du Manuscrit	42

1^{ère} PARTIE - CONTEXTE DE L'ÉTUDE

CHAPITRE I - NOTIONS THÉORIQUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ET LES DIFFÉRENTS PROCESSUS IMPLIQUÉS	46
---	----

I - CLASSIFICATION DES CÔTES	48
------------------------------------	----

II - CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES	49
--	----

II.1 Profil d'une plage sableuse	49
--	----

II.1.1 Le domaine subtidal	49
----------------------------------	----

II.1.2 Le domaine intertidal (<i>foreshore</i>)	50
---	----

II.1.3 Le domaine supratidal (<i>Backshore</i>)	50
---	----

II.2 Agents hydrodynamiques	52
-----------------------------------	----

II.2.1 Les vents	52
------------------------	----

II.2.2 Les houles	53
-------------------------	----

II.2.2.1 <i>Les modifications subies par la houle à l'approche du rivage</i>	55
--	----

Table des matières

<i>II.2.2.1.1 Le levée de la houle « shoaling »</i>	56
<i>II.2.2.1.2 La réfraction</i>	56
<i>II.2.2.1.3 La diffraction</i>	56
<i>II.2.2.1.4 Le déferlement</i>	57
<i>II.2.2.1.5 La réflexion</i>	58
<i>II.2.2.1.6 La dissipation de l'énergie des houles</i>	59
II.2.2.2 Les vagues du Tsunami	59
II.2.2.3 Les courants induits par la houle et formes engendrées	60
<i>II.2.2.3.1 Courants transversaux « cross-shore currents »</i>	61
<i>II.2.2.3.2 Courants longitudinaux « longshore currents »</i>	61
<i>II.2.2.3.3 Courants sagittaux « rip currents »</i>	62
II.2.2.4 Autres courants	64
<i>II.2.2.4.1 Les ondes infragravitaires</i>	64
<i>II.2.2.4.2 Jet de rive et nappe de retrait « uprush-backwash »</i>	65
II.2.3 Les marées	66
<i>II.2.3.1 Les marées barométriques</i>	68
<i>II.2.3.2 Les fluctuations du niveau dans la zone de déferlement</i>	68
<i>II.2.3.3 Les marées internes</i>	68
II.2.4 Les variations à long terme du niveau de la mer	69
II.3 Morphodynamique des plages	71
- <i>Évolution à court-terme</i>	71
- <i>Évolution à moyen-terme</i>	71
- <i>Évolution à long-terme</i>	71
II.3.1 Techniques d'étude de la morphodynamique des plages	72
- <i>Méthodes d'observation directe</i>	73
- <i>Méthodes d'observation indirecte</i>	73
II.3.2 Classification morphodynamique des plages	73
II.3.3 Notion du profil d'équilibre	77
II.3.4 Formes sédimentaires courantes au niveau des plages	78
<i>II.3.4.1 Dunes</i>	78
<i>II.3.4.2 Microfalaises</i>	80
<i>II.3.4.3 Berme</i>	80
<i>II.3.4.4 Gradin de plage « plunge step »</i>	81
<i>II.3.4.5 Barres</i>	82
<i>II.3.4.5.1 Théorie de formation par déferlement « breakpoint hypotesis »</i>	83

Table des matières

<i>II.3.4.5.2 Théorie de formation à partir d'anomalies préexistante du substrat</i>	84
<i>II.3.4.5.3 Théorie de formation par les ondes infragravitaires</i>	85
<i>II.3.4.6 Rides sédimentaires « Ripples »</i>	85
II.3.5 Provenance des matériaux des plages	86
CHAPITRE II - CADRE NATUREL DE LA ZONE D'ÉTUDE	88
I – LOCALISATION	89
II - CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE	90
II.1 Relief général	90
II.1.1 Le haut- pays	90
II.1.2 Le bas-pays	91
<i>- plaine de Restinga</i>	91
<i>- plaine de Smir</i>	91
<i>- plaine de Martil-Alila</i>	91
II.2 Stratigraphie	91
II.2.1 Le domaine paléozoïque	91
* <i>Unité des croupes paléozoïques basses</i>	92
* <i>Demi-fenêtre de Koudiat Taïfor</i>	93
II.2.2 Les massifs calcaro-dolomitiques de la dorsale	93
II.2.3 Le domaine des Flyschs	93
II.2.4 Le Pliocène	93
II.2.5 Les formations quaternaires	95
<i>II.2.5.1 Le Quaternaire marin</i>	95
<i>II.2.5.2 Les formations quaternaires continentales</i>	95
II.3 Néotectonique	96
III - Conditions hydrologiques et climatiques	97
III.1 Hydrologie superficielle	97
III.2 Aspects du climat régional	100
III.2.1 Précipitations	100
III.2.2 Températures	101
III.2.3 Vents	101
IV - Le domaine côtier et sous-marin	102

Table des matières

IV.1 Géométrie du rivage	102
IV.2 Types des côtes	104
IV.2.1 Les côtes à falaises	104
- <i>Les falaises rocheuses</i>	104
- <i>Les falaises tendres</i>	104
- <i>Érosion des falaises</i>	104
IV.2.2 Les secteurs à dunes	106
IV.2.3 Les plages à blocs et à galets	107
IV.2.4 Les plages à graviers et à coquilles	108
IV.2.5 Les plages sableuses	108
IV.3 Bathymétrie des fonds	109
IV.4 Climat maritime	110
IV.4.1 Les vents au large	110
IV.4.2 Les houles	110
IV.4.3 Les marées et les variations du niveau de mer	112
IV.4.4 La dérive littorale	114
IV.4.5 La circulation générale	118

2^{ème} PARTIE - CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE

CHPITRE I - CARACTÉRISATION GRANULÉTRIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES SÉDIMENTS SUPERFICIELS.....122

I - ÉCHANTILLONNAGE 123 |

II – GRANULOMÉTRIE 123 |

II-1 Représentation des résultats 125 |

- *Les mesures graphiques* 125 |

Le mode (Mo) 125 |

Les percentiles 125 |

- *Les paramètres statistiques* 126 |

La moyenne granulométrique (M) 126 |

L'écart-type ou déviation standard (σ) 126 |

Le skewness ou indice d'asymétrie (sk) 126 |

Table des matières

Le coefficient d'acuité ou kurtosis (K)	127
II-2 Origine des matériaux et milieux de dépôt	129
II-3 Mode du transport	131
III – MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ	132
IV - ANALYSE DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	132
IV-1 Préparation des échantillons	132
IV-1-1 Diffraction par rayons X (XRD)	133
- <i>Pour l'échantillon brut</i>	133
- <i>Pour la fraction argileuse</i>	133
- <i>Pour la fraction limoneuse</i>	134
IV-1-2 Analyse semi-quantitative	134
IV-2 Résultats obtenus	135
IV-2-1 Secteur Cap Mazari - Cap Negro	135
IV-2-2 Secteur Cap Negro-Fnideq	136
- <i>les éléments contenant des oxydes (éléments majeurs)</i>	136
- <i>les éléments traces (Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Th en ppm)</i>	138
IV-3 Analyses géochimiques des sédiments des cours d'eau	140
IV-3-1 Analyses par diffraction aux rayons X	140
IV-3-2 Analyses par la méthode MultiRes-Vac34 (nom de la préparation : Pellet Wax)	141
V – CONCLUSION	149
CHAPITRE II - CARATÉRISATION DES SÉDIMENTS DES PLAGES MONITORIÉES	150
I – ÉCHANTILLONNAGE	151
II - ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES	151
III - RÉSULTATS OBTENUS	151
III-1 TEXTURES DES DIFFÉRENTS COMPARTIMENTS DES PLAGES	151
III-1-1 Plage de Sidi Abdeslam	151

Table des matières

III-1-2 Plage de Martil	152
III-1-3 Plage de Cabo Negro	153
III-1-4 Plage de Ksar Rimal	153
III-1-5 Plage de Tres Piedras	154
III-2 ÉVOLUTION <i>cross-shore</i> DES INDICES GRANULOMÉTRIQUES	154
III-2-1 Plage de Sidi Abdeslam	155
III-2-2 Plage de Martil	155
III-2-3 Plage de Cabo Negro	156
III-2-4 Plage de Ksar Rimal	157
III-2-5 Plage de Tres Piedras	158
IV - NOTION DE CELLULE SÉDIMENTAIRE	159
V – CONCLUSION	160

<p>3^{ème} PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DU LITTORAL TÉTOUANAIS</p>
--

CHAPITRE I - ÉVOLUTION SAISONNIERE DES PLAGES163

I - CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES DURANT LA PÉRIODE D'ÉTUDE.....164

II – ÉVOLUTION SAISONNIERE DES PLAGES167

II-1 ACQUISITION DES DONNÉES167

II-1-1 Les sources d'erreurs dues à la manipulation168

II-1-2 Estimation des marges d'erreur en X, Y et Z169

II-1-3 Estimation des volumes mobilisés170

II-2 ÉVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES DE CHAQUE PLAGE171

II-2-1 Secteur Cap Mazari – Cap Negro171

II-2-1-1 La plage de Sidi Abdeslam171

II-2-1-1-1 Variations saisonnières172

II-2-1-1-2 Variations volumiques173

II-2-1-1-3 Classification morphodynamique179

II-2-1-2 La plage de Martil181

Table des matières

<i>II-2-1-2-1 Variations saisonnières</i>	182
<i>II-2-1-2-2 Variations volumiques</i>	183
<i>II-2-1-2-3 Classification morphodynamique</i>	186
II-2-1-3 La plage de Cabo Negro	187
<i>II-2-1-3-1 Variations saisonnières</i>	188
<i>II-2-1-3-2 Variations volumiques</i>	189
<i>II-2-1-3-3 Classification morphodynamique</i>	192
II-2-1-4 Discussion	194
II-2-2 Secteur Cap Negro – Fnideq	198
II-2-2-1 La plage de Ksar Rimal	197
<i>II-2-2-1-1 Variations saisonnières</i>	198
<i>II-2-2-1-2 Variations volumiques</i>	198
<i>II-2-2-1-3 Classification morphodynamique</i>	201
II-2-2-2 La plage de Tres Piedras	202
<i>II-2-2-2-1 Variations saisonnières</i>	203
<i>II-2-2-2-2 Variations volumiques</i>	204
<i>II-2-2-2-3 Classification morphodynamique</i>	206
II-2-2-3 Discussion	208
III - SYNTHÈSE ET CONCLUSION	210
CHAPITRE II - COMPORTEMENT DES PLAGES PENDANT LES PÉRIODES DE GRANDE AGITATION ET RISQUES DE SUBMERSION	215
I - CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES ET CLIMAT MARITIME PENDANT LA PÉRIODE DU SUIVI	216
I. 1 Les houles	216
I. 2 Les vents	217
II - ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE	217
II. 1 Volumes impliqués	218
III - ESTIMATION DE LA SURÉLÉVATION	219
III. 1 Méthodologie	221

Table des matières

III. 2 Les niveaux d'eau extrêmes	222
III. 2. 1 Les données utilisées	222
III. 2. 2 Résultats	223
IV – CONCLUSION	225
CHAPITRE III - ÉVOLUTION HISTORIQUE DU TRAIT DE CÔTE DU LITTORAL TÉTOUANAIS	226
I – INTRODUCTION	227
II – MÉTHODOLOGIE	227
II. 1 Améliorations radiométriques	228
II. 2 Géoréférencement	228
II. 3 Choix de la ligne de référence	231
II. 4 Calcul de l'évolution du trait de côte	232
III – RÉSULTATS	233
III. 1 Secteur Ras Mazari – Cap Negro	233
III. 1. 1 Ras Mazari – Sidi Abdeslam	233
III. 1. 2 Sidi Abdeslam – Digue de Martil	236
III. 1. 3 Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh	237
III. 1. 4 Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro	238
III. 2 Secteur M'diq – Fnideq	241
III. 2. 1. Port de M'diq – Port de Kabila	241
III. 2. 2. Port de Kabila – Port de Marina Smir	242
III. 2. 3. Port de Marina Smir – Oued Negro	244
III. 2. 4. Oued Negro – Fnideq	246
IV - TENDANCES ÉVOLUTIVES ET ESTIMATION DU RISQUE DU DISPARITION DE CERTAINES PLAGES EMBLÉMATIQUES DE LA RÉGION	249
IV. 1 Plage de Martil	251
IV. 2 Plage de Cabo Negro	252

Table des matières

IV. 3 Plage de M'diq	252
IV. 4 Plage de Kabila	254
IV. 5 Plage de Ksar Rimal	254
IV. 6 Plage Al Andalus	255
IV. 7 Plage de Restinga	256
IV. 8 Plage de Yasmine Negro	257
IV. 9 Plage de Tres Piedras	258
V – CONCLUSION	259
SYNTHESE ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES	262
RECOMMANDATIONS	270
RÉFÉRENCES	280

Liste des symboles et abréviations

A = Amplitude de la houle (m)

ACP = Analyse en Composantes Principales

AFC = Analyse Factorielle des Correspondances

BMME = Basses Mers de Mortes-Eaux

BMVE = Basses Mers de Vives-Eaux

C = Célérité de l'onde au large (m.s⁻¹)

Cg = Célérité du groupe (m.s⁻¹)

d = Hauteur d'eau locale (m)

d₅₀ = Médiane granulométrique (m)

d (Φ) = - log₂d (mm) = diamètre des grains

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 = \text{Energie de la houle (J)}$$

g = Accélération de la pesanteur (9,81 m.s⁻²)

H = Hauteur de la houle (m)

H₀ = Hauteur de la houle au large (m)

H_b = Hauteur des brisants (m)

H_s = Hauteur significative de la houle (m)

k = 2π / λ = Nombre d'ondes (m⁻¹)

$$K = \frac{Q_{95} - Q_5}{2,44(Q_{75} - Q_{25})} = \text{Coefficient d'acuité ou}$$

kurtosis

L₀ = Longueur d'onde de la houle au large (m)

LW = Leaky Wave (vague infragravitaire 0,05 – 0,005 Hz)

$$M = \frac{Q_{16} + Q_{50} + Q_{84}}{3} = \text{Moyenne granulométrique}$$

MEVE = marée exceptionnelle de vives eaux

MME = marée de mortes eaux

MVEM = marée de vives eaux moyennes

MSR = Mean Spring Tidal Range = Marnage moyen en vives-eaux

P = ECn = ECg = force du courant longshore

PMME = Pleines Mers de Mortes-Eaux

PMVE = Pleines Mers de Vives-Eaux

$Q_s = 1,1 \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \sin(\alpha_b) \cos(\alpha_b)$ = Flux de sédiments en m³/jour

RTR= MSR/ H_b = Relative Tidal Range = Marnage relatif

$$sk = \frac{Q_{84} + Q_{16} - 2Q_{50}}{2(Q_{84} - Q_{16})} + \frac{Q_{95} + Q_5 - 2Q_{50}}{2(Q_{95} - Q_5)} =$$

Skewness ou indice d'asymétrie

T = Période de la houle (s)

tanβ = Pente de plage

T_p = Période de pic de la houle, associé à la plus forte énergie spectrale (s)

T_s = Période significative de la houle (s)

$$v = 2,6 \left(\frac{g H_0^2 \tan \beta \sin(2\alpha_0)}{T} \right)^{1/3} = \text{Vitesse du}$$

courant de dérive littorale

ZH = Zéro Hydrographique

ZNGM = Zéro du Nivellement Général Marocain

α₀ = Obliquité des houles de large avec le rivage

α_b = Angle entre les crêtes des houles incidentes et la ligne du rivage

ΔPa = Variation de pression atmosphérique (hPa)

ρ = Densité de l'eau de mer (1025 kg.m⁻³)

Σ = ECn = Puissance des houles incidentes (J.s⁻¹)

$$\sigma = \frac{Q_{84} + Q_{16}}{4} + \frac{Q_{95} + Q_5}{6,6} = \text{Ecart-type ou}$$

déviations standard

λ = Longueur d'onde de la houle (m)

ω = 2π / T = Fréquence angulaire de l'onde (s⁻¹)

γ = H_s/d = Hauteur relative des houles (m)

$$\xi_b = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}} = \text{surf similarity parameter ou nombre}$$

d'Iribarren

$$\varepsilon = \frac{H_b \omega^2}{2g \tan^2 \beta} = \text{surf scaling parameter}$$

ω_s = 273 d₅₀^{-1,1} = Vitesse de chute des grains

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} = \text{Paramètre de Gourlay (1968)}$$

θ° = Direction des houles incidentes

Liste des tableaux

Tableau 1	Historique du taux et de la vitesse de l'occupation de la bande côtière entre M'diq et Fnideq de 0 à 1km (Nachite, 2008).....	36
Tableau 2	Population recensée et projections pour les communes littorales de Tamuda-Bay, Tétouan ville et Oued Lao (source : RGPH 2004 et CERED).....	36
Tableau 3	Principaux usages et activités présents dans la zone d'étude et ses environs (source : Source: Bello et <i>al.</i> , 2006).....	37
Tableau I. 1	Type de déferlement en fonction des caractéristiques de la houle et de la pente.....	58
Tableau I. 2	Phénomènes en jeu dans les variations à long terme du niveau marin (Paskoff, 1998).....	69
Tableau I. 3	Fréquences d'occurrences des directions des vents à l'Aéroport de Tétouan (Service National de la Météorologie)	102
Tableau I. 4	Pourcentages des différents types de côtes du littoral tétouanais	109
Tableau I. 5	Distribution moyenne annuelle des vents par force (noeuds)	110
Tableau I. 6	Fréquences des hauteurs significatives (Hs) et des périodes des pics (Tp) des houles dans la zone d'étude. Analyse statistique réalisée à partir des données calculées au niveau du point WANA 2006006 dans la période entre janvier 2005 et décembre 2008)	111
Tableau I. 7	Caractéristiques de la marée au niveau de Martil (L.P.E.E., 1997)	112
Tableau I. 8	Exemples des taux de transport <i>longshore</i> les plus fréquents dans la zone d'étude (en m ³ /jour).....	117
Tableau I. 9	Taux de transport <i>longshore</i> pour les houles les plus violentes	118
Tableau II. 1	Classes granulométriques employées dans cette étude selon la classification de Wentworth 1922	125
Tableau II. 2	Classement des faciès sédimentaires en fonction de l'écart-type (Folk, 1966) ...	126
Tableau II. 3	Classement des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966).....	126
Tableau II. 4	Classement des faciès sédimentaires en fonction du coefficient d'acuité (Folk, 1966).....	127
Tableau II. 5	Variation longitudinale des indices granulométriques (en Φ)	128
Tableau II. 6	Pouvoir reflétant de différents minéraux	135
Tableau II.7	Concentrations des minéraux dans les sédiments des plages de secteur Cap Mazari - Cap Negro	135
Tableau II. 8	Distribution des éléments majeurs dans les sédiments de secteur entre Cap Negro et Fnideq (Nachite et <i>al.</i> , 2005)	137

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II. 9	Distribution des éléments traces dans les sédiments de secteur entre Cap Negro et Fnideq (Nachite et <i>al.</i> , 2005)	139
Tableau II. 10	Liste des minéraux de la fraction fine des sédiments récoltés au niveau des principaux cours d'eau de la zone d'étude	140
Tableau II. 11	Distribution des éléments majeurs dans les sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude	141
Tableau II. 12	Matrice de corrélations multiples des éléments majeurs des sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude	142
Tableau II. 13	Distribution des éléments traces dans les sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude.....	143
Tableau II. 14	Série des tamis Afnor utilisés dans l'analyse granulométrique	151
Tableau III.1	Valeurs des paramètres des houles pendant la période d'étude	166
Tableau III.2	Matrice des résultats calculés pour l'ensemble des individus considérés	169
Tableau III. 3	Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Sidi Abdeslam	181
Tableau III. 4	Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Martil	187
Tableau III. 5	Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Cabo Negro	193
Tableau III. 6	Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Ksar Rimal	202
Tableau III. 7	Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Tres Piedras	207
Tableau III. 8	Valeurs des maximales mensuelles des hauteurs des houles et périodes associées pour mars et avril 2008	217
Tableau III. 9	Conditions météorologiques enregistrées le jour de la tempête analysée	223
Tableau III. 10	Surélévation provoquée par la houle et surélévation totale	223
Tableau III. 11	Les documents utilisés dans l'étude de l'évolution historique du trait de côte du littoral de Tétouan	227
Tableau IV. 1	Principes et limites d'application de certaines structures dures appliquées pour la gestion de l'érosion côtière	274

Liste des figures

Figure 1	Évolution de l'occupation du sol au niveau du littoral tétouanais (Nachite, 2009).....	35
Figure 2	Plan de travail adopté.....	42
Figure I. 1	Facteurs endogénétiques et exogénétiques et leur contribution dans l'évolution de l'environnement côtier (traduit de Haslett, 2000).....	47
Figure I. 2	Boucle de rétroaction morphodynamique.....	49
Figure I. 3	Profil type d'une plage et ses différentes subdivisions (d'après Sabatier, 2001 ; complétée et adaptée).....	51
Figure I. 4	Formations des upwellings et des downwellings induits par le vent.....	52
Figure I. 5	Paramètres caractéristiques d'une houle. (a) paramètres spatiaux. (b) paramètres temporels (d'après Dehouck, 2006).....	53
Figure I. 6	Génération et transformations des houles au niveau de la zone de fetch.....	54
Figure I. 7	Mouvement des particules d'eau forcé par les vagues : en domaine profond, mouvement circulaire ; en domaine intermédiaire, mouvement elliptique ; en domaine peu profond, mouvements transversaux (d'après Masselink & Hughes, 2003 ; modifié par Dehouck, 2006).....	55
Figure I. 8	Illustration théorique du phénomène de la réfraction des houles incidentes.....	56
Figure I. 9	Illustration du phénomène de diffraction : a) Schématisation théorique ; b) au niveau de l'embouchure de l'oued Martil (22 /10/2008).....	57
Figure I. 10	Différents types de déferlement en fonction de la hauteur de la houle, profondeur de l'eau et la pente de plage (d'après Briggs et <i>al.</i> , 1997 ; modifiée).....	57
Figure I. 11	Réflexion de la houle incidente à la rencontre d'un épi, la direction de réflexion fait avec la perpendiculaire à l'obstacle un angle égal à l'angle d'incidence : a) Schématisation théorique ; b) au niveau de la plage de Ksar Rimal (06/03/2008).....	58
Figure I. 12	Relation entre la hauteur relative des vagues et la pente de la plage (d'après Raubenheimer et <i>al.</i> , 1996).....	59
Figure I. 13	Génération de Tsunami à partir d'un glissement sous-marin : 1- glissement sous-marin ; 2- formation d'une dépression au niveau de la surface de l'océan ; 3- concentration des flux d'eau vers la dépression ; 4- formation et propagation des houles de tsunami (d'après Haslett, 2000 ; modifiée).....	60
Figure I. 14	Schématization du courant de retour et de sa structure verticale.....	61
Figure I. 15	Schématization de la structure du courant de dérive induit par une houle oblique (d'après Castelle, 2004).....	61
Figure I. 16	Évolution du rivage sous l'action du courant de dérive littorale ; a) au niveau d'un épi ; b) au niveau d'une flèche littorale.....	62
Figure I. 17	Engraissement ou érosion causés par la convergence ou la divergence de deux courants de dérive littorale opposés.....	62
Figure I. 18	Schématization des rip-currents au dessus d'un système de barres sableuses (à gauche) et photo aérienne de courants sagittaux au-dessus d'une plage sableuse.....	63

LISTE DES FIGURES

Figure I. 19	a) schématisation des croissants de plage, b) croissants de plage au niveau de la plage de Sidi Abdeslam (22/10/2008).....	63
Figure I. 20	Ondes infragravitaires : a) représentation schématique de leur existence au niveau de la zone de déferlement (Oltman-Shay & Hathaway, 1989, in Ruessink, 1998a) ; b) onde réfléchie vers le large (leaky wave) et onde de bord piégé à la côte (edge wave) (d'après Wright et al, 1982).....	64
Figure I. 21	Représentation schématique des vagues constructives et destructives.....	65
Figure I. 22	Marées de vives-eaux et marées de mortes-eaux (position des astres).....	66
Figure I. 23	Décalage du passage de la lune au méridien (d'après le S.H.O.M., 1997).....	67
Figure I. 24	Corrections barométriques à apporter.....	68
Figure I. 25	Section verticale représentant la génération et la propagation d'ondes internes (OI) au niveau de la thermocline. (Adaptée par Bessières, 2007 ; de Pairaud, 2005).....	69
Figure I. 26	Synthèse des relations spatio-temporelles des phénomènes naturels et anthropiques impliqués dans la morphodynamique des littoraux (d'après Stive et al., 1991 ; Fenster et al., 1993 ; Cowell & Thom, 1994 ; Larson & Kraus, 1995 ; Levoy, 2000, et Commission Européenne, 2004, modifiée et adaptée).....	72
Figure I.27	Classification morphodynamique des plages à barres dominées par l'énergie de la houle (traduit de Short, 1999). A gauche, les conditions des vagues favorisent l'accrétion du profil de plage ; à droite, la tendance à l'érosion des structures. Pour chaque tendance et chaque état, un profil de plage cross-shore et une vue en plan sont représentés (Desmazes, 2005).....	76
Figure I. 28	Classification morphodynamique des plages sableuses selon les paramètres Ω et RTR (traduit de Masselink & Short, 1993).....	77
Figure I. 29	Mécanisme de formation et de migration des dunes (source : Park, 1997).....	78
Figure I. 30	a) Géomorphologie du système dunaire ; et b) Distribution et influence de certains paramètres environnementaux affectant les dunes côtières (+ = augmentation, - = diminution), (d'après Briggs et al., 1997 ; modifiée).....	79
Figure I. 31	Photo d'une microfalaise au niveau de la plage de M'diq (12/01/2008).....	80
Figure I. 32	Photo d'une berme au niveau de la plage de Ksar Rimal (31/12/2006).....	80
Figure I. 33	Gradin de plage au niveau de Martil.....	81
Figure I. 34	Vue transversale d'une barre littorale : terminologie morphologique.....	82
Figure I. 35	Variation saisonnière du profil de plage.....	82
Figure I. 36	Photos des différents types de barres sableuses.....	83
Figure I.37	Génération de plusieurs barres par déferlements multiples (d'après Dhyr-Nielsen et Sorensen, 1970, in Wolf, 1997, modifiée par Stépanien, 2002).....	84
Figure I. 38	Formation de barres sableuses sous une onde stationnaire (d'après Komar, 1998).....	84
Figure I. 39	Photos de différents types de rides sédimentaires ; a) et b) : plage de Cabo Negro ; c) : plage de Sidi Abdeslam et d) : embouchure de l'oued Alila.....	85

LISTE DES FIGURES

Figure I. 40	Les différents types de rides sédimentaires (modifiée d'après Allen, 1968 par US Army Corps of Engineers, 1995).....	86
Figure I. 41	Gains et pertes de sédiments au niveau d'une plage (New South Wales Government, 1990).....	87
Figure I. 42	Carte de localisation de la zone d'étude.....	89
Figure I. 43	Principales unités stratigraphiques dans la zone d'étude (synthèse à partir de différentes sources bibliographiques).....	92
Figure I. 44	Coupes synthétiques du Pliocène de Tétouan (Nachite, 1993).....	94
Figure I. 45	Événements tectoniques dans la région de Tétouan depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel (Ben Makhlof, 1990).....	96
Figure I. 46	Situation des principaux cours d'eau dans la région.....	98
Figure I. 47	Variations des précipitations moyennes mensuelles au niveau des stations de Tétouan-aérodrome (1994-2001) et Smir (1944-2001).....	100
Figure I. 48	Variations des températures moyennes mensuelles au niveau des stations de Tétouan-aérodrome (1991-2000) et Smir (1983-2001).....	101
Figure I. 49	Les différentes orientations du trait de côte du littoral tétouanais.....	103
Figure I. 50	Falaise constituée d'une alternance de niveaux argileux et d'autres à galets ; plage d'Azla (27/11/2007).....	105
Figure I. 51	Érosion d'une falaise tendre suite à la formation d'une encoche basale au nord d'Azla (27/11/2007).....	105
Figure I. 52	Érosion des falaises constituées d'une succession des formations tendres et résistantes entre Azla et Sidi Abdeslam (22/10/2008).....	106
Figure I. 53	Destruction des dunes consolidées de la plage de M'diq (cliché : Loïc Ménanteau).....	107
Figure I. 54	Photos de a) plages à blocs et galets détachés des falaises au nord du Cap Mazari, b) platiers rocheux dégagés après érosion au nord du Cap Restinga (27/11/2007).....	107
Figure I. 55	Les différents types de côtes rencontrés dans le littoral tétouanais.....	108
Figure I. 56	Carte du relief général et de la bathymétrie des fonds de la zone d'étude.....	109
Figure I. 57	Fréquence des directions dominantes des hauteurs (a) et périodes (b) des houles au niveau du point WANA 2006006 pendant l'année 2006 (http://www.puertos.es).....	112
Figure I. 58	Signature en surface des ondes internes dans le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran ERS-1 (European Space Agency (ESA)).....	113
Figure I. 59	Courants de marée au détroit de Gibraltar (source S.H.O.M in RHAZI, 1987).....	114
Figure I. 60	Sens de la dérive littorale selon la direction des houles incidentes et l'orientation du rivage.....	115
Figure I. 61	Engraissement et érosion causés par la dérive littorale au niveau de la zone d'étude ; a) Cap Restinga , b) jetée du port marina-Smir.....	115

LISTE DES FIGURES

Figure I. 62	Circulation au niveau de la mer d'Alboran, avec les deux gyres anticycloniques (au sud), le jet géostrophique et le front associé (ligne continue épaisse). Dans la partie est, plusieurs positions du front (1, 2, 3, lignes en pointillés) ont été observées selon les périodes et les années (d'après Prieur & Sournia, 1994).....119
Figure II. 1	Emplacements des points d'échantillonnage des sédiments.....124
Figure II. 2	Variation longitudinale des principaux paramètres granulométriques.....129
Figure II. 3	Représentations binaires des indices granulométriques indiquant les milieux de dépôt...130
Figure II.4	Image de relation entre l'unpercentile et la médiane pour les sédiments superficiels du littoral tétouanais. Segment N-O : sédiments roulés ; segment O-P : sédiments roulés avec quelques éléments en suspension ; segment P-Q : suspension graduée avec quelques éléments roulés ; segment Q-R : suspension graduée ; R-S : suspension uniforme.....131
Figure II. 5	Corrélation Quartz/Calcite dans les échantillons du secteur Cap Mazari - Cap Negro...136
Figure II. 6	Carte géologique simplifiée et localisation des échantillons pour l'analyse des minéraux lourds du secteur Cap Negro-Fnideq (Nachite et <i>al.</i> , 2005).....137
Figure II. 7	Corrélation MgO/CaO pour les échantillons du secteur Cap Negro-Fnideq.....138
Figure II. 8	Projection des teneurs en minéraux oxydes sur le plan factoriel (1 x 2).....138
Figure II. 9	Projection des teneurs en éléments traces sur le plan factoriel (1 x 2).....139
Figure II. 10	Corrélation bivariée entre le Sr et CaO.....140
Figure II. 11	Figure II.11 Projection des teneurs en éléments traces au niveau des cours d'eau sur le plan factoriel (1 x 2).....144
Figure II.12	Projections des points-variables (en rouge) et des ensembles de points-individus (en bleu) dans le plan factoriel (1, 2).....146
Figure II.13	Schéma de cheminement des minéraux lourds dans les fleuves et au niveau des plages du littoral tétouanais, la taille des flèches indique l'importance des apports.....148
Figure II. 14	Textures granulométriques des sédiments de la plage de Sidi Abdeslam ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).....152
Figure II. 15	Textures granulométriques des sédiments de la plage de Martil ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).....152
Figure II. 16	Textures granulométriques des sédiments de la plage de Cabo Negro ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).....153
Figure II. 17	Textures granulométriques des sédiments de la plage de Ksar Rimal ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 28/02/2008).....153
Figure II. 18	Textures granulométriques des sédiments de la plage de Tres Piedras ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 28/02/2008).....154
Figure II. 19	Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.....155
Figure II. 20	Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Martil.....156

LISTE DES FIGURES

Figure II. 21	Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Cabo Negro.....	156
Figure II. 22	Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Ksar Rimal.....	157
Figure II. 23	Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Tres Piedras.....	158
Figure III.1	Variations des hauteurs significatives des houles au niveau du point WANA 2006006 durant la période d'étude. Les étoiles indiquent les dates de réalisation des levés topographiques des plages.....	165
Figure III.2	Fréquences de distribution des différentes classes des hauteurs significatives des houles pour les années 2005, 2006 et 2007.....	167
Figure III.3	Échantillonnage des coordonnées d'un point à l'aide de la Station Totale Electronique TopCon GTS 225.....	168
Figure III.4	Mauvais 'bullage' ou mauvais nivellement de la base fixe et ses conséquences sur la mesure altitudinale (coordonnée Z).....	169
Figure III. 5	Ajustements linéaires permettant de calculer les marges d'erreur en X, Y et Z pour une distance associée.....	170
Figure III. 6	Représentation des MNT (a et b) et des évolutions résiduelles (c) entre 05 mars 2006 et 01 mai 2006 au niveau de la plage de Martil. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée.....	170
Figure III. 7	Morphologie générale de la plage de Sidi Abdeslam (01/05/05).....	171
Figure III. 8	Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.....	172
Figure III. 9	Amplitude de l'écart-type entre les enveloppes : maximale et minimale.....	172
Figure III. 10	Superposition des profils centraux de la plage de Sidi Abdeslam ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.....	173
Figure III. 11	Variations volumiques enregistrées le long de la période du suivi au niveau de la plage de Sidi Abdeslam. BNN = Budget Net Normalisé obtenu par la division du volume mobilisé sur la surface du suivi.....	175
Figure III. 12	Alimentation de l'estran par déflation du Backshore (plage de Sidi Abdessalam le 05/03/2006).....	176
Figure III.13	Vitesse des rafales et directions des vents pendant la première moitié de l'année 2006 (anémomètre et girouette installées au toit de la Faculté des Sciences du Tétouan).....	177
Figure III.14	Vitesse des rafales et directions des vents pendant la deuxième moitié de l'année 2006.....	178
Figure III.15	Vitesse des rafales et directions des vents pendant la première moitié de l'année 2007.....	179
Figure III. 16	Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.....	180
Figure III. 17	Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.....	180

LISTE DES FIGURES

Figure III. 18	Vue aérienne de la plage de Martil.....	182
Figure III. 19	Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Martil a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).....	182
Figure III. 20	Superposition des profils centraux de la plage de Martil ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.....	183
Figure III. 21	Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Martil le long de la période du suivi.....	185
Figure III. 22	Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Martil.....	186
Figure III.23	Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Martil.....	186
Figure III. 24	Photo et profil cross-shore de la plage de Cabo Negro montrant sa morphologie générale.....	187
Figure III. 25	Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Cabo Negro a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).....	188
Figure III. 26	Superposition des profils de la plage de Cabo Negro ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.....	188
Figure III. 27	Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Cabo Negro le long de la période du suivi.....	190
Figure III. 28	Variations temporelles de la pente moyenne de la plage de Cabo Negro.....	192
Figure III. 29	Développement de la barre de swash au niveau de Cabo Negro.....	192
Figure III.30	Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Cabo Negro.....	193
Figure III.31	Histogrammes montrant les variations des budgets nets normalisés pendant les périodes du suivi au niveau des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro.....	195
Figure III. 32	Évolution temporelles des indices caractérisant l'état des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro ; a) nombre d'Iribarren et b) paramètre d'échelonnement de la barre.....	196
Figure III. 33	Photo de la plage de Ksar Rimal.....	197
Figure III. 34	Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Ksar Rimal a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).....	197
Figure III. 35	Superposition des profils de la plage Ksar Rimal ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.....	198
Figure III. 36	Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Ksar Rimal le long de la période du suivi.....	200
Figure III. 37	Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Ksar Rimal....	201
Figure III. 38	Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Tres Piedras a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).....	202
Figure III. 39	Superposition des profils de la plage de Tres Piedras ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.....	203

LISTE DES FIGURES

Figure III. 40	La plage de Tres Piedras juste après tempête (31 décembre 2005).....	203
Figure III. 41	Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Tres Piedras le long de la période du suivi.....	206
Figure III. 42	Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Tres Piedras.....	207
Figure III. 43	Déferlement plongeant au niveau de la plage de Tres Piedras (05 / 05 / 2006).....	208
Figure III. 44	Histogrammes montrant les variations des budgets nets normalisés pendant les périodes du suivi au niveau des plages du secteur Ras Cap Negro – Fnideq.....	211
Figure III. 45	Évolution temporelles des indices caractérisant l'état des plages du secteur Cap Negro - Fnideq ; a) nombre d'Iribarren et b) paramètre d'échelonnement de la barre.....	212
Figure III. 46	Model séquentiel de profils et types des plages du littoral tétouanais caractérisé par une succession de systèmes Caps – Baies.....	213
Figure III. 47	Variations des hauteurs significatives des houles au niveau du point WANA 2006006 durant les mois de mars et avril 2008, les cercles indiquent les maximales mensuelles et les flèches indiquent les dates de réalisation des levés topographiques.....	216
Figure III. 48	Caractéristiques des vents à Tétouan pendant la période du suivi ; a) vitesses et b) directions.....	217
Figure III. 49	Superposition des profils en 2D des plages de Cabo Negro et Ksar Rimal.....	218
Figure III. 50	Variations volumiques enregistrées au niveau des plages de Ksar Rimal et Cabo Negro pendant la période du suivi.....	219
Figure III. 51	Model d'estimation quantitative de susceptibilité d'érosion des dunes et falaises causée par la houle (Ruggiero et <i>al.</i> , 2001).....	220
Figure III. 52	Destruction d'une partie d'escaliers de la corniche de M'diq (cliché pris le 25-10-2008 après des tempêtes qui ont persisté jusqu'au 23-10-2008, il est à noter qu'on a enregistré une hauteur de 6m pour H_s associée à une période de 10,2s le 11 octobre 2008 selon les enregistrements du point Wana 2006006).....	224
Figure III. 53	Exemple de l'amélioration radiométrique d'une portion de l'image QuickBird.....	228
Figure III. 54	Exemple de sélection de points de contrôle communs à une photographie aérienne de 1986 et de l'image satellitaire Spot de 2007 en utilisant le logiciel Erdas Imagine 8.4.....	229
Figure III. 55	Mosaïquage des photographies aériennes (1986) du secteur Ras Mazari – Cap Negro....	230
Figure III. 56	Différentes lignes de références basées sur limites d'humectation et ligne instantanée de rivage (source : Boak & Turner, 2005).....	231
Figure III. 57	Exemple de distribution des lignes de référence perpendiculaires au trait de côte utilisées pour le calcul des taux d'évolution.....	232
Figure III. 58	Évolution du trait de côte du secteur Ras Mazari – Sidi Abdeslam. Noter l'importance de l'érosion de la plage au nord.....	234
Figure III. 59	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Ras Mazari – Sidi Abdeslam.....	234

LISTE DES FIGURES

Figure III. 60	Enrochement au nord d'Azla en vue de protection de la route vers Tétouan (27 / 11 / 2007).....	235
Figure III. 61	Érosion au niveau de la zone des falaises au nord d'Azla (27 / 11 / 2007).....	235
Figure III. 62	Évolution du trait de côte de la portion Sidi Abdeslam – Digue de Martil.....	236
Figure III. 63	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Sidi Abdeslam – Digue de Martil.....	237
Figure III. 64	Évolution du trait de côte de la portion Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh.....	237
Figure III. 65	Variations au niveau des embouchures de l'Oued Martil et l'Oued Maleh.....	238
Figure III. 66	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh.....	238
Figure III. 67	Évolution du trait de côte de la portion Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro...	239
Figure III. 68	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro.....	240
Figure III. 69	Pourcentages des secteurs côtiers en érosion, accrétion et stables de la portion Ras Mazari – Cap Negro, entre 1958 et 2007.....	240
Figure III. 70	Évolution du trait de côte de la portion port M'diq – port Kabila.....	241
Figure III. 71	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port M'diq – port Kabila.....	242
Figure III. 72	Évolution du trait de côte de la portion port Kabila - port Marina Smir.....	243
Figure III. 73	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port Kabila - port Marina Smir.....	244
Figure III. 74	Évolution du trait de côte de la portion port Marina Smir – Oued Negro.....	245
Figure III. 75	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port Marina Smir – Oued Negro.....	244
Figure III. 76	Retrait de l'embouchure de l'Oued Negro (estimé à 550 m) ; noter l'importance des barres en croissants sur la photographie aérienne, et qui favorisent la dissipation de l'énergie des houles.....	246
Figure III. 77	Évolution du trait de côte de la portion port Marina Oued Negro - Fnideq.....	246
Figure III. 78	Enrochements pour la protection de la corniche de Fnideq (cliché : 27/11/2007).....	247
Figure III. 79	Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Oued Negro - Fnideq.....	247
Figure III. 80	Pourcentages des secteurs côtiers de la portion M'diq - Fnideq, d'érosion, d'accrétion et stables entre 1958 et 2009.....	248
Figure III. 81	Emplacement des plages concernées par l'estimation du risque de disparition.....	250
Figure III. 82	Modélisation de la cinématique du trait de côte au niveau de la plage de Martil.....	251
Figure III. 83	Modélisation de la cinématique du trait de côte en face du Club-Med de Cabo Negro...	252

LISTE DES FIGURES

Figure III. 84	Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de M'diq.....	253
Figure III. 85	État actuel de la zone concernée par l'estimation de sa disparition d'ici 20 ans environ ; noter l'affleurement des rochers qui se trouvaient couverts de sables avant les derniers aménagements (cliché : 18/03/2009).....	253
Figure III. 86	Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Kabila.....	254
Figure III. 87	Destruction des dunes suite aux constructions au nord de Ksar Rimal.....	254
Figure III. 88	Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Ksar Rimal.....	255
Figure III. 89	Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage d'Al Andalus.....	255
Figure III. 90	Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Restinga.....	256
Figure III. 91	Photo montrant le risque de disparition de la plage du Club Med dans les quelques prochaines années (cliché : 27/11/2007).....	257
Figure III. 92	Modélisation de la cinématique du trait de côte d'un site au niveau de la plage de Yasmine Negro.....	257
Figure III. 93	Modélisation de la cinématique du trait de côte d'un site au niveau de la plage de Tres Piedras.....	258
Figure IV. 1	Action proposée au niveau du port Marina Smir (Anfuso et <i>al.</i> , 2007).....	278

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La zone côtière, constitue un milieu de grand intérêt environnemental et socio-économique. C'est là où le continent, l'hydrosphère l'atmosphère et la biosphère s'interfèrent donnant ainsi à cette étroite frange une situation unique spécialement complexe et diversifiée, caractérisée généralement par une haute énergie et une importante productivité.

L'homme s'est intéressé à la côte depuis l'antiquité pour des raisons diverses et qui diffèrent selon les régions et dans le temps. Ainsi, si nos ancêtres s'y sont installés pour des raisons militaire et de survie (pêche, transport maritime, agriculture, etc.), les populations modernes s'y dirigent en plus pour des activités infrastructurelles et récréatives (hôtels, immobiliers, réseaux routiers, etc.). L'ensemble de ces activités, souvent conflictuelles, influence l'évolution de cette côte en conditionnant, de manière directe ou indirecte, leur état hydrodynamique, sédimentaire et par conséquence morphologique ; cet effet anthropique s'ajoute à l'effet naturelle liée aux différents agents hydrodynamiques côtiers et à la remontée de niveau marin.

Problématique

De nos jours, les côtes, quelque soit leur type continuent de nous attirer et nous avons de plus en plus tendance à s'y installer. Environ 70% de la population mondiale vit à moins de 60 km des côtes et toutes les prévisions indiquent l'intensification de cette tendance, ainsi selon les Nations Unies (Barragan, 2004) la population qui habiterait la frange côtière pourrait dépasser les $\frac{3}{4}$ de la population mondiale d'ici 2020. Une telle pression démographique, accompagnée de l'importance des enjeux industriels et économiques associés, nécessite une prise de conscience de la fragilité des façades littorales. En effet, 80% du linéaire côtier mondial est en cours d'érosion à des taux de l'ordre du centimètre à la dizaine de mètres par an (Pilkey & Hume, 2001). A cet effet, l'homme est devenu un facteur de changement de ces côtes en conditionnant, parfois sans le savoir, leur état hydrodynamique, sédimentaire et morphologique, et delà augmenter les risques surtout ceux associés aux tempêtes. Et ce, sans prendre en compte le scénario d'un changement climatique, qui pourrait amplifier ces risques associés aux tempêtes par (i) l'augmentation de leur fréquence ou leur énergie (Günther *et al.*, 1998, Lozano *et al.*, 2004), et par (ii) l'élévation du niveau marin, et donc une augmentation des probabilités d'inondation et des dégâts générés (Nicholls *et al.*, 1999; Nicholls, 2002).

Cette mitigation de causes naturelles et anthropiques qui influent l'évolution des littoraux, malheureusement négative dans la majorité des cas, a poussé les professionnels à établir des études pour mieux comprendre le fonctionnement de ce système complexe et proposer d'éventuelles solutions prenant en considération la dimension environnementale.

Au Maroc

Avec deux façades maritimes, méditerranéenne et atlantique, d'une longueur totale de 3500 km environ, le littoral marocain est un secteur stratégique pour le pays et constitue un patrimoine de grande valeur qui recèle un potentiel biologique important, avec une faune et

flore riches et diversifiées. Cette côte se trouve très sollicitée pour son intérêt touristique et économique, ainsi la population littorale ne cesse de s'accroître, la pression urbaine y est considérable et plus spécialement dans la partie Nord Ouest du pays. Ainsi, après un développement historique tourné vers les villes de l'intérieur (Fès, Meknès et Marrakech), le Maroc connaît depuis plus d'une trentaine d'années une littoralisation rapide. Le littoral concentre aujourd'hui plus de 60% de la population urbaine, plus de 90% des unités industrielles et près de 70% des capacités hôtelières homologuées (AILM, 2006), de ce fait la pression sur le sol devient excessive entraînant ainsi une forte spéculation foncière, une urbanisation anarchique et delà une dégradation de ces zones côtières.

Une telle situation devrait être la raison principale pour gérer d'une manière adéquate cet espace en vue de sa protection. Or, le littoral marocain n'a fait l'objet de politiques environnementales que depuis quelques années, mais la planification reste déficitaire, la gestion polycéphalique et la législation peu spécifique.

Même si on assiste à un début de prise de conscience de ces enjeux ces dernières années, avec un certain nombre de priorités, le constat général laisse prévoir un scénario peu optimiste pour certaines zones déjà dégradées ou en cours de l'être. Cette situation peut devenir plus alarmante si on sait que ce littoral s'inscrit dans tous les programmes de développement du Maroc et surtout touristique. En effet la stratégie touristique ou « vision 2010 » vise à accueillir 10 millions de touristes par an d'ici 2013, prévoyant la construction de sept mégaresorts balnéaires répartis sur tout le littoral marocain, cinq au niveau des côtes atlantiques (Lixus à Larache, El Haouzia à El Jadida, Mogador à Essaouira, Taghazout à Agadir, Plage Blanche à Guelmim) et deux en méditerranée (Saïdia et Tamuda Bay concernée par cette étude). Ces grands complexes, dotés au minimum d'une capacité de 8000 lits, sont installés sur des sites à caractères naturels et patrimoniaux remarquables et donc doivent être étudiés à tous les niveaux, (impacts, retombées économiques, pression sur les cordons dunaires, pollution, etc.).

Pourquoi le choix de la zone d'étude ?

Le littoral Méditerranéen du Maroc, dans sa partie la plus occidentale entre Martil et Fnideq, se présente sous forme de côtes basses qui bordent des petites plaines côtières de plages sableuses et qui sont parmi les plus belles du rivage méditerranéen (Restinga, Smir, Martil).

Ces zones basses montrent la plus grande concentration urbaine, puisqu'elles agglomèrent trois centres urbains (Martil, M'diq et Fnideq) et les principales infrastructures socio-économiques et touristiques (complexes touristiques, ports de pêche et de plaisance etc.) (Figure 1). Pour faire face à cette pression constante, et au nom d'un principe d'équilibre, il faut concilier protection de l'environnement côtier et développement. Pour cela un ensemble d'études et d'analyses doivent être établies avant toute proposition d'aménagement ou de conservation.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'intérêt de l'espace auquel s'intéresse ce projet de thèse, la côte tétouanaise, est évident. Frontière entre le Maroc et l'Europe, cette zone est caractérisée par d'importants échanges, à caractères économique et démographique. En ce sens, tous les efforts qui se font pour comprendre la réalité, fort complexe, de ce milieu et intervenir pour améliorer sa fonctionnalité sont indispensables. En plus, cette zone montre un caractère stratégique incontournable pour tout programmes de développement du Maroc en général et de la région Nord en particulier.

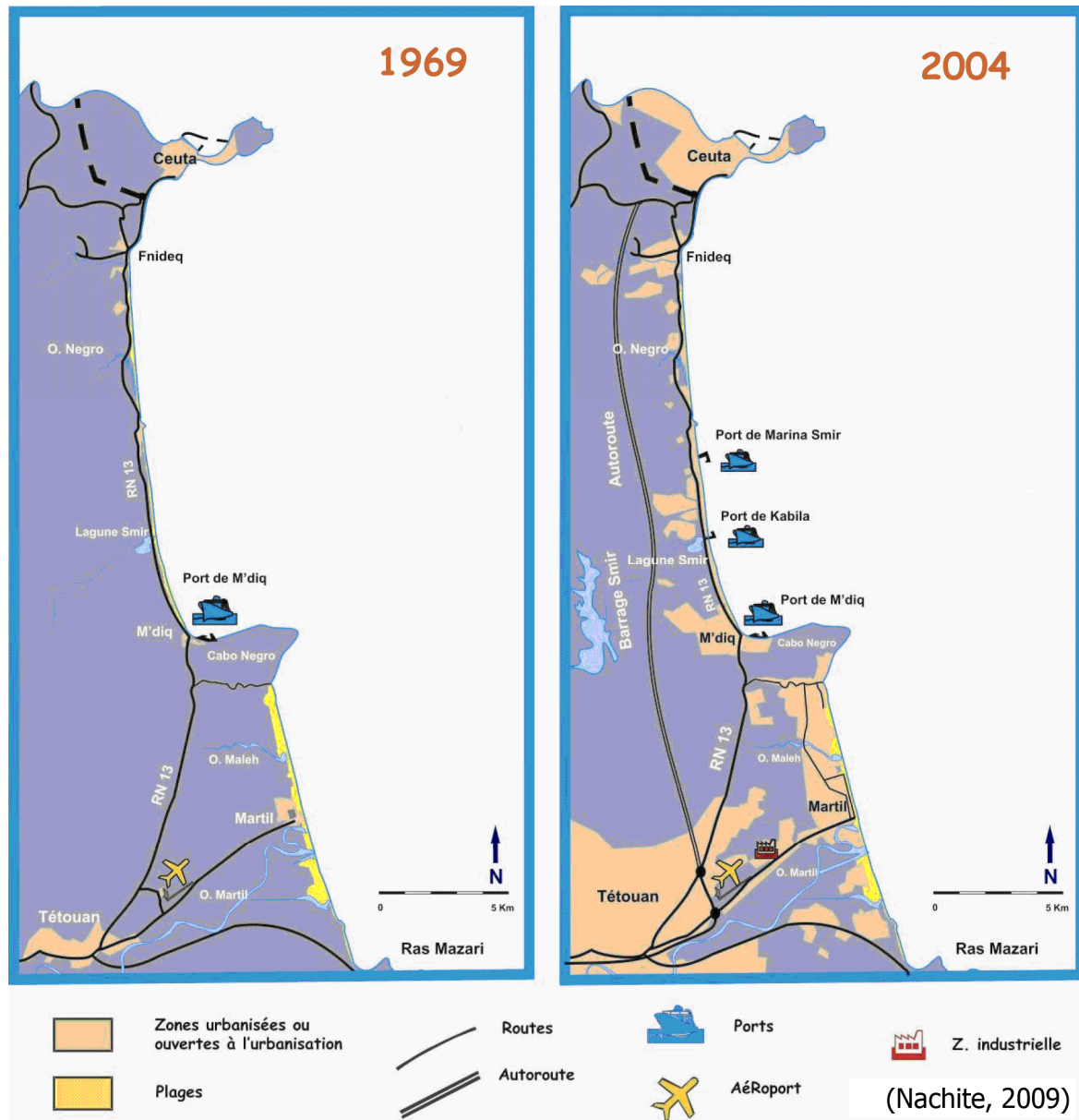


Figure 1. Évolution de l'occupation du sol au niveau du littoral tétouanais.

La population des centres littoraux de la Wilaya de Tétouan a connu une croissance démographique de 5,9% pour chaque année durant la période allant de 1994 à 2004 ; M'diq et Fnideq ont dépassé cette moyenne (6,2%). Les projections prévoient qu'entre 2004 et 2025 cette moyenne atteindrait 7% pour l'ensemble de ce littoral (Benavente et al., 2007). En plus, ces centres connaissent une augmentation extraordinaire de leur population en été vu leur vocation touristique, notamment au mois d'août.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Tableau 1. Historique du taux et de la vitesse de l'occupation de la bande côtière entre M'diq et Fnideq de 0 à 1km (Nachite, 2008).

<i>Année</i>	<i>Taux d'occupation</i>	<i>Période</i>	<i>Vitesse d'occupation</i>
1969	15,5 %	1969 – 1986	0,8 % / an
1986	27 %	1986 – 2004	3 % / an
1994	48 %	2004 – 2007	5% / an
2004	80 %	1969 - 2007 2% / an (moyenne)	
2007	95 %		

Il convient de prendre aussi en considération l'évolution de la ville de Tétouan qui, en raison de sa proximité géographique, au fond de la plaine maritime de Martil, participe pleinement aux processus côtiers. Elle a en effet connu une forte augmentation de sa population, qui a triplé entre 1971 et 2004, passant au cours de cette période de 101 352 à 320 539 habitants (Recensement Général de la Population et de l'Habitat, 2004).

Tableau 2. Population recensée et projections pour les communes littorales de Tamuda-Bay, Tétouan ville et Oued Lao.

	1994	2004	2010	2015	2020	2025
M'diq	21 093	36 596	44 030	66 339	79 588	89 238
Fnideq	34 486	53 559	72 335	87 480	104 016	100 080
Martil	23 143	39 011	61 013	80 190	96 136	116 760
Total zone d'étude	78 722	129 166	177 378	234 009	279 740	306 078
Oued Laou	7 575	8 383	17 612	21 141	27 580	35 028
Total littoral urbain	86 297	137 549	194 990	255 150	307 320	341 106
Tétouan (ville)	277 516	320 539	434 010	473 850	480 680	492 894
Total urbain	363 813	458 088	629 000	729 000	788 000	834 000
Total Rural	171 000	147 000	117 000	100 000	107 000	114 000
Total	534 813	605 088	746 000	829 000	895 000	948 000

Source: RGPH 2004 et CERED.

La côte comprise entre Sebta et Martil possède une économie essentiellement tournée vers les activités liées au tourisme : le bâtiment, l'extraction du sable des plages, l'intensité du trafic de passagers et de marchandises, et les produits de l'artisanat. On estime actuellement que pour chaque nouvel emploi directement lié au tourisme, un autre emploi est créé, indirectement, dans les secteurs d'«accompagnement». Cela concernerait à peu près 20% de la population active de la préfecture de M'diq-Fnideq (Bello et *al.*, 2006). Les projets touristiques, en cours ou programmés, prévoient la création de plus de 20 000 postes de travail, ce qui, selon l'estimation des autorités locales, amènerait la quasi disparition du chômage dans la zone (Bello et *al.*, 2006). Il faut évidemment considérer qu'une partie importante de cette activité professionnelle est seulement temporaire, mais également que les données officielles ne prennent pas en compte l'emploi «au noir» qui, d'ordinaire, est abondant dans ce secteur d'activité (Bello et *al.*, 2006 ; Nachite, 2010).

L'autre grand groupe d'activités correspond au secteur primaire. Pour plusieurs raisons (persistance des méthodes traditionnelles de production, régime de petites propriétés et exploitations dominantes de type familial), il occupe encore près du quart de la population active (22,5%), surtout à la périphérie de la zone d'étude (Bello et *al.*, 2006). Les exploitations

INTRODUCTION GÉNÉRALE

agricoles fonctionnent de manière quasi autarcique et, du fait de la nature des terrains, des techniques employées et de la taille réduite des parcelles, leur rendement est faible. La pêche revêt aussi une grande importance pour l'emploi, développée tout au long de la côte Tétouanaise, les prises sont débarquées dans le port de M'diq. Il faut ajouter à ces activités celles de l'élevage et de la sylviculture, bien qu'elles soient de moindre importance. À l'heure actuelle, et en partie étant donné l'aspect saisonnier de l'activité touristique, ce secteur représente pour beaucoup de foyers des rentrées supplémentaires et une façon de compléter l'ordinaire des revenus (Bello et *al.*, 2006). Il ne faut pas oublier de mentionner l'aquaculture, même si elle est encore dans une phase embryonnaire (seulement deux entreprises recensées).

L'activité industrielle est le secteur qui génère actuellement le plus d'emplois dans la région de Tanger-Tétouan (25% de la population active). A l'échelle de Tétouan, seule la zone industrielle de Tétouan-Martil offre des emplois (environ 7000 à 7500), mais, dans un avenir proche, de nouvelles zones sont susceptibles d'être créées en rapport avec les installations du nouveau port de Tanger-Méditerranée (TangerMed) (Bello et *al.*, 2006).

Tableau 3. Principaux usages et activités présents dans la zone d'étude et ses environs.

USAGES ET ACTIVITÉS		TYPE D'USAGE DE L'ESPACE LITTORAL
Types	Sous-types	
D'EXTRACTION	Animal : pêche	De leurs produits, leurs fonctions ou attributs
	Minéral : sable des plages	
D'AGRICULTURE	Végétal : agriculture et sylviculture	
	Animal : élevage et aquaculture	
DE LOISIRS ET TOURISME	Loisirs et détente	De son espace ou de l'eau comme support (de constructions ou rejets)
	Résidentiel touristique: villages de vacances ; résidences secondaires, ports de plaisance, camping	
DE RÉSIDENCE	Première résidence : villes de Martil, M'diq et Fnideq	
DE RELATION	Transport conventionnel (passagers et marchandises) : terrestre et maritime Communications: télécommunications Commerciales	
DE TRANSFORMATION	Artisanat, Industries de matériaux de construction, Industries "d'agglomération"	

Source: Bello et *al.*, 2006

Les activités commerciales, qui devraient davantage se développer, arrivent en 3^{ème} place, donnant des emplois à 17% de la population active. La création d'une Zone Franche Commerciale prévue pour le port Tanger-Med pourrait offrir 5000 postes d'emplois directs, dont 4500 seraient établis à Fnideq et 500 à M'diq. La vocation commerciale de Fnideq entrerait ainsi définitivement dans le circuit formel et l'économie organisée (Bello et *al.*, 2006).

Au total, il s'agit d'une économie très contrastée : d'une part, des activités quasi de subsistance, fondées sur des produits de saison et des espèces autochtones, avec un grand dévouement familial, une prédominance de petites exploitations, utilisant des techniques et un

capital très faible, peu productives et peu rentables, et, d'autre part, des activités touristiques récemment implantées, extrêmement dynamiques et dotées d'une forte capacité pour « configurer » le système socio-économique de la zone étudiée.

Depuis peu de temps, la route RN 13 reliant Tétouan à Sebta, parallèle à la côte, servait de ligne de démarcation entre les deux groupes d'activités qui viennent d'être mentionnées : celles liées au tourisme se développant principalement entre cette route et le bord de mer et celles agricoles s'étendant vers l'intérieur des terres. Cependant, au cours des dernières années, l'espace opposé à la mer, situé à l'ouest de la route, a été progressivement conquis par des complexes touristiques et des terrains de camping, qui ont remplacé les activités rurales traditionnelles. Cette situation de concurrence, voire de conflit, dans l'utilisation du sol bénéficie entièrement au développement touristique. L'amélioration des infrastructures routières, comme la mise à quatre voies de la route RN 13 ou la construction de l'autoroute Tétouan-Fnideq, est également un clair indicateur de cette évolution (Bello et *al.*, 2006).

Ainsi, l'ensemble des villes de la préfecture de M'diq-fnideq, toutes littorales, paraissent former une unité fonctionnelle avec la ville de Tétouan et sa périphérie rurale, une aire métropolitaine en puissance, dans laquelle les déplacements et les échanges de tous types (commerciaux, professionnels, culturels, de loisir ou éducatifs) s'effectuent de manière quotidienne. Tout cela est grandement facilité par la relative densité et l'état acceptable du réseau routier qui structure le territoire (Bello et *al.*, 2006).

Historique des travaux réalisés dans la zone d'étude

Donnée sa localisation stratégique, la région nord ouest du Maroc a fait objet de plusieurs travaux de recherche depuis le début du 20^{ème} siècle. Ces études ont été focalisées essentiellement à la géologie de la région, et dont on distingue le travail de (Gentil, L., & Boistel, A., 1905) publié dans la revue de l'Académie des Sciences de Paris " Sur l'existence d'un remarquable gisement Pliocène à Tétouan (Maroc)".

En ce qui concerne les travaux intéressants le domaine littoral de la région : géomorphologie, cartographie et processus côtiers, on cite la Thèse de Boughaba (1992) réalisée à l'Université de Nantes, et qui fut le premier à réaliser une caractérisation géomorphologique des plages sableuses du Tangérois, dont notre zone d'étude fait partie, avec une spéciale attention aux effets de l'intervention anthropique sur leur environnement. Depuis cette date, les études se succédaient, ainsi, à l'année suivante, (1993), il y avait la publication des Actes du symposium organisé en avril 1992 à Tétouan, Tanger et Rabat par le Comité National de Géographie du Maroc et la Commission de l'Environnement Côtier de l'Union Géographique Internationale, et dont plusieurs articles intéressaient le littoral de Tétouan de point de vue aménagement et impact sur la dynamique côtière (Jaaidi et *al.*, 1993) et aménagement touristique (Berriane, 1993). Le dernier travail recensé des années 90 du siècle précédent est celui de (El Moutchou, 1995), dans le cadre de sa Thèse d'Etudes Supérieures de Troisième Cycle, portant sur la dynamique côtière actuelle et évolution morphosédimentaire de la frange littorale méditerranéenne entre M'diq et Oued Laou (Région de Tétouan, Maroc Nord-Occidental).

Pendant Cette dernière décennies, et à cause de l'accélération des travaux d'aménagements et de constructions à un rythme frénétique, les études sur l'évolution et le fonctionnement des côtes tétouanaises se poursuivaient, la grande part de ces études a été réalisé grâce à la coopération entre le Laboratoire de Cartographie et de Gestion Environnementale et Marine (L.C.G.E.M.), UFR « Sciences de la Mer » de l'Université Abdelmalek Essaâdi, Faculté des Sciences de Tétouan dont le responsable et le Pr. Driss NACHITE, avec deux Universités étrangères, d'abord, avec le Groupe de Recherche sur la Planification et la Gestion Intégrée des Zones Côtières de l'Université de Cadix (Espagne) entre 2004 et 2006, puis avec le Laboratoire Géolittomer, pôle nantais de l'UMR 6554 Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique du CNRS à l'Université de Nantes dans la période (2006 – 2009), le fruit de ces coopérations est matérialisé dans plusieurs articles, chapitres de livres et communications dans des manifestations scientifiques nationales et internationales.

Enfin, on cite la Thèse d'Etat de Mme ; Saida Niazi soutenue en Juillet 2007, qui a adopté une approche basée sur un scénario prédictif de l'impact des changements climatiques et de l'élévation du niveau de la mer sur le littoral de Tétouan (Méditerranée occidentale du Maroc), en précisant les zones les plus vulnérables et en proposant des mesures d'adaptation.

Le présent manuscrit de Thèse vient compléter cet éventail, en adoptant une approche basée sur un monitoring de ce littoral à différents échèles spatio-temporelles, et un diagnostic de l'état passé des plages, leur constat actuel et les préventions futures, en précisant celles qui sont plus vulnérables.

Utilité de l'étude morphodynamique des côtes

La compréhension de la morphodynamique d'une plage est de grand intérêt, cette dernière entre en interaction avec les usages et les fonctions se développant au niveau de la zone côtière. On distingue 3 principaux types d'interactions, qu'elles soient naturelles, récréatives ou de protection (Valdemoro, 2005).

- ✓ L'interaction morphodynamique – fonction naturelle se manifeste en considérant la zone côtière comme étant le substrat sur lequel se développent les écosystèmes, sa paramétrisation se fait à base des processus physiques qui affectent la valeur naturelle considérée. Dans le cas de la zone d'étude par exemple, l'évolution du trait de côte et du régime des tempêtes entraîneraient des changements sur les zones humides telle que la lagune de Smir, au niveau de sa morphologie, sa superficie et des écosystèmes qui s'y développent.
- ✓ L'influence de la morphodynamique sur la fonction récréative consiste en la détermination de la capacité d'accueil d'une plage pour les usages touristiques. Les plages de notre secteur d'étude sont généralement étroites, surexploitées et ont un usage saisonnier. Ainsi, pour analyser cette variable, il est nécessaire de caractériser l'érosion des plages, l'impact des tempêtes et les fluctuations saisonnières de l'état des plages. L'influence des tempêtes se manifestera quand elles se produisent tardivement juste avant la saison touristique, en déterminant ainsi la superficie disponible pour

l'usage. En outre, l'évolution à long terme du trait de côte nous renseigne sur le devenir de certaines plages et des activités qui y sont liées.

- ✓ Finalement, l'influence de la morphodynamique sur la fonction de protection est de grande utilité notamment dans les côtes urbanisées comme le cas de notre zone d'étude, cette fonction consiste en la mesure de la capacité de dissipation de l'énergie des houles durant les périodes de tempêtes. Les variables clés sont l'agent déclencheur "tempête" et l'état des plages, qui peuvent être regroupées dans des indices exprimant la réponse des plages et les scénarios prévus. En effet, il existe une relation nette entre l'état morphodynamique d'une plage et sa vulnérabilité à l'érosion (Benavente et *al.*, 2002), ainsi, les paramètres morphodynamiques constituent une information basique pour la protection des zones côtières (régénération des plages, préservation, aménagement, etc., Anfuso et *al.*, 2001).

La réponse des plages aux tempêtes varie considérablement, et de ce fait, les infrastructures côtières seront affectées différemment selon la nature et les caractéristiques des plages sur lesquelles elles sont implantées ; pour cette raison, la prévention contre les tempêtes implique la connaissance de la distribution géographique des types des plages et la capacité de chaque plage à protéger son arrière pays et ses activités. Selon Brundsen & Moore 1999, les morphologies des plages les plus propices sont celles qui accomplissent les besoins fonctionnels du système. Dans ce cas, les structures côtières doivent s'adapter à l'état naturel des plages (Benavente et *al.*, 2002).

Objectifs et Méthodologie

Cette étude se fixe comme finalité la mise à la disposition des décideurs un ensemble de données relatives à la caractérisation morphodynamique, à l'évolution sédimentaire et du trait de côte, en précisant la vitesse de recul dans le cas des plages en érosion, et l'identification des risques générés par les tempêtes ; et enfin l'analyse des effets des aménagements entrepris sur cette portion du littoral et de proposer quelques recommandations d'intervention en vue de protection dans le cas des plages fortement menacées par l'érosion voir même la disparition. Pour cela, un certain nombre de buts sont à atteindre :

- ✓ Etude des principaux agents de la dynamique marine (houle, marée, courants).
- ✓ Mesure des variables morphologiques (forme, volume)
- ✓ Etude des variables sédimentologiques (textures, composition et transit sédimentaire)
- ✓ Etude et comparaison spatiotemporelle de toutes ces variables. Cette étude va permettre d'observer l'adaptation des plages aux différentes conditions énergétiques. Un modèle ou des modèles seront établis.

Parvenir à ces objectifs impose qu'une série de variables doit être mesurée et étudiée. Pour cela, on a adopté une méthodologie de travail en deux parties :

1- Méthode de travail sur le terrain à savoir :

- ✓ Réalisation systématique de profils topographiques à l'aide d'une Station Totale Électronique, à périodicité saisonnière et lors des tempêtes.
- ✓ Echantillonnage saisonnier des sédiments des plages.

2- Méthode de travail au laboratoire :

- ✓ Traitement des données des houles, des vents et des marées.
- ✓ Analyses cartographiques et d'images sur la base des documents photographiques et cartographiques anciens et récents.
- ✓ Etudes des variables et indices sédimentologiques, distributions granulométriques et calcul des divers paramètres. Analyses morphoscopiques et géochimiques. Le but est de caractériser les sédiments des plages sur le plan textural et d'obtenir des informations sur les conditions de transport et de dépôt. D'autres variables seront déterminées pour établir des modèles morphodynamiques.
- ✓ Etude des données morphologiques et calcul de pente des plages, volumes d'accumulation/érosion, détermination des volumes et leurs variations temporelles et établissement des balances sédimentaires.

L'ensemble de ces techniques peut être résumé dans le schéma (Figure 2) :

Ce travail rentre dans le cadre de la collaboration entre le Laboratoire de Cartographie et de Gestion Environnementale et Marine (L.C.G.E.M.), UFR « Sciences de la Mer » de l'Université Abdelmalek Essaâdi, Faculté des Sciences de Tétouan, Département de Géologie ; le Laboratoire Géolittomer, pôle nantais de l'UMR 6554 Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique du CNRS à l'Université de Nantes, et le Groupe de Recherche sur la Planification et la Gestion Intégrée des Zones Côtières de l'Université de Cadix (Espagne).

Il a bénéficié aussi du soutien financier et logistique de l'Agence Andalouse de Coopération Internationale dans le cadre du projet « Proposition d'actions pour le développement d'un Modèle de Gestion Intégrée au niveau de la côte marocaine entre Sebta et Cabo Negro » (AM3/ 04), et le Comité Mixte Interuniversitaire Franco-Marocain – Programme VOLUBILIS dans le cadre du projet d'Action Intégrée AI n° MA/ 06/ 159 « Les zones côtières du Rif septentrional aux portes de l'Europe : Outils d'analyse des ruptures spatiales et propositions de gestion pour une intégration des territoires ». En plus d'une bourse d'excellence accordée par le Centre National de Recherche Scientifique et Technique (CNRST) du Maroc.

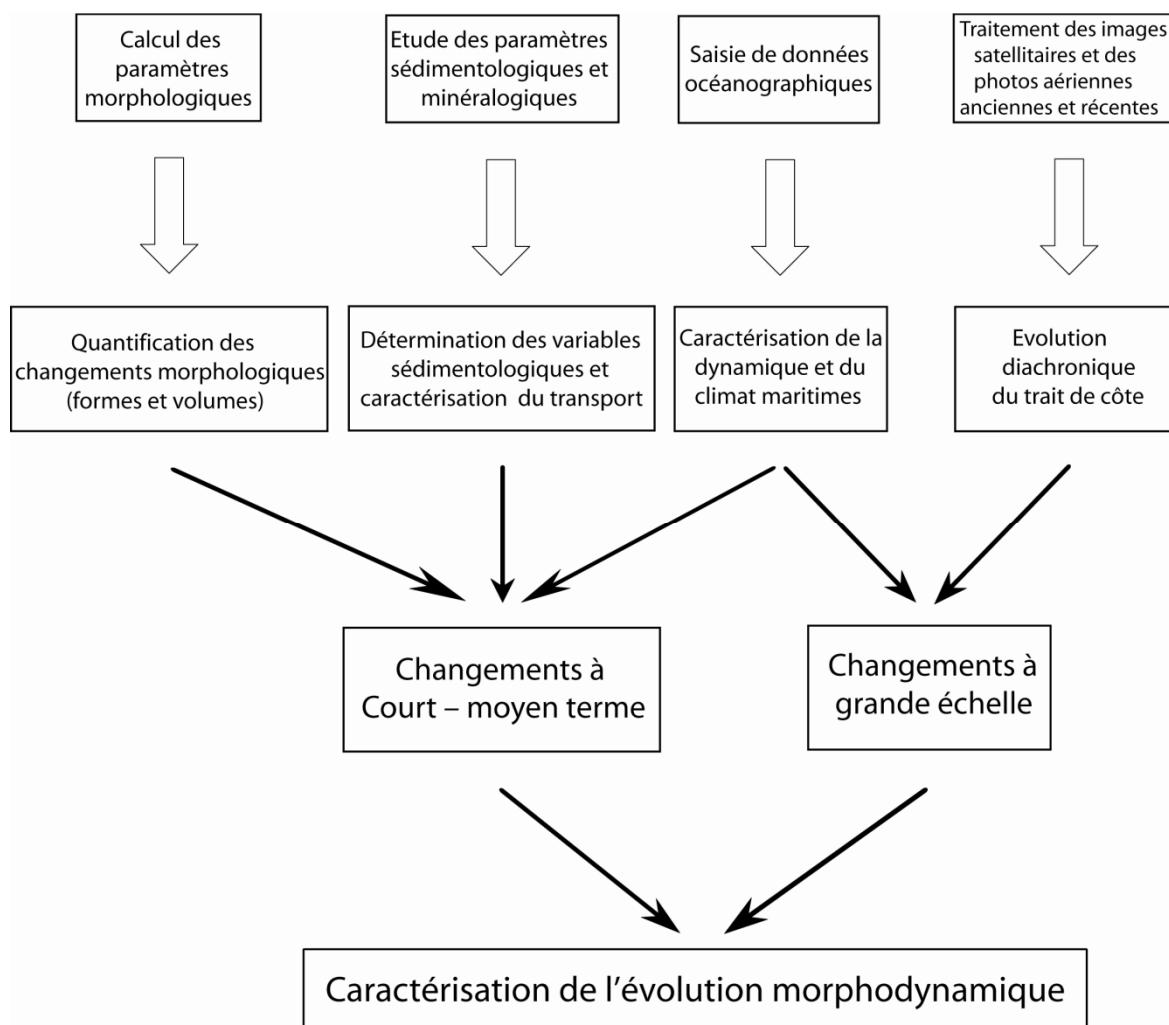


Figure 2. Plan de travail adopté.

Organisation du Manuscrit

Le présent manuscrit se subdivise en sept chapitres répartis sur trois parties, en plus d'une synthèse et conclusions générales et quelques recommandations :

- ✓ Le premier chapitre est consacré à l'exposition des notions sur la morphodynamique des plages et les différents processus impliqués à différents échèles spatio-temporelles, et les techniques appliquées dans de telles études, en se basant sur une recherche bibliographique riche et diversifiée.
- ✓ Dans le deuxième chapitre nous exposant les caractéristiques physico-naturelles de la zone d'étude des points de vue géologique, géomorphologique, hydrologique, climatique et dynamique marine.

Ces deux chapitres constituent la première partie intitulée "Contexte de l'étude".

- ✓ Les deux chapitres de la deuxième partie concernent la caractérisation des sédiments du littoral tétouanais. Ainsi, dans le premier chapitre, nous représentons les résultats d'une analyse granulométrique et géochimique des échantillons récoltés au niveau de

différents points le long du littoral étudié et au niveau des principaux cours d'eaux, le but est de caractériser le transport des matériaux et leurs milieux de dépôts, ainsi que les sources d'alimentation des plages en sédiments.

- ✓ Le second chapitre de cette partie a intéressé l'analyse granulométrique des sédiments récoltés en hiver et en été au niveau des cinq plages concernées par le suivi topographique saisonnier, certains paramètres granulométriques obtenus ont été incorporés dans des indices largement utilisés dans la caractérisation du comportement morphodynamique des plages sableuses.
- ✓ Dans le cinquième chapitre on expose avec détail les résultats du monitoring topographique des cinq plages choisies pour ce suivi, ainsi, on a pu établir un modèle de réponse de chaque plage selon les conditions hydrodynamiques, caractéristiques granulométriques et la morphologie général. En plus, on a donné des estimations des taux d'érosion et d'accrétion au niveau de chacune de ces plages pour chaque période du suivi.
- ✓ Dans le sixième chapitre nous présentant les résultats d'un suivi particulier de deux plages à caractères contrastés, et choisies en se basant sur les résultats du chapitre précédent, le but est la caractérisation de la réponse de ces plages à une tempête qui a affecté le littoral tétouanais, et d'estimer la côte d'inondation.
- ✓ Dans le dernier chapitre, nous exposons la technique suivie et les résultats de l'analyse multi-dates du trait de côte du littoral étudié. Ainsi, on a identifié différents secteurs à tendances différentes, en plus, on a réalisé une estimation des dates de disparition totale de certaines plages emblématiques fortement menacées.
- ✓ Finalement, nous résumons les résultats dans une synthèse et conclusions générales tirées de ce travail et leurs implications environnementales et socio-économiques, en plus, nous proposons quelques remèdes d'intervention dans le cas des secteurs qui présentent un risque de disparition à court-terme.

1^{ère} PARTIE

CONTEXTE DE L'ÉTUDE

CHAPITRE I

NOTIONS THÉORIQUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES ET LES DIFFÉRENTS PROCESSUS IMPLIQUÉS

Les zones côtières sont des environnements hautement dynamiques, leur morphologie est en perpétuelle évolution en réponse à plusieurs facteurs qui se combinent pour contribuer à ses changements physiques (Figure I. 1).

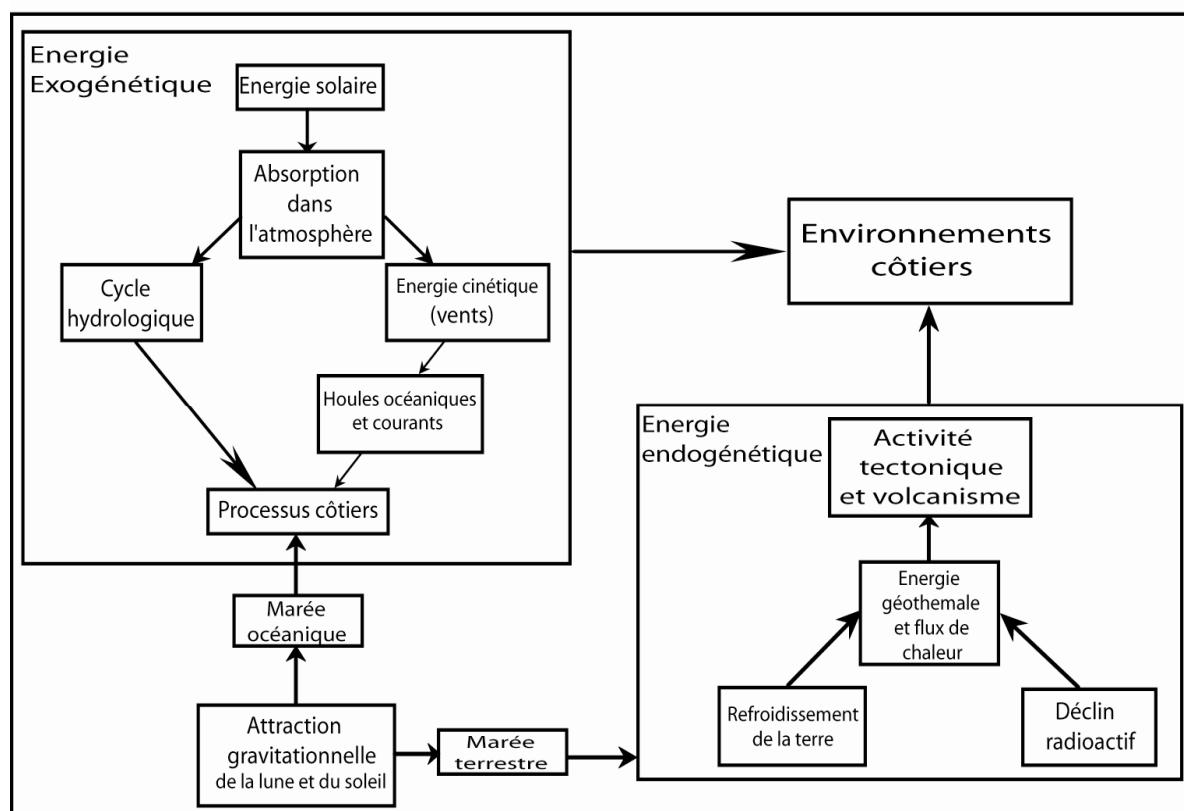


Figure I. 1 - Facteurs endogénétiques et exogénétiques et leur contribution dans l'évolution de l'environnement côtier (traduit de Haslett, 2000).

Il y a deux grands groupes de ces facteurs, le premier dit endogénétique, dont les moteurs principaux sont les réactions qui se passent à l'intérieur de la terre, notamment les activités radioactives, ainsi que l'activité géothermale et les courants de convection qui ont comme résultat une activité tectonique qui définit des zones de surélévation de la croûte terrestre formant des montagnes, et d'autres zones de subsidence, ces processus sont à l'origine d'une évolution dite à long terme des côtes.

Le second groupe est celui des facteurs exogénétiques, induits par l'énergie solaire et l'attraction gravitationnelle de la lune et du soleil. L'énergie solaire conditionne l'état de l'atmosphère et par conséquent le cycle hydrologique et le régime des vents, moteur principal des houles et des courants océaniques. L'attraction gravitationnelle de la lune et du soleil, quand à elle, détermine les courants de marées qui forment, avec les vents, les houles et les courants généraux, les agents hydrodynamiques qui sont à l'origine des variations à court et moyen termes des côtes.

La réponse morphologique des côtes à ces forçages diffère selon le type et la nature des roches qui la constituent, la taille des matériaux, l'héritage géologique, entre autres.

I CLASSIFICATION DES CÔTES

La classification des côtes reste difficile, et plusieurs fois confuse, vu la complexité des systèmes et des processus qui s'y déroulent. La majorité des tentatives prennent en considération des critères singuliers selon les domaines d'intérêt. Les classifications les plus simples sont basées sur l'observation de la morphologie et des phénomènes physiques, d'autres tiennent compte entre autres des conditions de formation et de leur évolution.

La classification basée sur la taille des matériaux composant les côtes est souvent utilisée pour sa simplicité, on distingue :

- Les côtes boueuses

Composées de sédiments inorganiques provenant essentiellement du continent et transportés par les fleuves, ils peuvent parvenir également de l'érosion des falaises ou du volcanisme, la taille moyenne des éléments constitutifs est inférieure à 63 microns. Leurs pentes sont généralement très douces et elles constituent des milieux de faible agitation, l'énergie des houles est absorbée par le comportement viscoélastique de la boue.

- Les côtes sableuses

Les vagues, travaillant sans relâche à modeler et à remodeler les rivages favorisent les dépôts dont la taille moyenne est comprise entre 63µm et 2mm constituant ainsi les plages sableuses; leurs morphologies sont très variables, elles peuvent constituer des plages linéaires, régulières avec généralement de faibles pentes, comme elles peuvent être escarpées, irrégulières et interrompues par des capes. La formation de ce type de plages est relativement récente (de l'ordre de quelques milliers d'années), lorsque la montée du niveau de la mer s'est ralentie. Les littoraux sableux représentent environ 34% du linéaire côtier mondial (Hardisty, 1994).

- Les côtes à graviers et galets

Elles constituent avec les côtes sableuses les plages, et se caractérisent par des dépôts grossiers, entre 2 et 256mm de diamètre en moyenne. Ces côtes sont généralement escarpées, irrégulières et abruptes, et se trouvent près des falaises érodées par les houles comme elles peuvent être d'origine glaciaire.

- Les côtes rocheuses et à falaises

Paskoff (1981) distingue entre côtes rocheuses basses et côtes à falaises : les côtes rocheuses basses, sans raidissement de la pente au contact de l'eau, sont constituées essentiellement de roches calcaires, alors que les falaises montrent une dénivellation à la rencontre de la terre et de la mer. Les matériaux peuvent être durs ou meubles et d'origines diverses : granite, basalte, argile, calcaire. Souvent, à la base de la falaise se trouve un banc rocheux plat et érodé qui

peut être nu (littoral érosif : les débris sont pulvérisés et entraînés au large) ou posséder une couche épaisse de matériaux grossiers (littoral d'accumulation).

II CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES

Plusieurs facteurs interviennent dans l'évolution de la morphologie des plages, ce qui rend difficile de l'exprimer exactement avec des formules mathématiques. En général, l'expression de ces variations se fait à l'aide de lois physiques connues, ou bien à l'aide de formules empiriques, établies à partir de mesures au laboratoire ou sur le terrain. (Landeira, 2005).

Parmi les principales difficultés de l'étude de la morphodynamique des plages, on cite : la détermination de l'échelle du temps de ces variations et la nature tridimensionnelle des processus physiques impliqués, et donc la nécessité de combiner les études analytiques classiques à une approche systémique.

L'intervention de l'homme dans ces espaces complique d'avantage cette tâche, il perturbe les flux d'énergie et d'éléments qui ont lieu au niveau de ces interfaces, et ainsi modifie la boucle *action-rétroaction* (Figure 1. 2).

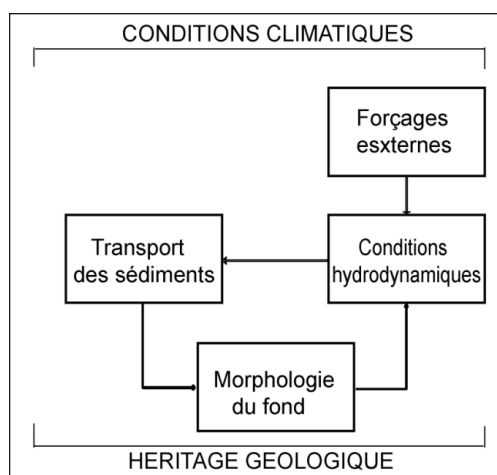


Figure I. 2 - Boucle de rétroaction morphodynamique.

II.1 Profil d'une plage sableuse

Pour subdiviser une plage plusieurs critères sont employés selon les objectifs qu'on veut atteindre. Nous avons adopté le critère le plus utilisé qui est celui des agents hydrodynamiques impliqués et leurs domaines d'action, notamment la marée qui permet de subdiviser les plages sableuses en plusieurs compartiments (Figure I. 3). Généralement, dans un profil idéal, on distingue trois grands domaines en fonction de leur situation par rapport au niveau de la mer : le domaine subtidal, le domaine intertidal et le domaine supratidal.

II.1.1 Le domaine subtidal

C'est le *Shoreface* des anglo-saxons, il correspond à la partie toujours immergée d'une plage, sa limite supérieure commence à partir des basses mers des vives-eaux (BMVE), alors que sa limite inférieure diffère selon les auteurs.

Cette zone est soumise à l'action des houles, des marées et des courants généraux, et c'est à ce niveau où se déroulent les phénomènes de *Shoaling*, réfraction et diffraction de la houle incidente. Elle montre des morphologies caractéristiques, notamment des barres longitudinales, des systèmes *ridge and runnel* et à une moindre mesure des *ripples marks*.

II.1.2 Le domaine intertidal (*foreshore*)

C'est la zone la plus dynamique d'une plage. Elle est délimitée par la marée et soumise à l'action des houles et par occasions des vents ; c'est à ce niveau qu'on assiste aux phénomènes de *surf* et de *swash* de la houle. On y rencontre souvent une multitude de microformes, des formes rythmiques, des escarpements et des barres de *swash*.

L'extension de cette zone varie suivant la pente et l'amplitude de la marée. Dans les environnements à marnage important, ce domaine peut être subdivisé lui-même en trois entités définies par les niveaux marégraphiques (Wright et al., 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Horn, 1993 ; Levoy, 1994.) :

- *La haute plage (Upper foreshore, high tidal zone)*

Entre le niveau moyen des pleines mers des mortes-eaux (PMME) et le niveau moyen des pleines mers des vives-eaux (PMVE), cette zone présente une plus forte pente qui décroît vers le large.

- *La moyenne plage (middle foreshore, mid tidal zone)*

Entre le niveau moyen des basses mers des mortes-eaux (BMME) et le niveau moyen des pleines mers des mortes-eaux (PMME).

- *La basse plage (lower foreshore, low tidal zone)*

Entre le niveau moyen des basses mers des vives-eaux (BMVE) et le niveau moyen des basses mers des mortes-eaux (BMME), cette zone peut être assimilée souvent à une terrasse plane (Horn, 1993 ; Levoy, 2000).

II.1.3 Le domaine supratidal (*Backshore*)

C'est la zone supérieure du profil d'une plage, elle n'est atteinte par l'eau que lors de fortes houles de tempêtes coïncidant avec des marées exceptionnelles. Au niveau des côtes rocheuses, cette zone comprend la falaise, tandis que pour les plages basses, elle comprend les dunes et la zone des marais. Cette zone est généralement plane et présente une légère pente vers le continent (Coastal Research Group, 1969).

1ère PARTIE - CONTEXTE DE L'ÉTUDE

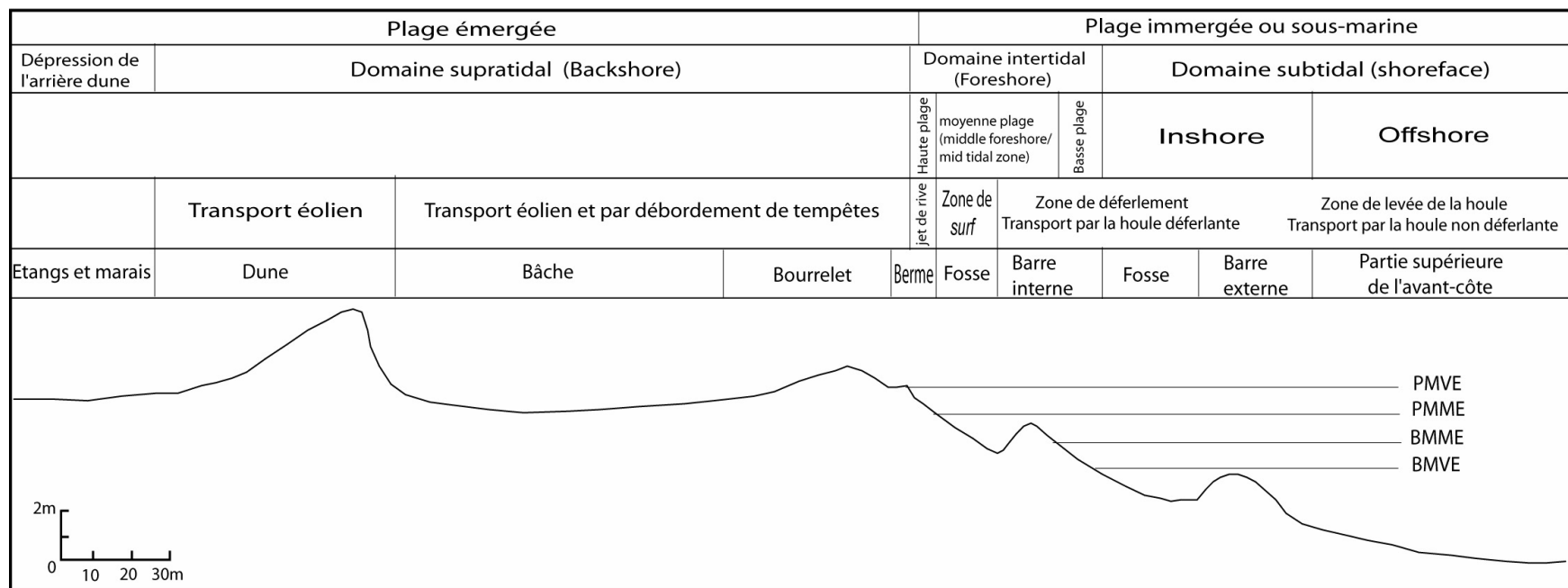


Figure I. 3 - Profil type d'une plage et ses différentes subdivisions (d'après Sabatier, 2001 ; complétée et adaptée).

Les formes qu'on trouve à ce niveau sont dues aux actions des vents et des houles, les premiers quand ils soufflent laissent des marques de déflation et apportent des matériaux qui se déposent à la rencontre de végétation formant ainsi les dunes.

II.2 Agents hydrodynamiques

Comme nous l'avons déjà mentionné, les zones côtières constituent des milieux hautement dynamiques, leur comportement dépend fortement des énergies apportées par les processus hydrodynamiques, dont : le vent, la houle, la marée et les courants.

II.2.1 Les vents

L'action du vent au niveau des littoraux peut se produire de deux manières ;

- directe, en déplaçant les sédiments sur les zones émergées (transport éolien), qui peut mobiliser des masses de sables importantes estimées à plus de $160\text{m}^3/\text{m}/\text{an}$ dans des secteurs particulièrement vulnérables comme le littoral Sud du Maroc dans la région de Laâyoune (Migniot, 1990).
- indirecte, en agissant sur la masse d'eau. En effet, le vent est responsable de la génération des houles et des mers de vent, soufflant du côté océan, est à l'origine des surcotes (élévation du niveau d'eau), il en résulte en plus un courant de fond dit de compensation dirigé vers le large (*downwelling*) qui peut être en partie responsable de l'érosion des fonds durant les périodes de tempêtes (Héquette & Hill, 1993). Quand au vent qui souffle du côté continent, les eaux de surface sont repoussées vers le large (décote), il en résulte alors un courant du fond de compensation dirigé vers le continent et qui remonte à la côte (*upwelling*) (Figure 1. 4).

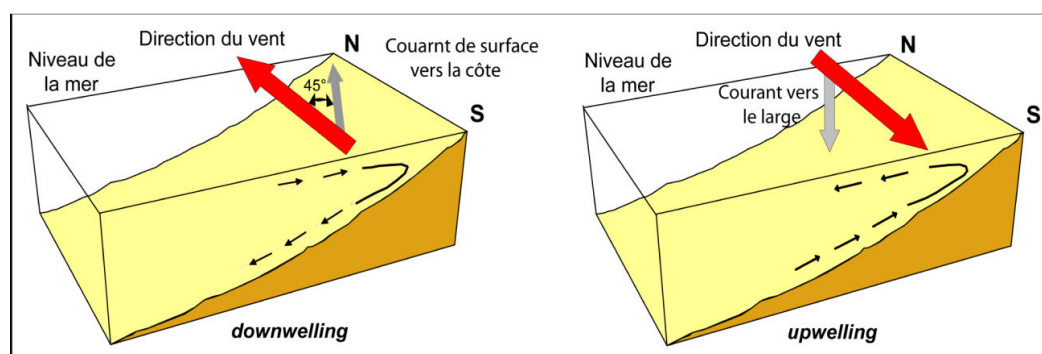


Figure 1. 4 - Formations des upwellings et des downwellings induits par le vent. Normalement, il y a une déviation des courants de surface créés par les vents en fonction de la force Coriolis (Spirale d'Ekman).

D'après différentes mesures faites par le L.C.H.F. le long des côtes du Maroc et de Tunisie, on peut admettre que la vitesse moyenne des courants côtiers est égale à 2,5 à 3 % de la vitesse du vent soufflant au-dessus de la zone considérée. Avec des vents modérés, les vitesses moyennes de déplacement des masses d'eau sont de l'ordre de 0,15 à 0,20 m/s à mi-profondeur.

II.2.2 Les houles

La houle est sans doute le facteur le plus important dans la morphogénèse de la majorité des littoraux du monde. C'est un mouvement ondulatoire qui se propage à la surface de l'eau vers les côtes selon l'équation :

$$\eta(t) = A \cos(kx - \omega t)$$

Elle est définie par :

La hauteur (H) : correspondant à la distance verticale entre une crête et un creux.

L'amplitude $(A = \frac{H}{2})$.

La période (T) : correspondant au temps couru entre deux crêtes ou deux creux successifs.

La longueur d'onde, λ , correspondant à la distance horizontale entre deux crêtes ou deux creux successives, au large :

$$\left(\lambda = \frac{gT^2}{2\pi}\right) \quad \text{Eq. I.1}$$

Avec : g est l'accélération de la pesanteur.

La fréquence angulaire :

$$\left(\omega = \frac{2\pi}{T}\right) \quad \text{Eq. I.2}$$

La direction de propagation.

Le nombre d'ondes :

$$\left(K = \frac{2\pi}{\lambda}\right) \quad \text{Eq. I.3}$$

La célérité c, au large :

$$\left(c = \frac{gT}{2\pi}\right) \quad \text{Eq. I.4}$$

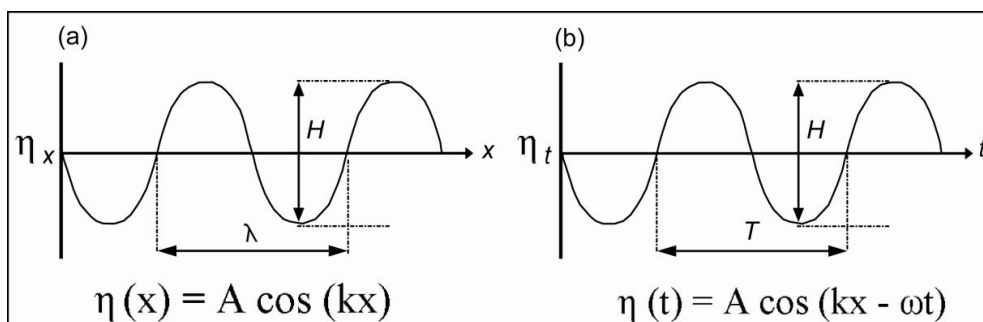


Figure I.5 - Paramètres caractéristiques d'une houle. (a) paramètres spatiaux. (b) paramètres temporels (d'après Dehouck, 2006).

La formation des houles est à relier au champ d'action des vents (*fetch*) (Figure I. 6), à leur intensité et leur durée. Généralement, les vents venant du continent ont un *fetch* limité, et par conséquent leur capacité à générer des houles est réduite, par contre, les vents venant de la mer ont le rôle le plus important dans la génération des houles vue l'importance de leur *fetch*.

La majorité des auteurs décrivent deux types de houles (Anfuso, 2001) :

- mer de fond (*swell waves*) : des houles ayant une hauteur basse plus au moins constante, une grande longueur d'onde et une grande continuité latérale avec une crête plus au moins bombée. Elles sont généralement plus abondantes en été et se propagent en dehors de la zone où elles ont été générées.
- mer de vent (*sea waves*) : générée par l'influence du vent au niveau de la zone de la propagation des houles, celles-ci présentent des hauteurs plus importantes et irrégulières, une petite longueur d'onde et des crêtes de forme affilée, elles sont prédominantes en hiver et sont souvent associées aux tempêtes.

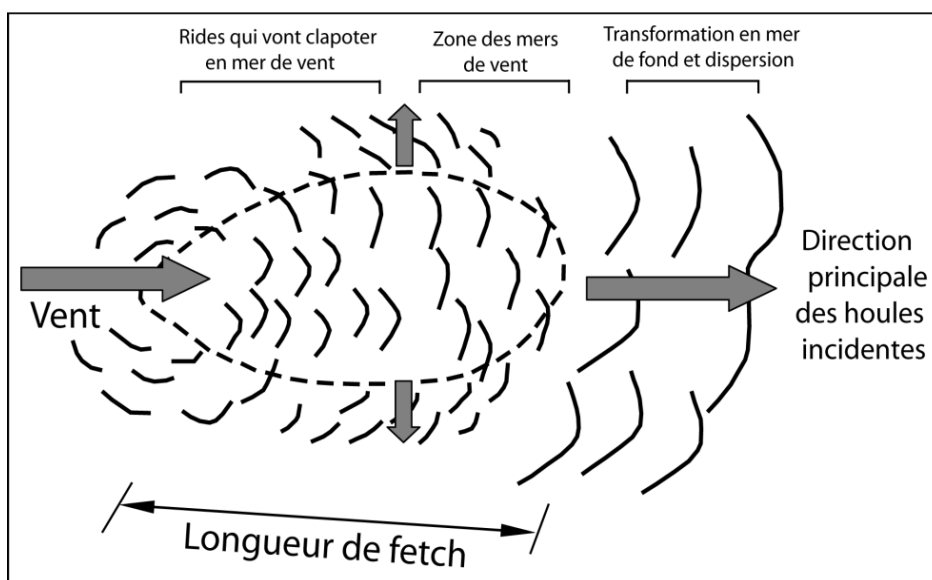


Figure I. 6 - Génération et transformations des houles au niveau de la zone de fetch.

Les houles ayant une plus grande longueur d'onde (λ) et une grande période se propagent plus rapidement (Equations I. 1 et I. 4), elles sont les premières à atteindre les côtes exposées aux vagues océaniques, alors que celles ayant une longueur d'onde courte se dissipent rapidement, en Méditerranée par exemple, la distance de propagation est trop courte pour disperser suffisamment les trains d'onde. Au fur et à mesure de leur propagation, les houles vont s'allonger (augmentation de la période T et de la longueur d'onde λ), c'est pourquoi on rencontre les houles les plus longues dans les plus vastes océans (Castelle, 2004).

La relation de dispersion des houles s'exprime :

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad \text{Eq. I. 5}$$

On peut l'exprimer également :

$$\lambda = \tan d(kd) \frac{gT^2}{2\pi} \quad \text{Eq. I. 6}$$

Avec : d = la profondeur locale des eaux.

- En eaux profondes ($d/\lambda > 0,5$), les particules d'eau ont un mouvement circulaire, théoriquement, il n'y a pas un transport de matière, mais l'énergie accompagne la houle dans sa propagation « *oscillatory waves* ».
- En eaux de profondeur intermédiaire ($0,05 < d / \lambda < 0,5$), l'équation des caractéristiques de la houle s'écrit donc selon la formule (I. 6), le mouvement des particules d'eau devient elliptique, le grand axe de l'ellipse étant parallèle au fond et le courant peut transporter la matière en plus de l'énergie « *translatory wave* ».
- En s'approchant du rivage (Figure I. 7), les particules d'eau subissent le frottement des fonds et leur mouvement continue de s'aplanir de plus en plus jusqu'à devenir un mouvement horizontal de va et vient en zone côtière ($d / \lambda < 0,05$).

Où :

$$\lambda = T \sqrt{gd} \quad \text{Eq. I. 7}$$

et

$$c = \sqrt{gd} \quad \text{Eq. I. 8}$$

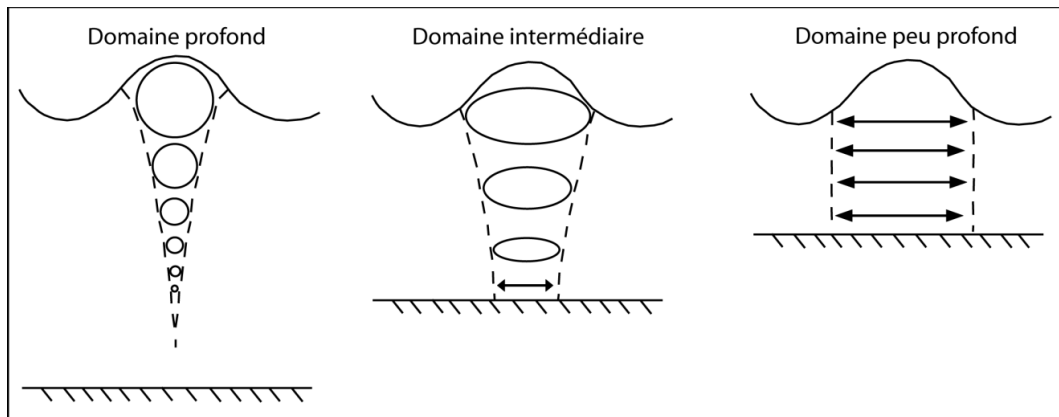


Figure I. 7 - Mouvement des particules d'eau forcé par les vagues : en domaine profond, mouvement circulaire ; en domaine intermédiaire, mouvement elliptique ; en domaine peu profond, mouvements transversaux (d'après Masselink & Hughes, 2003 ; modifié par Dehouk, 2006).

II.2.2.1 Les modifications subies par la houle à l'approche du rivage

La houle, au fur et à mesure qu'elle s'approche du rivage, subit des modifications tant au niveau de son plan que de son corps.

II.2.2.1.1 Le levée de la houle « shoaling »

L'effet du fond sur la houle incidente se traduit par une diminution de la célérité de propagation et de la longueur d'onde de celle-ci, alors que la période et l'énergie restent constantes. Pour compenser ce ralentissement la hauteur augmente et on a donc une augmentation de cambrure (H/λ) s'accompagnant d'une augmentation d'asymétrie dans le mouvement des particules d'eau, la vitesse des crêtes devient alors plus importante que celle des creux ce qui contribue au transport des matériaux vers la plage.

La dissipation de l'énergie de la houle par frottement sur le fond est d'autant plus grande que le plateau continental est large, avec une pente douce et qu'il présente des figures sédimentaires.

II.2.2.1.2 La réfraction

La réfraction peut être définie comme étant une adaptation de la ligne des crêtes des houles incidentes à la bathymétrie, d'après l'équation (I. 8), la vitesse de la houle diminue avec la profondeur, il en résulte une modification de la direction de propagation, les lignes des crêtes tendent à rester parallèles aux isobathes. Les orthogonales, lignes normales aux lignes des crêtes, indiquent les directions de propagation des houles et montrent qu'au niveau de bas-fonds les houles tendent à diverger, tandis qu'elles convergent au niveau des hauts-fonds ou à la rencontre d'un cap par exemple (Figure I. 8). Ainsi, l'effet érosif est plus notable au niveau des hauts fonds et caps, alors qu'au niveau des baies on note plus une dissipation de l'énergie des houles. Dans le cas des bathymétries irrégulières la réfraction devient complexe avec une grande variabilité dans les hauteurs des houles et de leurs énergies.

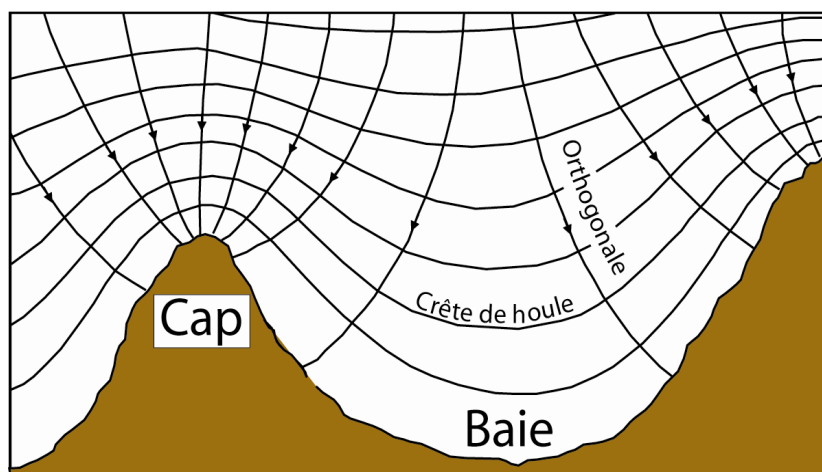


Figure I. 8 - Illustration théorique du phénomène de la réfraction des houles incidentes.

II.2.2.1.3 La diffraction

A la rencontre d'un obstacle (brise-lame, cap, île, ...), la houle le contourne, ce processus se traduit par une diminution de la hauteur de la vague dû au transfert latéral d'énergie quand celle-ci passe à la zone d'ombre (Figure 1. 9).

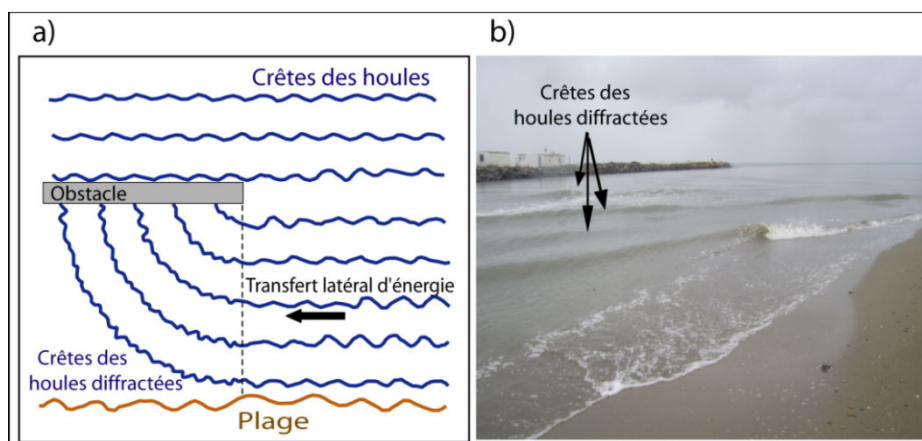


Figure 1. 9 - Illustration du phénomène de diffraction : a) Schématisation théorique ; b) au niveau de l'embouchure de l'oued Martil (22 /10/2008).

II.2.2.1.4 Le déferlement

C'est un phénomène particulièrement complexe, les houles deviennent fortement asymétriques, la cambrure augmente et on note une différence entre les vitesses du front et de l'aval de la vague (la vitesse de la crête de la vague dépasse la vitesse de phase de l'onde). Elle perd ainsi son équilibre et termine par briser en libérant une grande quantité d'énergie, ce qui engendre une turbulence importante avec des mélanges d'eau, d'air et de sédiment, il en résulte alors des courants secondaires et de nombreux corps et formes sédimentaires.

Généralement, on distingue quatre types de déferlement selon la pente locale du fond et la cambrure de la houle : glissant « *spilling* », plongeant « *plunging* », à effondrement « *collapsing* » et frontal « *surging* ».

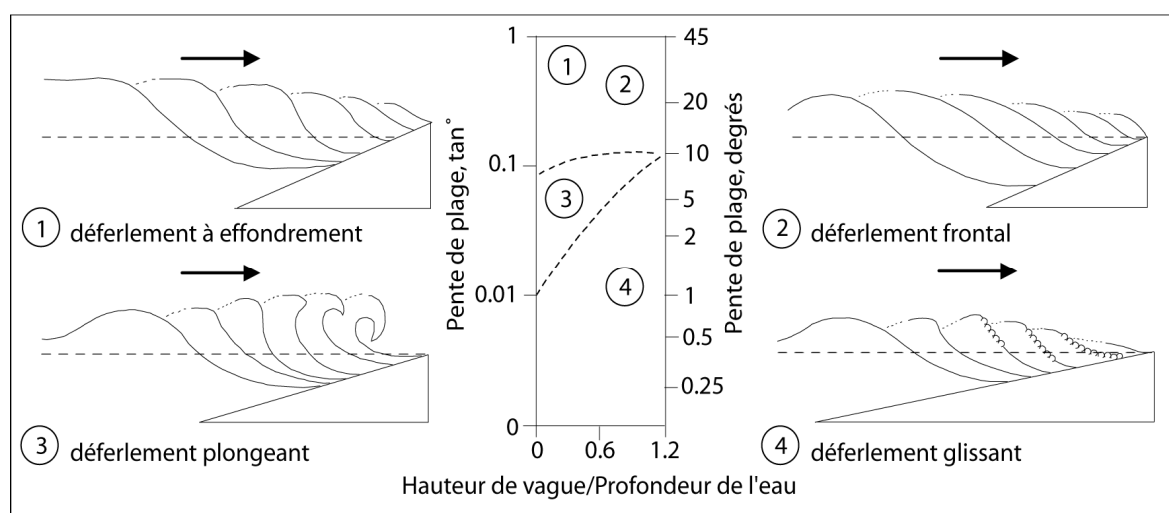


Figure 1. 10 - Différents types de déferlement en fonction de la hauteur de la houle, profondeur de l'eau et la pente de plage (d'après Briggs et al., 1997 ; modifiée).

Plusieurs auteurs ont tenté d'établir des équations reliant les paramètres de la houle et la pente du fond, les plus utilisées sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau I. 1 - Type de déferlement en fonction des caractéristiques de la houle et de la pente.

Indices	Glissant/Plongeant	Plongeant/Frontal	Références
Coefficient de déferlement $B_0 = \frac{H_\infty}{L_\infty \beta^2}$	10^2	10^{-3}	Galvin (1968, 1972)
Nombre d'Iribarren $\zeta_b = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}}$	10^{-1}	10^1	Iribarren & Nogales (1949) ; Battjes (1974)
Différence de phase $P_t = \frac{t_{up}}{T}$	1.3	1.7	Kemp (1960, 1975) ; Kemp & Plinston (1968, 1974)
Paramètre d'échelonnement de la barre $\varepsilon = \frac{H_b \omega^2}{2g \tan^2 \beta}$	Elevé	Faible	Guza & Bowen (1975) ; Guza & Inman (1975)
Indice de réflectivité $\varepsilon_r = 1/\varepsilon$	Faible	Elevé	Huntley & Bowen (1975) ; Guza & Bowen (1977)

II.2.2.1.5 La réflexion

C'est la transformation d'une partie de la houle incidente en une houle réfléchi au niveau des structures dures, qu'elles soient naturelles (falaises) ou anthropiques (murs de protection) ou bien des plages très pentues. Souvent, la houle réfléchi entre en interaction avec une autre houle incidente, leurs hauteurs se rajoutent, il en résulte dans la zone de leur intersection des vagues plus hautes avec des creux plus importants, ce qui accentue d'avantage l'érosion et le danger de navigation au niveau des ports.

En plus de la pente, le coefficient de réflexion dépend également de la perméabilité des sédiments de la plage, les fonds perméables absorbent d'avantage l'énergie des houles et il y aura moins d'énergie réfléchi par conséquence.

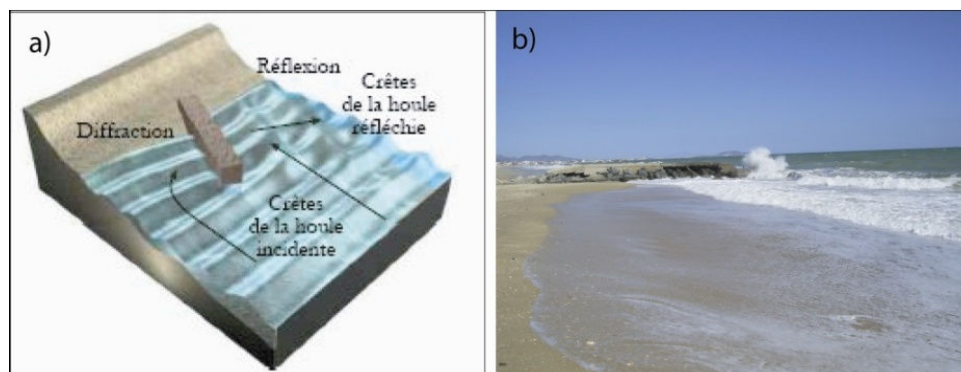


Figure I. 11 - Réflexion de la houle incidente à la rencontre d'un épi, la direction de réflexion fait avec la perpendiculaire à l'obstacle un angle égal à l'angle d'incidence : a) Schématisation théorique ; b) au niveau de la plage de Ksar Rimal (06/03/2008).

II.2.2.1.6 La dissipation de l'énergie des houles

Le premier phénomène contribuant à la dissipation de l'énergie des houles et le frottement sur le fond, le coefficient de friction dépend de : la pente et la rugosité des fonds, la présence de végétation, la taille des sédiments, la profondeur d'eau locale, la hauteur de la vague et les interactions avec les courants.

Raubenheimer et *al.* (1996) ont montré d'après des expériences au laboratoire et sur terrain que la hauteur relative des houles ($\gamma = H_s/d$ avec H_s : hauteur significative des houles) augmente avec des pentes plus prononcées et des hauteurs locales d'eau décroissantes selon une relation linéaire entre γ et β/kd (Figure I. 12).

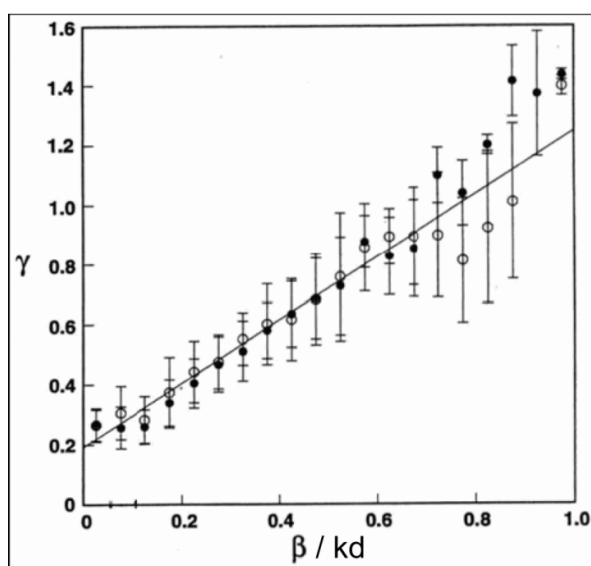


Figure I. 12 - Relation entre la hauteur relative des vagues et la pente de la plage (d'après Raubenheimer et *al.*, 1996).

Le paramètre β/kd est calculé en utilisant la pente locale de la plage associée à une longueur d'onde caractéristique. Il s'agit de la pente moyenne sur laquelle s'est propagée une longueur d'onde caractéristique (λ_c) mesurée par un capteur.

II.2.2.2 Les vagues du Tsunami

Les vagues de tsunami sont générées selon différents mécanismes, elles peuvent être associées aux séismes, aux glissements sous-marins, à l'activité volcanique et à l'impact des astéroïdes. Parfois, l'homme peut générer ce type d'ondes par des explosions sous marines ou des tests nucléaires.

Ces vagues sont très dangereuses puisqu'elles apparaissent soudainement sans alarmes préalables et causent d'importants dégâts aux zones côtières affectées. Au large, le tsunami apparaît comme une houle de vent normale, avec une hauteur ne dépassant pas 1m. Cependant, la longueur d'onde est extrêmement importante et dépasse 500km, alors que celle des houles normales est aux alentours de 100m, ces vagues se propagent à très grandes

vitesses. Summerfield (1991) a estimé une vitesse de 600 km.h^{-1} , à une profondeur de 3000m, et sont donc capables de traverser de larges océans dans un temps relativement court.

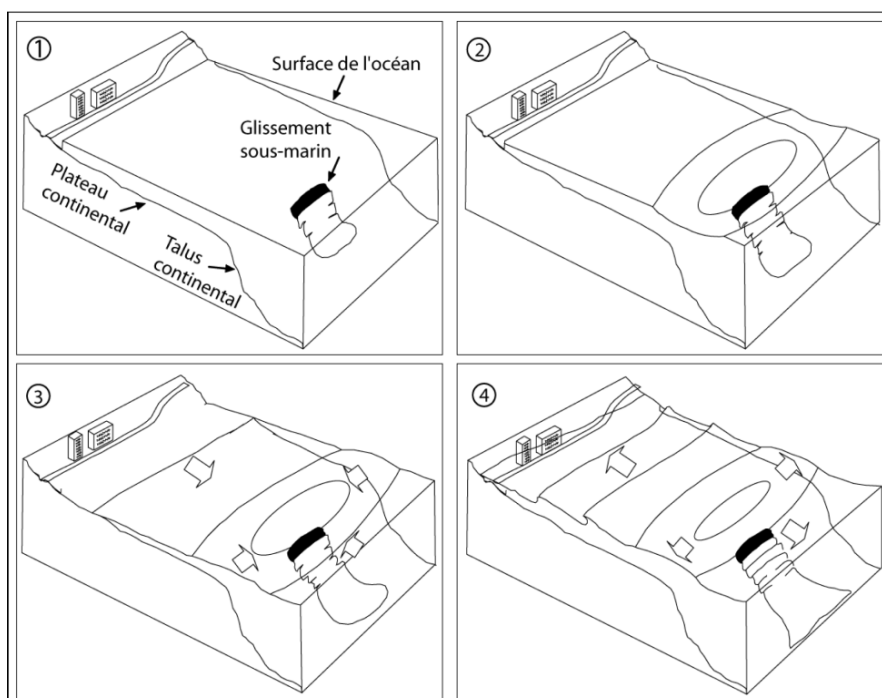


Figure 1.13 - Génération de Tsunami à partir d'un glissement sous-marin : 1- glissement sous-marin ; 2- formation d'une dépression au niveau de la surface de l'océan ; 3- concentration des flux d'eau vers la dépression ; 4- formation et propagation des houles de tsunami (d'après Haslett, 2000 ; modifiée).

Comme toutes les houles, quand le tsunami atteint le plateau continental, sa vitesse diminue et sa hauteur augmente pour atteindre des dizaines de mètres. Quand c'est le creux de la vague qui atteint la côte premièrement, il se produit le phénomène de « *drawdown* », le niveau de mer recule considérablement, ce recule est immédiatement suivi de l'arrivée de la crête de la vague. Dans le cas contraire, quand la crête arrive la première, le niveau de la mer augmente et se produit donc le phénomène de « *run-up* », l'eau peut pénétrer des centaines de mètres dans le continent, ces eaux peuvent être très destructrices.

A cause de leur grande période, il faut quelques heures pour que deux crêtes successives atteignent la côte.

II.2.2.3 Les courants induits par la houle et formes engendrées

Au niveau des zones côtières, la houle incidente est à l'origine d'une série de courants qu'on peut regrouper en trois grands groupes : les courants longitudinaux, les courants transversaux et les courants sagittaux.

Ces courants sont capables de mobiliser les sédiments, si leur force est suffisante, et jouent donc un rôle primordial au niveau du façonnement de certaines formes qu'on rencontre au niveau des côtes.

II.2.2.3.1 Courants transversaux « cross-shore currents »

Pendant le « *shoaling* », la vitesse de l'eau près de la crête est plus importante qu'au niveau de son creux, il en résulte au niveau de la zone de déferlement la libération de l'énergie de la houle incidente dirigée vers le continent, et par conséquent la création d'un courant de compensation près du fond dit également de retour « *undertow* » orienté vers le large. L'intensité du courant est corrélée à l'énergie de la houle incidente (Greenwood & Osborne, 1990). Elle est maximale au milieu de la zone de déferlement (Masselink & Black, 1995) et décroît progressivement vers le large. Par ailleurs, plusieurs auteurs (Greenwood & Osborne, 1990 ; Black & Rosenberg, 1991) indiquent qu'il existe une distribution verticale du courant de retour, une vitesse maximale près du fond et décroît progressivement en montant dans la colonne d'eau.

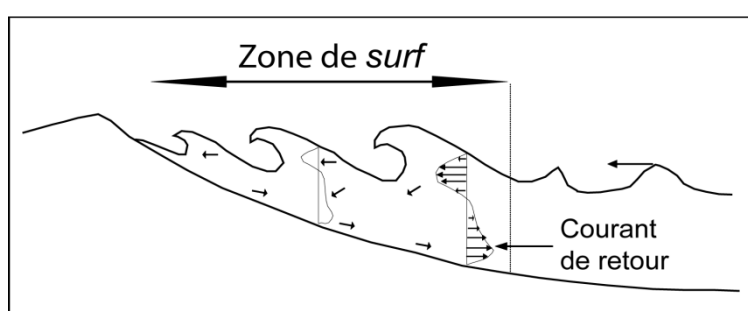


Figure I. 14 - Schématisation du courant de retour et de sa structure verticale.

Ce courant est responsable de la formation des barres sableuses et de leur migration en période de tempêtes et par conséquent contribue à l'évolution du profil de la plage (Greenwood & Osborne, 1991 ; Putrevu & Svendsen, 1993).

II.2.2.3.2 Courants longitudinaux « longshore currents »

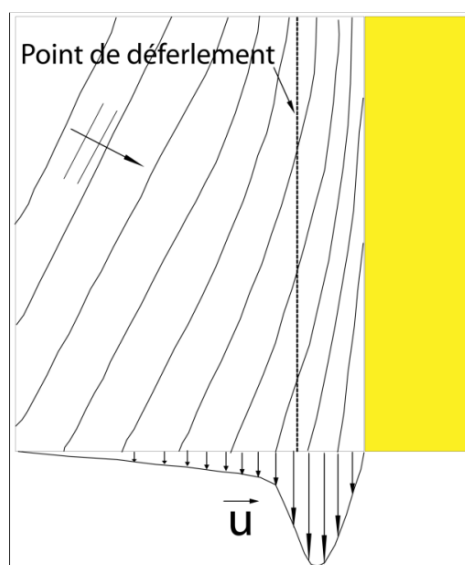


Figure I. 15 - Schématisation de la structure du courant de dérive induit par une houle oblique (d'après *Castelle, 2004*).

C'est un courant qui a lieu quand les houles arrivent avec un certain angle d'obliquité à la côte, il est nommé également courant de dérive. Il joue un rôle important dans la redistribution des sédiments le long du littoral, il peut transporter de grandes quantités de charges solides sur plusieurs dizaines voir plusieurs centaines de kilomètres. Son intensité est maximale derrière le point de déferlement (Castelle, 2004).

Ce courant peut être généré également à cause d'un changement latéral dans les hauteurs des houles incidentes (Benavente, 2000). Le vent, quand il souffle parallèle à la côte, peut générer, intensifié ou contrecarrer ce courant.

Le courant de dérive littoral est responsable de la majorité des cas d'érosion ou d'accrétion.

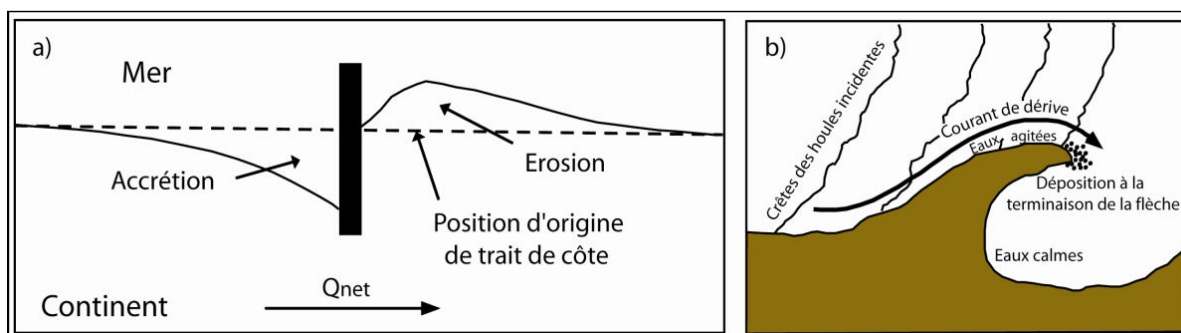


Figure I. 16 - Évolution du rivage sous l'action du courant de dérive littoral ; a) au niveau d'un épi ; b) au niveau d'une flèche littorale.

De même, au niveau d'une zone où on a la convergence de deux courants opposés on observe un engraissement et vice versa.

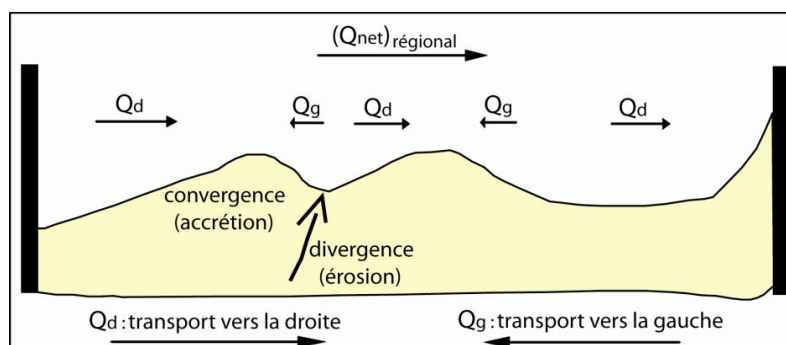


Figure I. 17 - Engraissement ou érosion causés par la convergence ou la divergence de deux courants de dérive littorale opposés.

II.2.2.3.3 Courants sagittaux « rip currents »

Les « rip currents » sont probablement les courants les plus observables au niveau du *nearshore*, ils sont souvent confondus avec l'« undertow ». Ces courants sont très intenses et prennent la forme d'un ensemble de cellules circulatoires d'eau et de sédiments, ils peuvent atteindre des vitesses moyennes de 1 m/s et des vitesses instantanées de 2 m/s (Wright & Short, 1984 ; Short & Hogan, 1994 ; Aagaard *et al.*, 1997 ; MacMahan *et al.*, 2006).

Quand les houles déferlent au niveau d'une plage qui présente des structures sédimentaires tridimensionnelles ou bien des structures anthropiques comme les jetées, il se crée une interaction complexe entre les vagues déferlantes, la compensation par un courant de retour aura lieu de préférence au niveau des chenaux ou bien des zones basses sous forme de deux courants symétriques parallèles à la côte qui forment des cellules circulatoires dirigées vers le large.

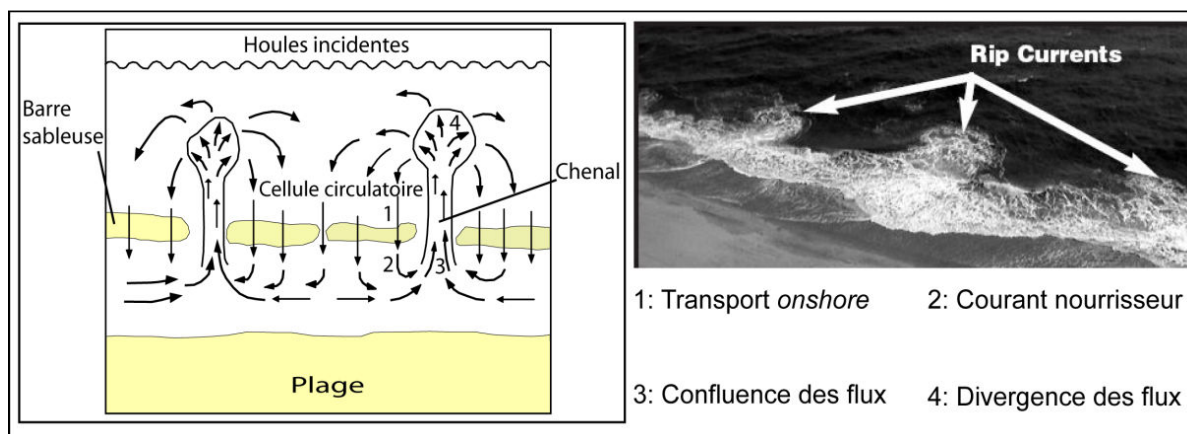


Figure I. 18 - Schématisation des rip-currents au-dessus d'un système de barres sableuses (à gauche) et photo aérienne de courants sagittaux au-dessus d'une plage sableuse.

Ces courants s'expriment morphologiquement par la formation des croissants de plage « beach cusps », ce sont des corps sédimentaires tridimensionnels de forme conique, rythmiques et espacés régulièrement avec des successions des crêtes et des chenaux, formés généralement par des sédiments plus grossiers que les sédiments dominants de la plage où on les rencontre.

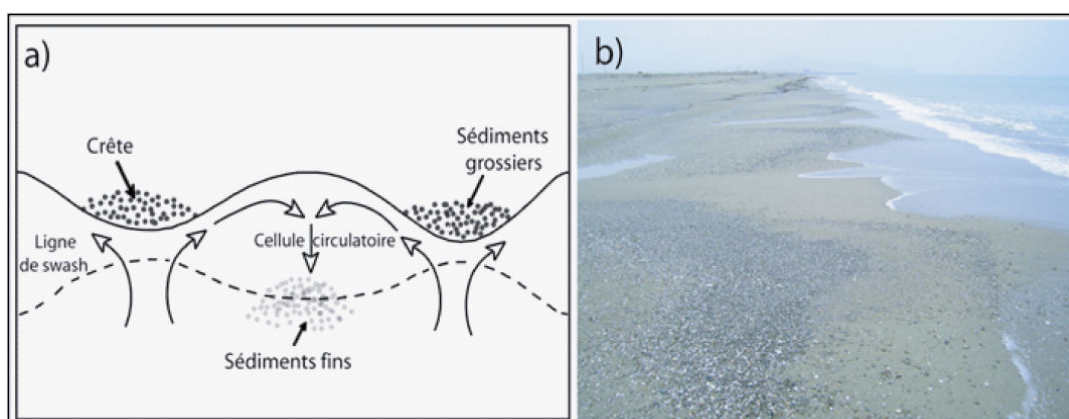


Figure I. 19 - a) Schématisation des croissants de plage, b) croissants de plage au niveau de la plage de Sidi Abdeslam (22/10/2008).

La morphologie de ces corps dépend fondamentalement de la taille des grains, de la pente et du marnage (Komar, 1983), les croissants de plage se développent d'avantage dans des plages graveleuses ou à sables grossiers, avec un faible marnage, ce qui contribue à l'augmentation de leur pente (Benavente, 2000).

II.2.2.4 Autres courants

II.2.2.4.1 Les ondes infragravitaires

Ce sont des ondes longues dont la période varie entre 20 secondes et quelques minutes et des fréquences entre 0,05 Hz et 0,005 Hz, ces ondes accompagnent les houles dans leur mouvement vers la côte, on les appelle également des « vagues liées », ces oscillations sont d'autant plus importantes que la cambrure de la houle incidente est importante, et elles sont donc fortement amplifiées au voisinage du rivage.

Au niveau de la zone de « surf », et après le déferlement des houles incidentes et la dissipation de leur énergie, seules les ondes infragravitaires arrivent au plus loin de la plage après leur libération, leur énergie devient plus prédominante à ce niveau.

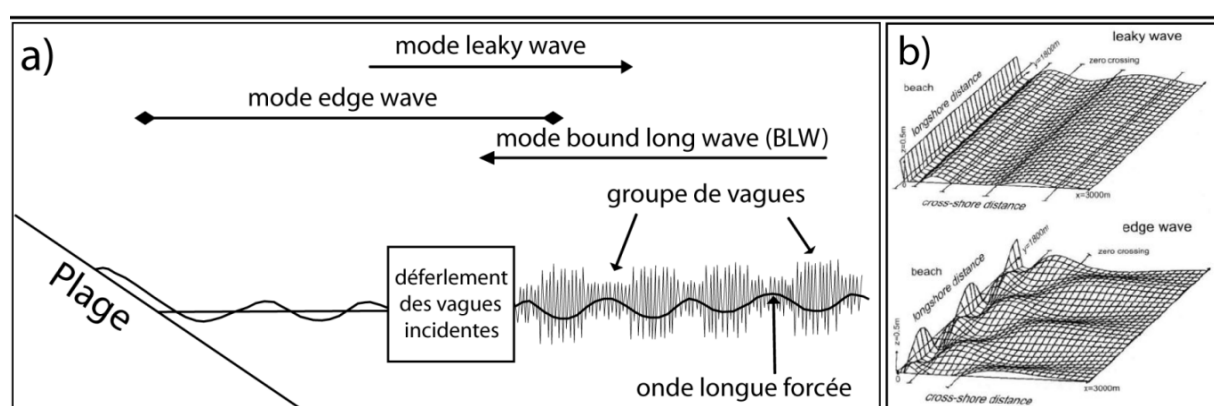


Figure I. 20 - Ondes infragravitaires : a) représentation schématique de leur existence au niveau de la zone de déferlement (Oltman-Shay & Hathaway, 1989, in Ruessink, 1998a) ; b) onde réfléchie vers le large (leaky wave) et onde de bord piégée à la côte (edge wave) (d'après Wright et al, 1982).

Ces ondes longues sont réfléchies à la côte vers le large (*leaky waves*), lorsqu'elles rencontrent une houle incidente génèrent les « clapotis » qui traduisent un mouvement vertical de l'eau sans qu'il y ait une propagation latérale, avec un pouvoir érosif important, elles peuvent endommager les installations portuaires. Ces ondes peuvent aussi être piégées par réfraction bathymétrique (*trapped waves*) et forment des ondes de bord (*edge waves*) surtout dans des environnements semi-fermés naturels (anse, baie) ou artificiels (structures portuaires), ces ondes, contrairement aux « clapotis », se déplacent latéralement (Figure I. 20).

Plusieurs auteurs évoquent que ce sont les ondes de bord stationnaires « *edge waves* » les responsables de la génération des croissants de plage « *beach cusps* » au début (Guza & Inman, 1975), alors que le rôle des « *rip currents* » est de maintenir ces formes et de les développer. En plus, ces formes vont entrer en rétroaction avec les forçages hydrodynamiques dans un processus d'auto-organisation « *self organization pattern* » (Werner & Fink., 1993), où les zones de dépressions s'amplifient d'avantage à cause de l'augmentation de l'érosion à leur niveau.

Ces ondes longues ont été mises en évidence pour la première fois par Munk (1949) puis Tucker (1950). Plus récemment, Oltman-Shay *et al.* (1989) ont mis en évidence un autre type d'ondes (les ondes infragravitaires « lointaines »), qui ont elles mêmes une grande période d'environ 100 s et plus, mais leur longueur d'onde est beaucoup plus courte (de l'ordre d'une centaine de mètres) (Sénéchal., 2003).

En réalité, ces ondes ne sont pas des ondes infragravitaires, Bowen et Holman (1989) ont suggéré que ces «*far infragravity waves*» sont en faite des instabilités du courant de dérive dans la zone de *surf* et les ont nommées (ondes de cisaillement) «*shear waves*», leur sens de propagation est le même que celui de la dérive (Oltman-Shay *et al.*, 1989).

II.2.2.4.2 Jet de rive et nappe de retrait « uprush-backwash »

Au niveau de la zone de «*swash*» (zone de transition entre la zone de déferlement et la plage), il y a deux courants opposés sous forme d'oscillations périodiques d'une mince couche d'eau, le premier est en direction de la plage appelé jet de rive «*uprush* ou *swash*», et le second orienté vers le large appelé nappe de retrait «*backwash*».

L'intensité de ces courants est régie par : la période des houles incidentes, la pente de la plage et la texture des sédiments. Sur les plages pentues (réflectives), la dissipation de l'énergie est peu importante et la zone de *swash* est dominée par la houle incidente, alors que sur les plages dissipatives, l'énergie incidente est dissipée et seules les ondes infragravitaires arrivent le plus loin sur la plage, ces ondes longues ont donc un effet notable sur l'hydrodynamisme de cette zone (Ruessink *et al.*, 1998a ; Butt & Russell, 2000). La texture des sédiments de la plage peut, soit intensifier ces courants par exfiltration, ou bien l'atténuer par infiltration (Butt *et al.*, 2001 ; Degryse-Kulkarni *et al.*, 2004 ; Austin & Masselink, 2005).

Ces courants ont une grande capacité de mobilisation des sédiments, ils peuvent être soit destructifs avec un fort pouvoir érosif, dans ce cas le *backwash* est plus important que le *swash*, ou bien constructif (le *swash* l'emporte cette fois ci sur le *backwash*) favorisant ainsi la formation les barres de *swash*.

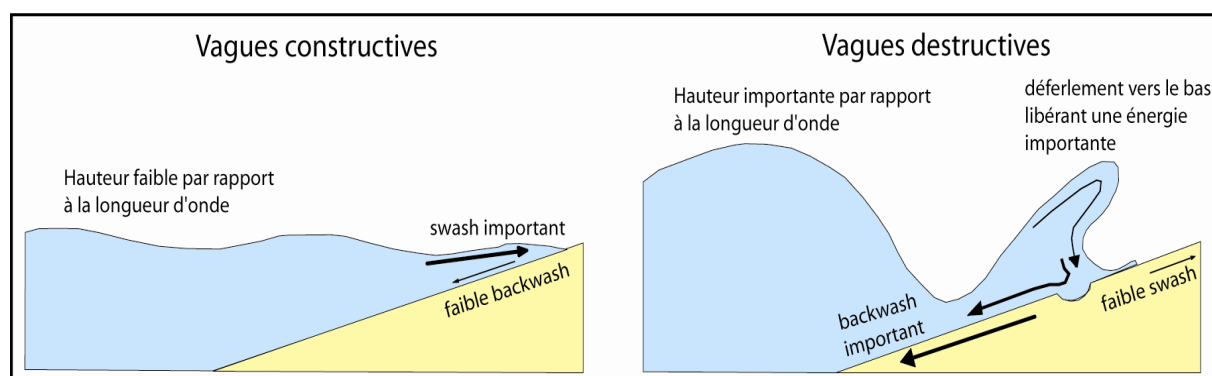


Figure I. 21 - Représentation schématique des vagues constructives et destructives.

- **Pour les vagues constructives :** le déferlement apporte les matériaux vers la plage et les dépose pendant le *swash*. Le courant de *backwash* perd son énergie en s'infiltrant dans le sédiment.

- **Pour les vagues destructives :** ils sont souvent hautes et fréquentes, le *swash* n'a pas suffisamment de temps pour se dissiper.

II.2.3 Les marées

Les marées sont les variations de niveau de la mer provoquées par l'attraction conjuguée des forces gravitationnelles de la lune dans une grande mesure, du soleil, dans une moindre mesure et un effet négligeable des autres astres. Il est à noter que le soleil, malgré sa distance, participe pour environ un tiers de la force de marée, de par sa masse imposante (Nicolle, 2006).

On distingue, la marée montante (flot) et la marée descendante (jusant). En général, la vitesse du courant dépend du marnage, de la profondeur et de la forme des côtes. L'intensité du courant de marée est en général maximale à mi-marée et nulle aux étales.

Quand la terre, la lune et le soleil se trouvent au même axe au moment de pleine lune ou de nouvelle lune, la marée est maximale et elle est dite de «vives eaux ». Elle est minimale quand les actions des deux astres se contrarient lors du premier et du dernier quartier, « marée de mortes eaux ».

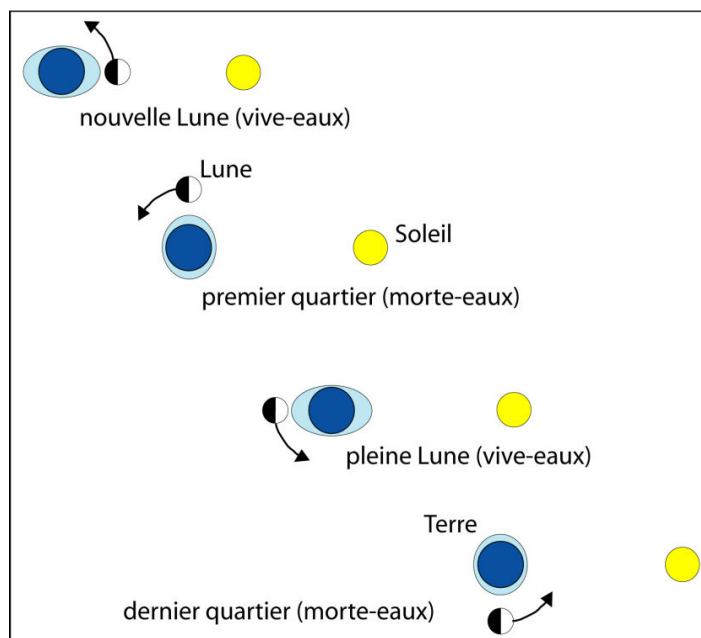


Figure I. 22 - Marées de vives-eaux et marées de mortes-eaux (position des astres).

Les marées suivent le cycle lunaire, soit 29 jours environ, et selon la latitude et la forme géométrique des bassins océaniques, on aura des ondes de périodes diurnes (24 heures), semi-diurnes (12 heures) ou bien mixtes.

Généralement, l'action directe de la marée sur la morphodynamique côtière est moins importante que celle des houles, elle est surtout remarquable au niveau des estuaires, des lagunes et au fond des baies (effet piston).

Cependant, la marée déplace périodiquement la ligne du rivage et par conséquent la zone d'action des autres forçages, notamment les houles et les courants engendrés, ainsi, l'ensemble du système sera modifié.

- *Marnage et amplitude de marée*

Le marnage est la différence de hauteur d'eau entre le niveau de la pleine mer et celui de la basse mer, ce mouvement délimite la zone intertidale « zone de balancement des marées » qu'on appelle également estran. Ce dernier dépend de la bathymétrie, la largeur du plateau continental, et de la configuration de la côte. Selon le marnage aux vives eaux, Davis (1964) distingue des plages microtidales (< 2m), mésotidales (entre 2 et 4m) et macrotidales (> 4m). Levoy (2000) a introduit le terme mégatidale pour le marnage supérieur à 8m.

Plusieurs auteurs confondent marnage et amplitude, cependant, l'amplitude de marée est la différence de hauteur à mi-marée (amplitude = marnage / 2).

- *Régime de marée*

La propagation de l'onde de marée n'est pas identique sur tous les points du globe, la rotation de la terre sur elle-même crée la force de Coriolis qui dévie tous les mouvements d'eau dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, dans l'hémisphère nord et dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud.

- *Cycle des marées*

Théoriquement, si on considère que la marée à une périodicité de 24 heures, on devrait avoir les marées basses et les marées hautes tous les jours aux mêmes heures. Cependant, si la terre tourne sur elle-même en 24 heures, la lune tourne autour de la terre en 29 jours 12 heures et 44 minutes, alors, il se crée un décalage de 13° entre les deux astres, pour que la terre retrouve sa position initiale en face de la lune, elle doit rattraper ce décalage et cela prend environ 50 minutes, et donc le cycle de marée sera d'environ 24 heures et 50 minutes, soit pour une marée semi-diurne : 12 heures 25 minutes.

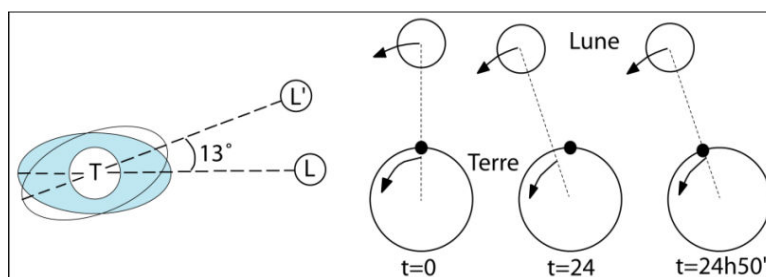


Figure I. 23 - Décalage du passage de la lune au méridien (d'après le S.H.O.M., 1997).

II.2.3.1 Les marées barométriques

Outre la marée astronomique, la pression atmosphérique agit sur la hauteur d'eau de la mer. Lorsque la pression baisse, on constate une élévation du niveau de l'eau et réciproquement.

Par exemple, une baisse d'un millibar correspond à une élévation d'un centimètre d'eau, et en cas de baisse rapide, l'influence est nettement plus importante (1 millibar = 6cm).

Pour apporter les corrections selon la pression atmosphérique, le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) a établi des prédictions pour une valeur de pression moyenne de 760 mm ou 1013 Hpa (hectopascals).

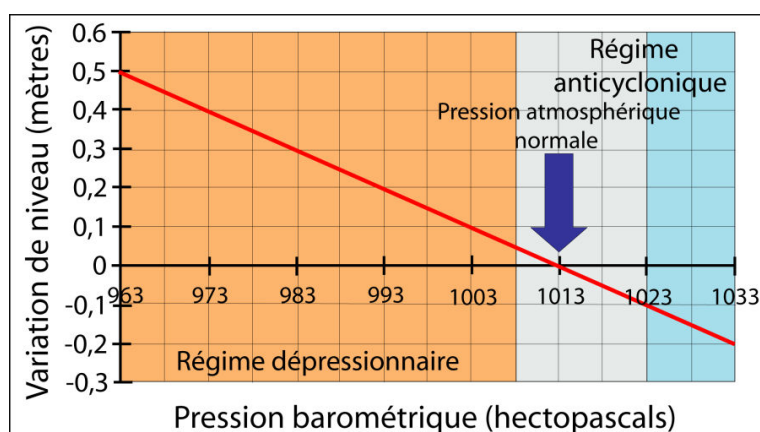


Figure I. 24 - Corrections barométriques à apporter.

II.2.3.2 Les fluctuations du niveau dans la zone de déferlement

Entre la zone de déferlement de la houle et la côte on constate également des fluctuations dynamiques du niveau moyen de l'eau. Au cours d'un train d'ondes de 12 vagues par exemple, le niveau moyen se surélèvera de 1/10 à 1/15 de l'amplitude au moment des fortes vagues et s'abaissera ensuite (Mignot, 1990).

Il s'ensuivra une fluctuation rythmique du niveau de l'eau pouvant entraîner des seiches à l'entrée des estuaires ou dans les bassins portuaires.

II.2.3.3 Les marées internes

Si les marées « externes » ont été mises en évidence il y a plus de 2000 ans, la connaissance des marées internes et leur étude ne se sont développées qu'à partir de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle.

Ces ondes internes apparaissent dans des eaux suffisamment stratifiées en densité (au niveau des thermoclines et des haloclines), lorsqu'un courant de marée rencontre des variations importantes en topographie du fond, il entre en interaction avec le relief accidenté, et il en résulte une oscillation des masses d'eaux avec une période pareille à celle de la marée (12h 25') pour une marée semi-diurne) et une longueur d'onde qui varie entre 10 et 50 km.

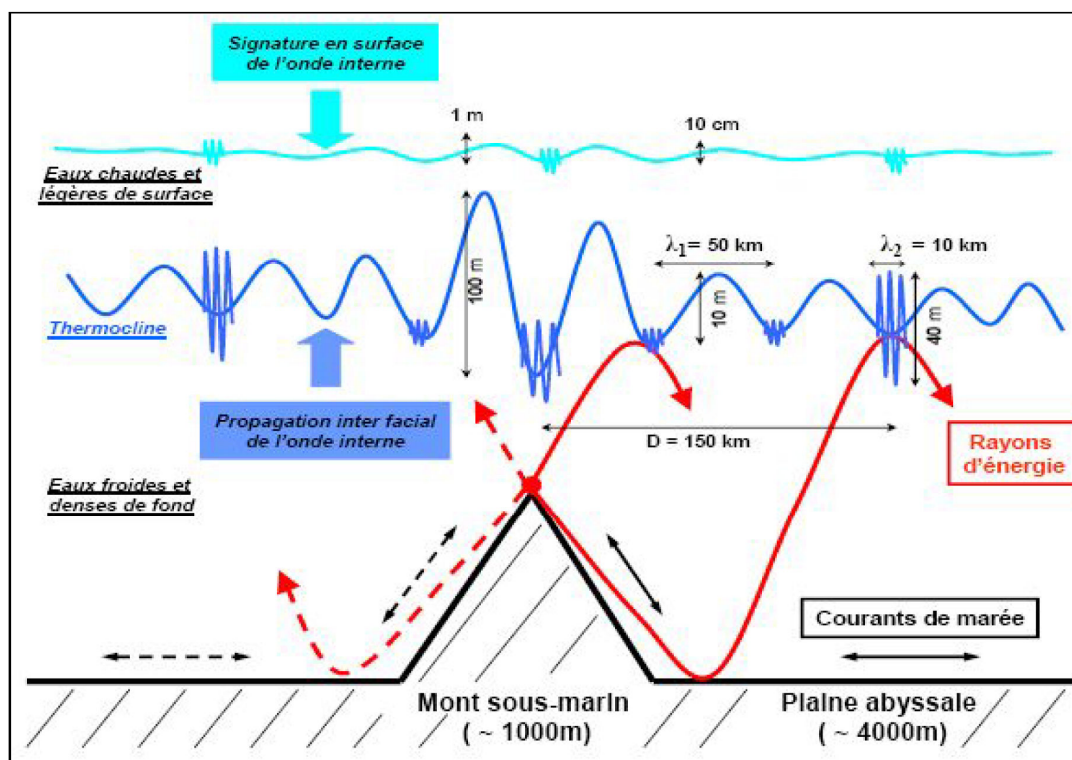


Figure I. 25 - Section verticale représentant la génération et la propagation d'ondes internes (OI) au niveau de la thermocline. (Adaptée par Bessières, 2007 ; de Pairaud, 2005).

En zone côtière, les apports des eaux douces par les fleuves peuvent générer ce phénomène par différence de salinité (Couvelard, 2004).

II.2.4 Les variations à long terme du niveau de la mer

Les variations du niveau relatif de la mer sont la résultante de phénomènes généraux et locaux. Ces derniers pourront être différents selon les régions considérées.

Tableau I. 2 - Phénomènes en jeu dans les variations à long terme du niveau marin (Paskoff, 1998).

OCEANS	CONTINENTS
Tectono-eustatisme	Isostasie glaciaire
Glacio-eustatisme	Isostasie d'érosion
Eustatisme sédimentaire	Mouvements tectoniques
Thermo-eustatisme	Compaction
Halo-eustatisme	
Hydro-isostasie	
Déformation du géoïde	

↓ VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER ↓

Les causes des variations locales pourront être liées soit à des phénomènes de soulèvement ou d'enfoncement des continents, soit à des phénomènes de modification de la surface du géoïde

et donc de la surface des océans. Les mesures de géodésie par satellite ont montré que celle-ci n'était pas lisse et qu'elle possédait un relief non négligeable. Il est évident que des modifications de la répartition des masses à l'intérieur du globe terrestre vont entraîner des modifications de la surface du géoïde. On peut facilement envisager des variations horizontales et/ou verticales du relief du géoïde. Sur les continents, ces variations se traduiront par des effets transgressifs ou régressifs (Mörner, 1976).

On parle d'eustatisme quand le phénomène est globale (changement climatique, dérive des continents, transgression / régression, etc), alors que l'isostasie désigne les variations locales du niveau d'eau (érosion, apports hydrosédimentaires, tectonique locale, etc).

Ces variations sont très importantes pour étudier la morphologie des littoraux. La configuration des rivages actuels est le résultat d'une remontée planétaire du niveau de la mer déclenchée depuis l'Holocène, connue sous le nom de transgression flandrienne, la position de la ligne du rivage était à moins de 120-130 m il y a 18000 ans.

En ce qui concerne la tendance actuelle, on estime une élévation de 1-2.5 mm/an pour les dernières 150 années (Warrick et *al.*, 1996; Gornitz, 1995a). C'est la remontée la plus rapide au cours de ces derniers milliers d'années, et on est de plus en plus sûre que sa principale origine est le réchauffement climatique que connaît notre planète depuis la deuxième moitié du 19^{ème} siècle et qui a mis fin au petit âge de glace quaternaire.

En effet, durant le 20^{ème} siècle, on estime un réchauffement de 0,6°C. Un indice supplémentaire de ce réchauffement provient des océans, dont la température a augmenté de 0,06° C entre 1955 et 1995 sur une tranche d'eau de 3000 m (Levitus et *al.*, 2000). C'est donc l'effet conjugué du glacio-eustatisme (fonte des glaciers) et du thermo-eustatisme (expansion thermique de la tranche supérieure de l'eau des océans et des mers) qui est le premier responsable de cette remontée actuelle, dont les origines anthropiques sont bien évidentes.

Cette élévation a été d'environ 1,5 mm/an au cours du 20^{ème} siècle et elle s'est accélérée pendant les dernières années pour atteindre une vitesse annuelle de 2,8 mm selon les mesures du satellite franco-américain Topex-Poséidon lancé en 1992. A l'horizon de la fin du 21^{ème} siècle, le Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) prévoit, dans son rapport rendu public en 2001, un niveau de la mer qui se situerait entre 15 et 80 cm au-dessus de l'actuel, la valeur la plus probable étant de 44 cm, soit une multiplication par 3 de la vitesse d'élévation estimée pour le 20^{ème} siècle.

La réponse des zones côtières diffère selon le système considéré, au niveau des plages, des eaux littorales plus profondes permettront aux vagues de s'approcher davantage du rivage avant de déferler et d'exercer leur action plus haut sur la plage subaérienne. La réfraction des vagues sera affaiblie, avec pour conséquence une diminution de la dissipation de leur énergie et un renforcement de la dérive littorale. Seules résisteront à l'érosion les plages suffisamment alimentées en sédiments pour contrecarrer ces effets, défavorables à leur conservation, d'une élévation du niveau de la mer (Paskoff, 2001).

II.3 Morphodynamique des plages

L'étude de la morphodynamique des littoraux consiste à relier les forçages hydrodynamiques, les processus de transport sédimentaire et le développement morphologique à toutes les échelles de temps (Wright & Thom, 1977).

Vue la nature et la diversité des éléments qui entrent en interaction au niveau des littoraux, on va les considérer comme des systèmes définis géographiquement et composés par des éléments ayant leurs propriétés, notamment des flux de matières et d'énergies qui sont en perpétuelle action-réaction.

En réalité, le « système » littoral est un emboîtement d'une multitude de « sous systèmes » dont les limites entre eux sont difficiles à établir, et par conséquent, son étude n'est pas aisée. Cette complexité dépend, entre autres, de l'approche utilisée et des échelles spatio-temporelles considérées, ainsi que du caractère tridimensionnel des processus impliqués (Figure I. 26). La majorité des auteurs distinguent trois principales échelles spatio-temporelles :

- Évolution à court-terme :

On l'appelle également l'échelle hydrodynamique ou événementielle, elle va de quelques secondes à quelques semaines, l'espace affecté est limité (ne dépassant pas quelques mètres). Les changements morphologiques des plages sont dus essentiellement aux agents hydrodynamiques, ils intéressent essentiellement les rides et les mégarides.

- Évolution à moyen-terme :

Elle considère les changements qui vont de quelques mois à quelques dizaines d'années et intéresse des espaces allant de plusieurs mètres à quelques dizaines de kilomètres. Cette évolution est dite également saisonnière ou morphodynamique, elle est due à des périodes de tempêtes plus ou moins longues et à l'effet des aménagements côtiers, et c'est elle qui modifie le profil général d'une plage, comme par exemple l'érosion d'un cordon dunaire.

- Évolution à long-terme :

Dite également échelle décennale, elle concerne les évolutions de quelques dizaines d'années et des espaces de quelques dizaines de kilomètres, ces changements peuvent être dus aux modifications de certaines caractéristiques des forçages hydrodynamiques, mais surtout à l'intervention anthropique au niveau de la zone côtière ou aux aménagements de l'arrière pays.

Outre ces trois échelles, la méga-échelle (échelle géologique) est contrôlée par des facteurs tectoniques et eustatiques, elle affecte des domaines de dimensions importantes d'ordre régional et global durant des périodes de plusieurs centaines à quelques milliers d'années.

Ce découpage spatiotemporel reste conceptuel (Stépanien, 2002). En effet, dans un système naturel, de grands volumes sédimentaires peuvent être mis en jeu durant des événements catastrophiques de très courte durée alors qu'un corps sableux de petite dimension peut être très stable pendant une longue période de temps (Kroon, 1994). De plus, les limites internes entre les échelles considérées se superposent partiellement, ce qui rend difficile de les établir.

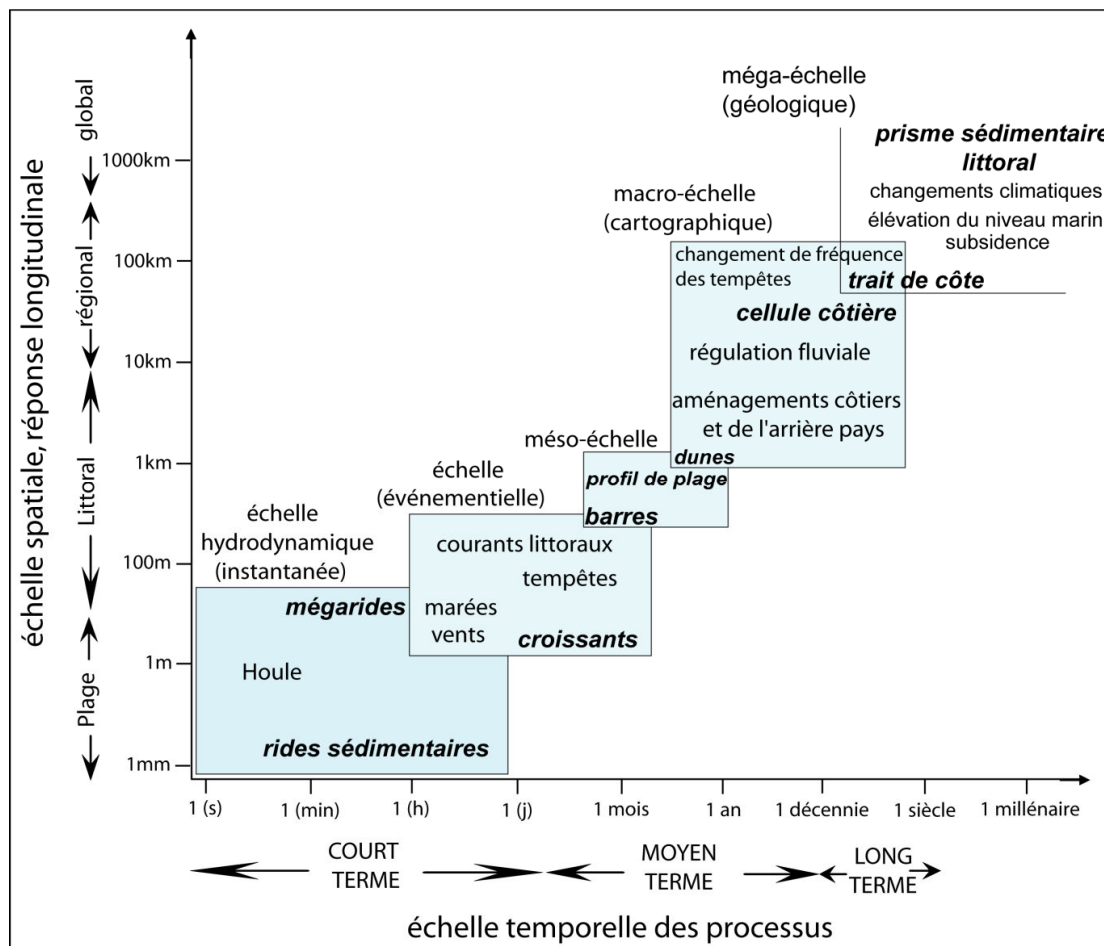


Figure I. 26 - Synthèse des relations spatio-temporelles des phénomènes naturels et anthropiques impliqués dans la morphodynamique des littoraux (d'après Stive et al., 1991 ; Fenster et al., 1993 ; Cowell & Thom, 1994 ; Larson & Kraus, 1995 ; Levoy, 2000, et Commission Européenne, 2004, modifiée et adaptée).

Une autre cause de complexité qui s'ajoute est la simultanéité de l'actuation des ces processus, et donc il est nécessaire d'appliquer différentes techniques adaptées à une telle variété des échelles spatio-temporelles (Shwarzzer et al., 2003 ; Gracia et al., 2005b).

II.3.1 Techniques d'étude de la morphodynamique des plages

Les travaux réalisés ces dernières décennies ont permis de développer plusieurs techniques de suivi et de quantification des changements au niveau des plages, des techniques qui varient selon les échelles temporelles et la nature de l'environnement considéré (Ojeda., 2000).

Ces techniques peuvent être groupées en deux grandes catégories :

- Méthodes d'observation directe

Se font en contact direct avec la zone d'étude, soit par des mesures topo-bathymétriques (théodolites, GPS différentiels (DGPS), stations totales), ou bien en utilisant des traceurs chimiques (fluorescents) ou naturels (minéraux lourds, foraminifères, ...) afin de caractériser le transport sédimentaire.

- Méthodes d'observation indirecte

Elles consistent à des mesures qui se font sans qu'il y ait contact direct avec la zone d'étude. Les techniques utilisées sont très variées, et vont de l'analyse des cartes, des photographies aériennes et des images satellitaires, à l'utilisation des systèmes vidéo (ARGUS), Altimétrie Laser (LIDAR), Radar à Aperture Synthétique (SAR), des échosondeurs et d'autres techniques géophysiques (SBP, GPR, ...).

II.3.2 Classification morphodynamique des plages

Jusqu'à présent, il n'y a pas de modèle unique pour toutes les plages et qui peut être applicable à toutes les échelles et répondre à toutes les problématiques rencontrées.

Iribarren & Nogales (1949) furent parmi les premiers à utiliser un indice adimensionnel pour décrire l'état des plages, plus tard il a été utilisé par Battjes (1974) pour déterminer le type de déferlement sous le nom de : « *surf similarity parameter* », paramètre de réplication de la barre ou nombre d'Iribarren.

$$\zeta_b = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}}$$

Où : $\tan \beta$ est la pente de plage.

H_b est la hauteur des brisants, elle est calculée suivant l'approximation de Komar & Gaughan (1972), en supposant la hauteur significative (H_s) comme équivalente à celle du large (H_0).

$$\frac{H_b}{H_0} = 0,56 \left(\frac{L_0}{H_0} \right)^{1/5} \quad \text{Eq. I. 9}$$

L_0 est la longueur d'onde de la houle au large (en m).

On distingue ainsi ; les conditions réfléchives associées à un déferlement frontal ($\zeta_b > 1$), intermédiaires avec un déferlement mixte-plongeant pour ζ_b variant entre 0,23 et 1 et enfin dissipatives avec un déferlement glissant pour $\zeta_b < 0,23$.

Plus tard, Guza & Inman (1975) développèrent le paramètre d'échelonnement de la barre « *surf scaling parameter* » :

$$\varepsilon = \frac{H_b \omega^2}{2g \tan^2 \beta}$$

Ce paramètre distingue entre des conditions de la zone de surf réfléchives avec un déferlement frontal ($\varepsilon > 2,5$), intermédiaires avec un déferlement mixte-plongeant ($2,5 < \varepsilon < 30$) et dissipatives avec un déferlement glissant ($\varepsilon > 30$).

Carter (1988) a relié ces deux indices à caractère adimensionnel par l'expression :

$$\xi = \sqrt{\frac{\pi}{\varepsilon}}$$

Sunamura & Horikawa (1974) proposèrent le paramètre :

$$G_0 = \frac{H_0}{L_0} (\tan \beta)^{0,27} \left(\frac{d_{50}}{L_0}\right)^{-0,67}$$

qui a été simplifié par Sunamura (1988 ; 1989) sous l'expression :

$$K = \frac{H_b^2}{gT^2 d_{50}}$$

Avec d_{50} est la taille moyenne des grains.

Ce paramètre considère des profils dissipatives ceux qui présentent des valeurs supérieures à 20, alors que les profils réfléchifs ont des valeurs inférieures à 10.

Wright & Short (1984 ; 1985) ont utilisé un autre indice synthétisant l'état des plages :

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T}$$

Où : ω_s est la vitesse de chute des grains définie par la formule :

$$\omega_s = 273 d_{50}^{1,1} \quad \text{Eq. I. 10}$$

Ainsi, après des mesures intensives et répétitives de la morphologie de certaines plages australiennes, ils ont défini un continuum des états morphologiques intermédiaires entre les deux extrêmes : dissipatif et réfléchif :

- si $\Omega < 1$: la plage est dite réfléchive, associée à un déferlement frontal.
- si $1 < \Omega < 6$: la plage se trouve dans un des « états intermédiaires » avec un déferlement mixte-plongeant.

- si $\Omega > 6$: la plage est dite dissipative avec un déferlement glissant.

Les états intermédiaires présentent divers types de barres, des formes rythmiques, etc.

Cette classification a été améliorée par Short (1999) sur les plages influencées par la houle (Desmazes, 2005) (Figure I. 27).

- **(a) Plage dissipative**

Montre une configuration qui favorise le déferlement des houles sur une grande distance et par conséquent la dissipation de leur énergie. Ce type de plage peut être structuré par un système multiple de barres linéaires peu marquées sur lesquelles les vagues brisent plusieurs fois.

- **(b) Plage à barre sous-marine et fosse pré-littorale**

La présence de barres sableuses sous-marines linéaires ou festonnées contribue à la dissipation de l'énergie des vagues, entre la barre et le trait de côte il y a une fosse pré-littorale plus ou moins profonde avec une pente faible.

- **(c) Plage et barres rythmiques**

Dans ce cas, les barres sous-marines sont multiples et ont une forme en croissant dont la pointe est orientée vers la côte, ces barres sont également séparées de la côte par une fosse pré-littorale.

- **(d) Barres et chenaux obliques ou transverses**

Les barres sableuses ne sont pas séparées à la côte, on note l'existence des chenaux traversés par les courants de retour, ces chenaux sont toujours immergés par l'eau, alors que, souvent à marée basse on peut percevoir les barres et d'autres structures sédimentaires. Cette configuration se traduit au niveau de la côte par une alternance de bermes, coïncidant avec les barres, et des fosses à forte pente et qui ont les chenaux comme continuité.

- **(e) Terrasse de marée basse ou barre et sillon littoraux**

La barre est accolée à la côte (barre intertidale), peu identifiable, n'est découverte qu'à marée basse et un sillon littoral peu profond, parallèle à la côte, la sépare du reste de la plage. L'aspect de cette barre est globalement linéaire, mais elle peut être entrecoupée de petits chenaux perpendiculaires au trait de côte. Le haut de plage est abrupt et les vagues déferlent dessus à marée haute (Desmazes, 2005).

- **(f) Plage réfléchive**

Ce type de plages présente des pentes importantes, l'énergie des houles y est donc réfléchi. On note généralement l'absence des barres, par contre les bermes y sont très développées.

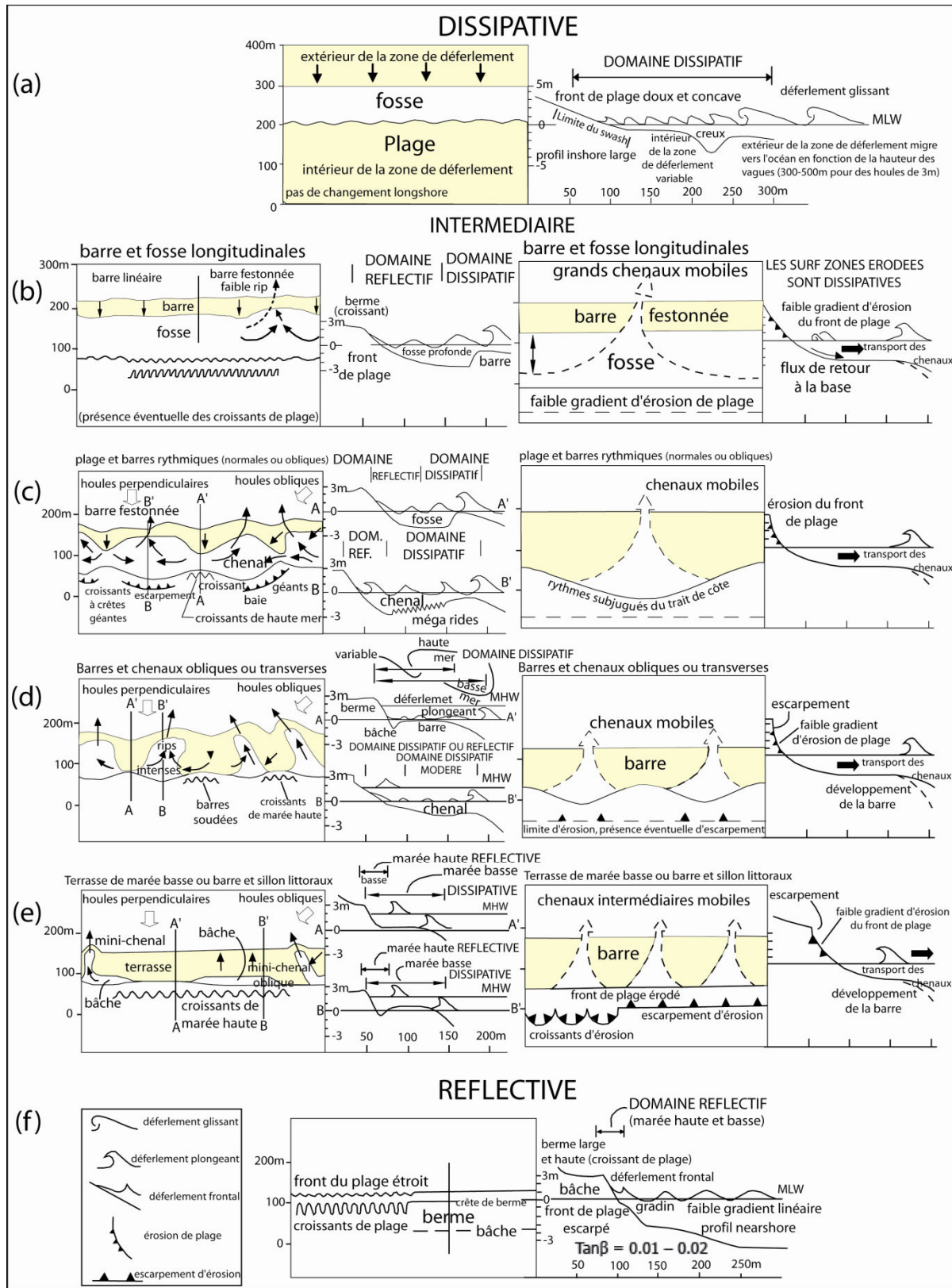


Figure 1.27 - Classification morphodynamique des plages à barres dominées par l'énergie de la houle (traduit de Short, 1999). A gauche, les conditions des vagues favorisent l'accrétion du profil de plage ; à droite, la tendance à l'érosion des structures. Pour chaque tendance et chaque état, un profil de plage cross-shore et une vue en plan sont représentés (Desmazes, 2005).

En plus de la houle, Masselink & Short (1993) ont introduit l'effet de la marée pour adapter le modèle de Wright & Short (1984 ; 1985) aux plages méso et macrotidales. Ils ont proposé une classification définie par deux paramètres environnementaux adimensionnels :

- Ω : le paramètre de Gourlay ;

- et $RTR = MSR / H_b$: marnage en fonction de la hauteur des vagues (marnage relatif).

MSR : *Mean Spring Tide Range*, marnage moyen de vives eaux (m) (Figure I. 28).

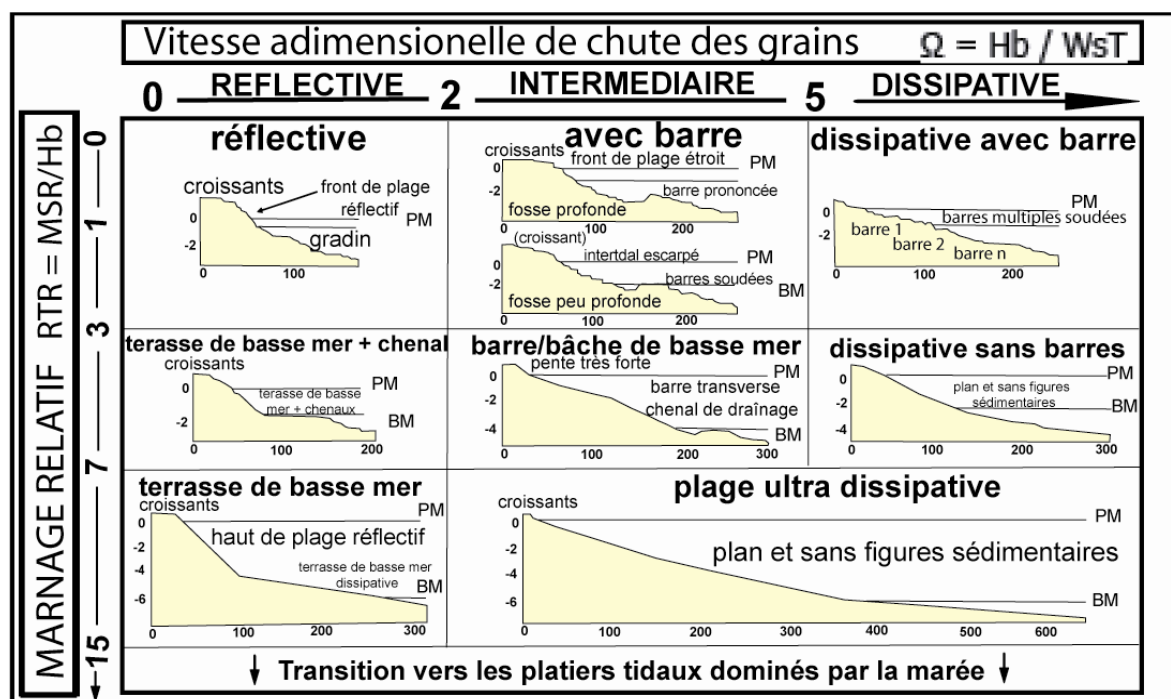


Figure I. 28 - Classification morphodynamique des plages sableuses selon les paramètres Ω et RTR (traduit de Masselink & Short, 1993).

Au niveau des plages dont le marnage est important, la mobilisation des sédiments est moins importante, les marnages extrêmes (micro et macrotidaux) ne favorisent pas le développement des barres.

Tous ces indices regroupent des caractéristiques propres de la plage ($\tan\beta$) et des caractéristiques des forçages hydrodynamiques, notamment la houle (T , L , ω , etc). A l'exception du nombre d'Iribarren et le *surf scaling parameter*, les autres indices introduisent les caractéristiques propres des sédiments des plages (d_{50} et ω_s).

II.3.3 Notion du profil d'équilibre

Le profil d'équilibre est défini, dans l'encyclopédie « *Beaches and Coastal Environments* » de Schwartz (1982), comme un profil à long terme produit par un climat caractéristique de vague et un type particulier de sédiment. Moore (1982) a suggéré qu'un équilibre dynamique de profil de plage change sans interruption, en réponse aux conditions des vagues déferlantes au

niveau de la zone de *surf*. Kriebel et *al.* (1991) ont affirmé qu'un profil de plage en réel équilibre n'existe jamais dans la nature parce que le niveau d'eau près de la côte, les caractéristiques des vagues (la période et la hauteur) et les courants changent constamment.

En effet, les plages présentent des équilibres dynamiques instables : le corps géomorphologique réagit en permanence aux variations de forçages et oscille autour d'un état dont la forme peut être appréhendée à l'aide de longues séries de données (Larson & Kraus, 1995).

Kroon (1994) précise d'une part, que le temps de réaction (*reaction time*, temps entre le changement hydrodynamique et le début de modification morphologique) est négligeable dans le système côtier, et d'autre part que le temps d'ajustement (*relaxation time*, temps de mise à l'équilibre de la morphologie) est une mesure de l'inertie morphologique du système, fonction de l'hydrodynamisme et du volume sédimentaire concerné par la réponse morphologique.

II.3.4 Formes sédimentaires courantes au niveau des plages

Outre la morphologie générale décrite dans les paragraphes précédents, les plages présentent des formes sédimentaires de différentes tailles, ces corps sédimentaires se développent au niveau des zones concrètes de la plage et jouent un rôle important dans sa configuration générale finale.

II.3.4.1 Dunes

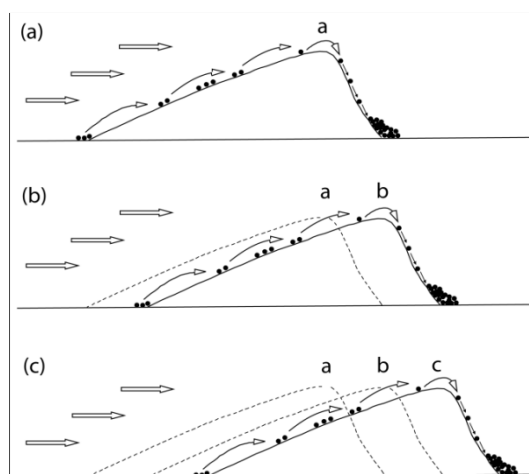


Figure I. 29 - Mécanisme de formation et de migration des dunes (source : Park, 1997).

Le mot dune provient de *dun* « d'origine germanique » et qui signifie colline, ce sont des corps sableux en relief formées essentiellement par déflation « prise en charge de sable érodé et son accumulation quand la compétence du vent chute ». Une dune peut se déplacer par érosion du versant au vent et accumulation sur le versant opposé (Figure I. 29). « Un processus similaire se produit sous l'eau à la faveur des courants marins pour générer des *dunes hydrauliques* ».

La formation des dunes au niveau des plages se fait en fonction du sens de vent, les plantes pionnières jouent un rôle fondamental, elles donnent naissance aux dunes embryonnaires et assurent la fixation et la stabilité des bancs du sable (plantes psammophiles).

Au niveau des plages, les dunes forment un système constitué de dunes frontales ou primaires et des dunes secondaires, séparées par des dépressions : une dépression frontale nommée avant de dune et l'arrière dune qui est une dépression riche en végétation est souvent remplie d'eau.

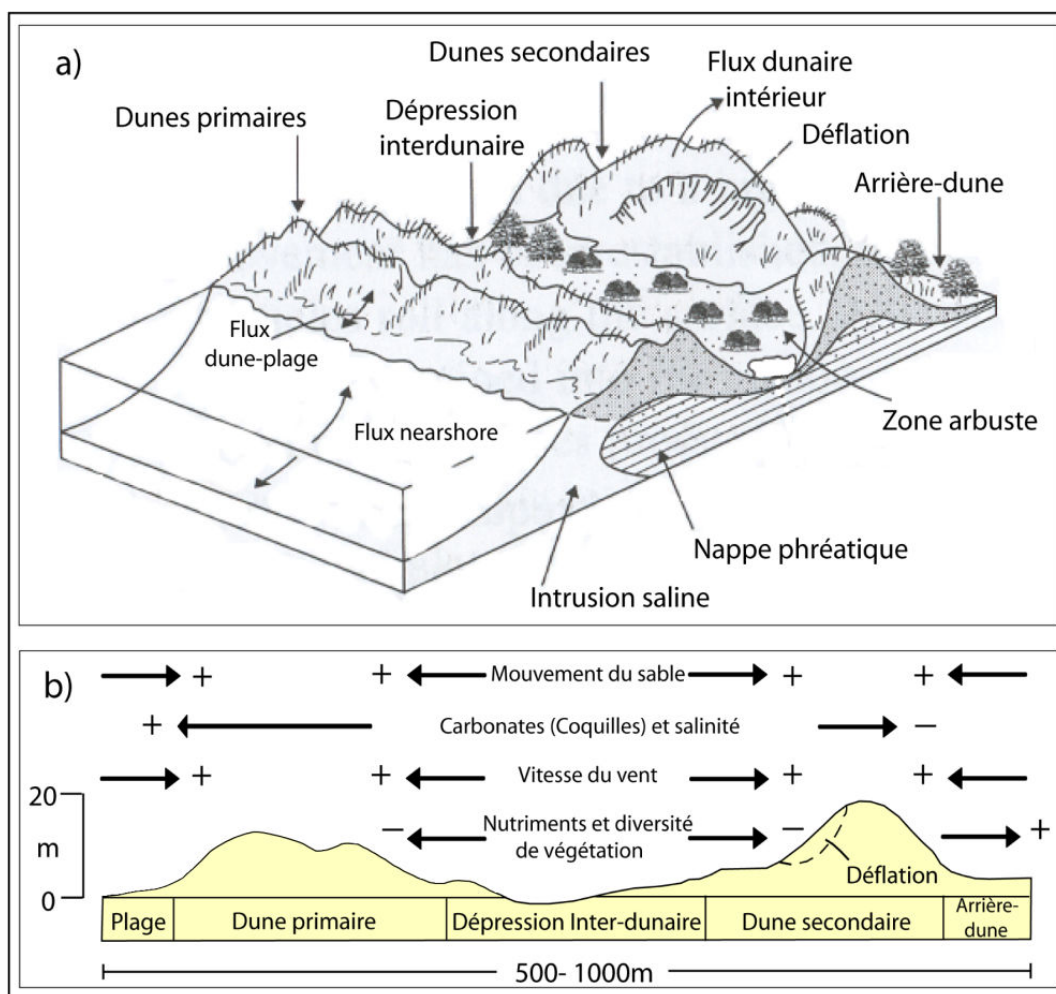


Figure I. 30 - a) Géomorphologie du système dunaire ; et b) Distribution et influence de certains paramètres environnementaux affectant les dunes côtières (+ = augmentation, - = diminution), (d'après Briggs et al., 1997 ; modifiée).

Par la réserve en sable qu'elle représente, la dune bordière fait office de sécurité sédimentaire et constitue un élément essentiel de l'équilibre dynamique des plages. L'hiver, le sable prélevé de la dune et ramené sur l'avant côte protège le littoral des fortes houles d'hiver. Plus tard ce sable est ramené vers les dunes. La dune bordière met à l'abri de l'inondation par les eaux marines les terres basses qui sont derrière. Elle empêche les sables d'avancer au delà de l'espace côtier, coupe le vent et arrête les embruns (salés) et constitue un obstacle à la contamination des nappes phréatiques d'eau douce par de l'eau de mer salée (Paskoff, 1993).

II.3.4.2 Microfalaises



Figure I. 31 - Photo d'une microfalaise au niveau de la plage de M'diq (12/01/2008).

Ce sont des ruptures verticales dans le profil d'une plage ne dépassant pas 2m, on peut les rencontrer le long du profil, notamment au niveau des dunes. Par l'action des houles de tempête ou des glissements de terrain, la pente devient plus abrupte et dissipe de moins en moins la force des vagues sur la côte. Les sédiments ainsi prélevés sont emportés et transportés le long du littoral, contribuant ainsi au bilan sédimentaire de la côte.

II.3.4.3 Berme



Figure I. 32 - Photo d'une berme au niveau de la plage de Ksar Rimal (31/12/2006).

C'est un corps sédimentaire parallèle à la ligne de rivage issu essentiellement des courants de houle, il marque la limite d'action du *swash*. La crête de la berme constitue le point de

changement du pendage séparant le replat de la berme, quasi-horizontal ou légèrement incliné vers la terre, du talus de berme incliné vers la mer. Le fond du talus peut montrer une cuvette.

Après le déferlement, l'eau transporte de grandes quantités de sédiments vers le front de la plage, au fur et à mesure qu'elle avance elle perd de sa capacité sous l'effet de la gravité, la friction et notamment la percolation qui favorisent le dépôt (Bascom., 1953). Strahler (1966), a évoqué l'influence de la marée dans la construction de ces structures, il a montré que la hauteur de la berme augmente proportionnellement avec les hautes mers des vives eaux.

Bascom (1956) a parlé d'un effet conjugué des houles et des marées des vives eaux, mais il confère un effet plus notable aux houles de tempêtes, ces houles conjuguées à un marnage important construisent des bermes à pentes importantes et favorisent leur migration vers le continent. Ces bermes de tempêtes sont très utiles si l'on veut reconstruire l'évolution d'une plage, elles servent à reconnaître les événements érosifs qu'ils l'ont affectée (Benavente., 2000).

Généralement, les plages à sédiments grossiers favorisent d'avantage la formation des bermes. Cependant, Takeda & Sunamura (1982) ont déduit, à partir des travaux sur terrain et au laboratoire, une relation pour un marnage de 1m et une taille moyenne des grains de sable entre 0.2 et 1.3mm :

$$B_H = 0.125H_b^{5/8}(gT^2)^{3/8}$$

B_H est la hauteur de la berme en mesurant la crête par rapport au niveau moyen de la mer.

II.3.4.4 Gradin de plage « *plunge step* »

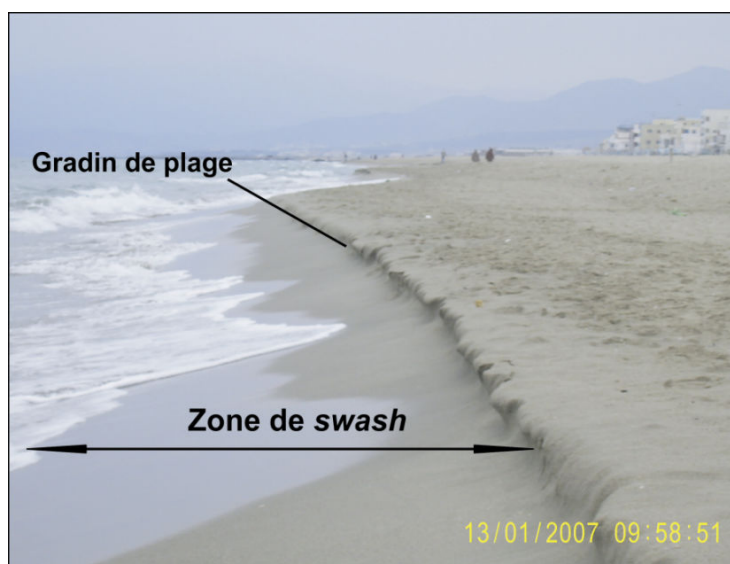


Figure I. 33 - Gradin de plage au niveau de Martil.

C'est le point final qu'atteignent les eaux de *swash* des houles déferlantes. Ces structures sont plus développées dans les plages microtidales, où l'action de la houle déferlante peut persister pendant longtemps au niveau du même endroit (Benavente, 2000).

II.3.4.5 Barres

Elles représentent le point de brisant des vagues. Les barres ne sont pas des structures permanentes et sont vouées à se déplacer soit vers la plage ou encore le long de celle-ci par la dérive littorale. Ces structures sont organisées en un système simple ou multiple de crêtes et fosses, leur emplacement dans le profil d'une plage peut être en zones subtidales (barres subtidales) ou intertidales (barres intertidales).

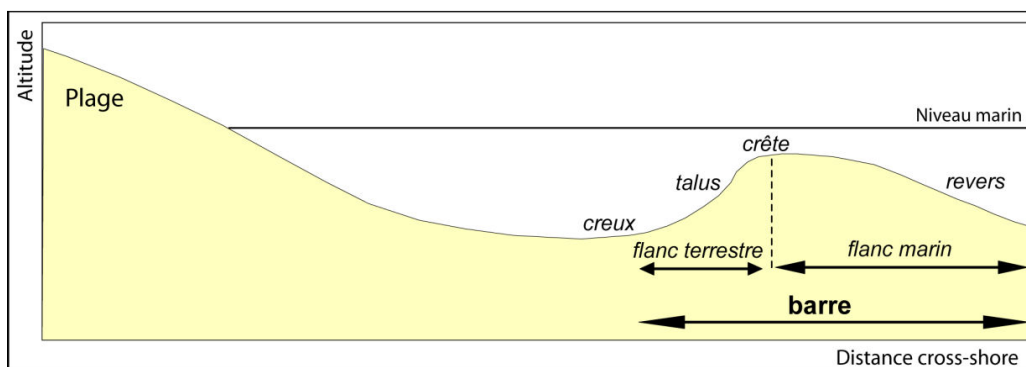


Figure I. 34 - Vue transversale d'une barre littorale : terminologie morphologique.

Plusieurs auteurs se sont intéressés à leur étude depuis plus d'une cinquantaine d'années (King & Williams, 1949 ; King., 1972 ; Greenwood & Davidson-Arnott, 1979 ; Davis, 1985 ; Carter, 1989 ; Trenhaile, 1998 ; Aagaard & Masselink, 1999 ; Levoy, 2000 ; Stépanien, 2002) vu l'important rôle qu'elles jouent dans la dynamique sédimentaire d'une plage, elles forment une barrière naturelle qui détruit et dissipe une partie de l'énergie de la houle incidente avant qu'elle atteigne la plage, en plus, elles sont des réservoirs importants des stocks sableux. Normalement, le sédiment enlevé de la berme durant les premiers moments de tempête est déposé en forme de barre longitudinale au niveau du front de la plage (Benavente, 2000).

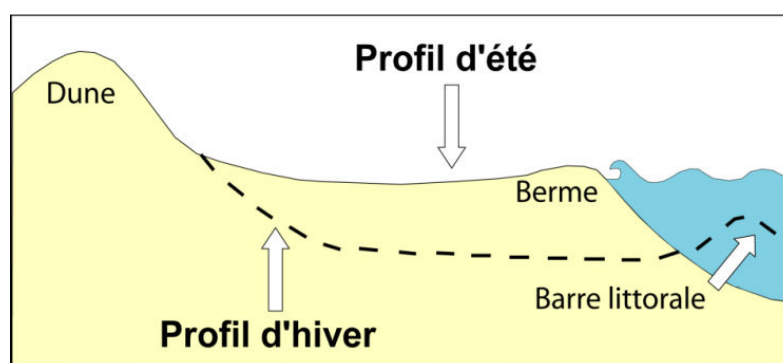


Figure I. 35 - Variation saisonnière du profil de plage.

Plusieurs tentatives de classification de ces corps ont été proposées, elles sont basées essentiellement sur des critères morphologiques (Greenwood & Davidson-Arnott 1979; Short 1978a;b; Goldsmith *et al.* 1982; Wright & Short 1984; Masselink & Short 1993). La classification établie par Greenwood & Davidson-Arnott (1979) définit six différents groupes distincts par la hauteur de la barre, la forme, le nombre de barres et l'état hydrodynamique,

notamment les houles. On distingue : système de barres et bâches (ou barres et baïnes) « *ridges and runnels* », barres de *swash* « *swash bars* », barres multiples parallèles « *multiple parallel bars* », barres transverses « *transverse bars* » et barres pré-littorales « *nearshore bars, longshore bars* ». Ce dernier type comprend des barres longitudinales et parallèles à la côte, qui peuvent être au nombre de un ou deux, ou bien des barres festonnées en lune « *crescentic* », très stables.



Figure I. 36 - Photos des différents types de barres sableuses.

En ce qui concerne le mode de leur formation, il existe plusieurs hypothèses, les processus sont en général très complexes et il est admis actuellement qu'il n'y a pas de processus commun pour tous les types et que chaque structure est le résultat d'interactions complexes entre les forçages hydrodynamiques et la nature des fonds. Trois grands mécanismes sont proposés :

II.3.4.5.1 Théorie de formation par déferlement « breakpoint hypothesis »

C'est la théorie la plus admise, elle considère que les barres sont dues au transport en masse généré par les houles incidentes. En se brisant, ces houles déposent leur charge favorisant ainsi la libération de l'énergie des houles qui suivent, les phénomènes érosifs s'intensifient, et il se forme ainsi une fosse et une crête.

Certains auteurs (King & Williams, 1949 ; Svendsen, 1984) évoquent un rôle important au courant de retour « *undertow* » qui peut transporter d'importantes quantités de sédiments vers le large et les déposer, le point de déferlement est donc une zone de convergence des sédiments et de formation de la barre.

Quand on a un déferlement multiple, c'est-à-dire que la vague après son déferlement initial au niveau de la barre préexistante, se régénère au niveau de la fosse et se brise de nouveau au

niveau des zones les plus proches de la côte, on a alors la formation des barres multiples (Benavente, 2000).

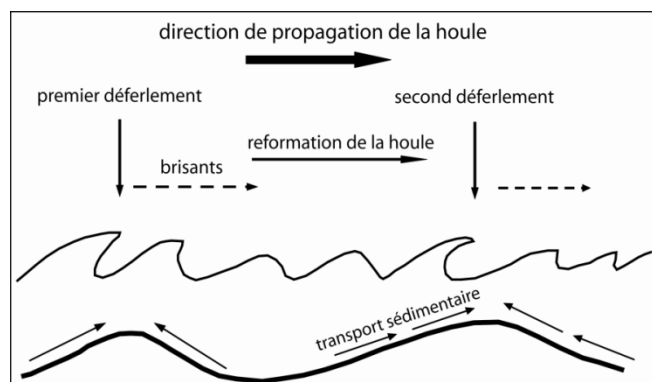


Figure I.37 - Génération de plusieurs barres par déferlements multiples (d'après Dhyr-Nielsen et Sorensen, 1970, in Wolf, 1997, modifiée par Stépanien, 2002).

Un autre mécanisme de formation de ces barres multiples est du à la réflexion au niveau d'une barre préexistante, qui entraîne des interactions entre les houles incidentes et réfléchies donnant lieu ainsi à la formation de barres de côté mer de la barre préexistante (Heathershaw & Davies, 1985; Mei, 1985).

II.3.4.5.2 Théorie de formation à partir d'anomalies préexistante du substrat

Au niveau des substrats représentant des irrégularités avec des zones d'accumulation et d'autres d'excavation, les ondes stationnaires résultant de l'interaction entre les houles incidentes et réfléchies jouent un rôle important dans la convergence des sédiments et favorisent la mise en place de cellules de circulation hydrodynamique.

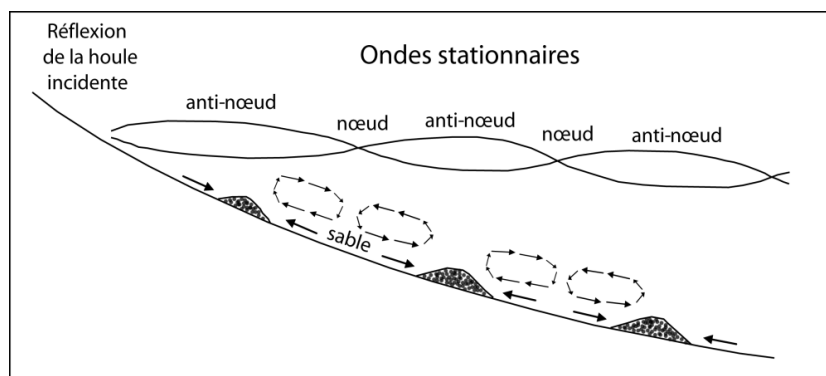


Figure I. 38 - Formation de barres sableuses sous une onde stationnaire (d'après Komar, 1998).

Dans le cas où le transport par suspension est dominant, la formation des barres a lieu d'avantage au niveau des anti-nœuds, alors que le transport par charriage favorise la sédimentation au niveau des nœuds (Aagaard & Greenwood., 1994).

A la présence d'une dérive littorale, ils se produisent des déplacements parallèles à la côte à cause des ondes de bord, cela facilite le développement d'une certaine rythmicité des barres sableuses obliques ou festonnées (Bowen & Inman, 1971).

II.3.4.5.3 Théorie de formation par les ondes infragravitaires

Cette hypothèse considère que la vague incidente agit comme agent de mise en suspension des sables et que les « *bound long wave* » (BLW) est l'agent de transport du sédiment en suspension (O'Hare & Huntley., 1994). Lorsque cette onde longue se réfléchit, elle se transforme en « *leaky mode LW* », et à partir de l'analyse de son enveloppe avec celui de la houle incidente on peut déduire la direction du transport. Si la corrélation est positive, le transport est *onshore*. Si la corrélation est négative, le transport est *offshore*. Si elle est nulle, il y a convergence de sédiments et donc c'est à cet endroit où on aura la formation théorique des barres.

Cette hypothèse est largement discutée, d'abord, elle considère que les houles infragravitaires sont monochromatiques, or les spectres déduits des différentes campagnes de mesure ne montrent pas la présence de pic suffisamment étroit et énergétique dans la bande infragravitaire, ce qui inhibe la formation des barres (Holman & Sallenger, 1993). En plus, Greenwood & Davidson-Arnott (1979) avaient montré qu'il fallait une pente de haut de plage élevée pour que l'onde soit suffisamment réfléchi, ce qui est rarement observé sur le terrain, puisque les barres sableuses sont des formes de plages dissipatives essentiellement (Wright & Short, 1984).

II.3.4.6 Rides sédimentaires « Ripples »



Figure I. 39 - Photos de différents types de rides sédimentaires ; a) et b) : plage de Cabo Negro ; c) : plage de Sidi Abdeslam et d) : embouchure de l'oued Alila.

Ce sont des microformes dues soit à l'activité du vent au niveau de la plage subaérienne, soit à l'action de l'eau au niveau des zones submergées. Elles sont sous forme de crêtes de moins de 0,03 m de hauteur espacées de moins de 0,6 m les unes des autres.

Leurs formes et les dimensions dépendent du climat maritime, la pente et la taille des grains (Davis, 1985), les *ripples* issus des courants de marées sont en général régulières, symétriques et équidistantes. Leur crête est perpendiculaire à la direction du courant.

Ceux dus aux vagues ont des crêtes parallèles aux crêtes des vagues. Leur hauteur et longueur varient suivant les caractéristiques de la houle, mais généralement, plus faibles que celles des rides de courant. Les rides de houle sont souvent symétriques mais deviennent de plus en plus asymétriques au fur et à mesure que l'on approche du rivage. Au niveau des zones de faible énergie, les *ripples* sont irréguliers et discontinus (Benavente, 2000). Les rides mixtes sont engendrées par l'action simultanée des houles et des courants ayant chacun une force suffisante pour transporter les sédiments (Migniot, 1990). La figure I. 40 montre les différents types des *ripples*.

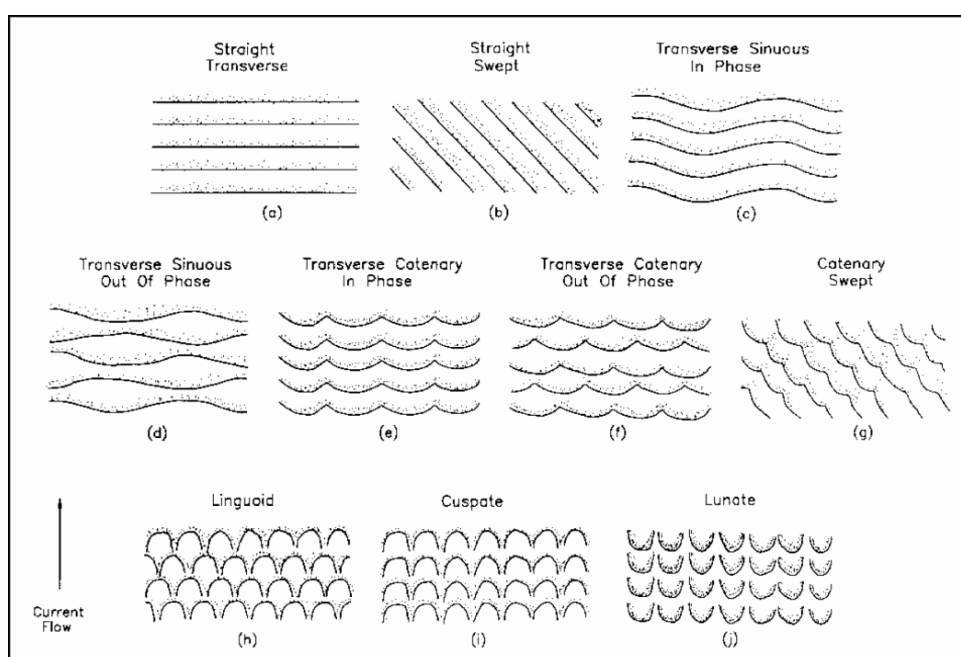


Figure I. 40 - Les différents types de rides sédimentaires (modifiée d'après Allen, 1968 par US Army Corps of Engineers, 1995).

II.3.5 Provenance des matériaux des plages

Les sédiments des plages peuvent être apportés par plusieurs vecteurs : les fleuves, les vents et les agents hydrodynamiques océaniques (Figure I. 41).

- Les fleuves

Ce sont les principales sources de matériel sédimentaire détritique au niveau des plages, la taille des matériaux varie selon les domaines climatiques. Dans les régions froides ils sont essentiellement grossiers issus de la gélifraction. Au niveau des cours d'eau à régime hydrologique torrentiel et contrasté le débit solide qui arrive à la côte est important, il présente des natures, formes et tailles très diversifiés. Enfin, dans les zones pluvieuses et équatoriales dont le couvert forestier empêche la désagrégation mécanique des roches et donc les

matériaux qui alimentent les plages sont très fins issus essentiellement de l'altération chimique.

- Le vent

Il est plus actif au niveau des zones arides, il transporte surtout les débris les plus fins et légers sur de grandes distances qui peuvent atteindre parfois quelques milliers de kilomètres. Au niveau des plages, les vents jouent un rôle essentiel dans les échanges des matériaux entre ses différents compartiments, lorsqu'ils soufflent du large soulèvent sur les estrans des sables, les mettent en mouvement et les accumulent à la rencontre d'un obstacle constitué le plus souvent par la végétation en arrière de la plage pour édifier une avant-dune. Lorsqu'ils soufflent du continent, ils mobilisent les matériaux accumulés au niveau des dunes pour alimenter les estrans.

- Les agents hydrodynamiques océaniques

Contrairement à ce que l'on peut croire, les sédiments qui viennent du domaine marin ne sont pas les plus abondants, le moteur principal dans la mobilisation et l'acheminement des matériaux est l'énergie des vagues. Elle est essentiellement active au niveau des côtes à falaises, leur érosion alimente les plages qui y sont issues. De l'avant côte arrivent parfois encore, remontés par les vagues, des matériaux qui y avaient été accumulés par des agents continentaux, alors que, pendant la dernière époque glaciaire, le niveau de la mer était plus bas que celui d'aujourd'hui. Les fonds immergés proches sont aussi la source d'éléments biodétritiques, particulièrement abondants dans les mers tropicales : coquilles de mollusques, fragments d'oursins et d'algues calcaires concassés par les vagues (Paskoff., 1994).

Les débris issus de l'énergie des vagues sont souvent pris en charge par les courants de dérive et s'échouent sur les estrans.

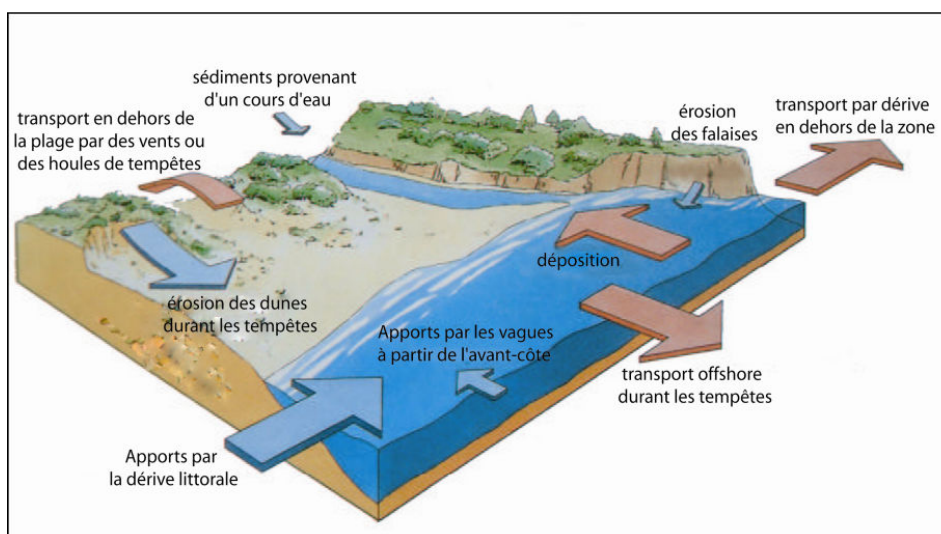


Figure I. 41 - Gains et pertes de sédiments au niveau d'une plage (New South Wales Government, 1990).

CHAPITRE II

CADRE NATUREL DE LA ZONE D'ÉTUDE

I LOCALISATION

La zone concernée par cette étude fait partie du flanc méditerranéen de la péninsule tingitane, se sont des côtes basses qui bordent des petites plaines côtières de plages sableuses plus ou moins rectilignes de direction Nord- Sud avec un léger décalage vers l'Ouest. De quelques 45 de kilomètres de long, depuis le Cap Mazari au sud jusqu'à l'entrée de la ville de Fnideq au nord, elle est limitée au nord par Monte Hacho, à l'ouest par la mer méditerranée et la chaîne du Rif au sud et à l'est.

Du point de vue administratif, la zone étudiée fait partie de la préfecture de M'diq-Fnideq. Elle est définie par les coordonnées géographiques : 35° 54' N et 5° 12' W (Figure I. 42).

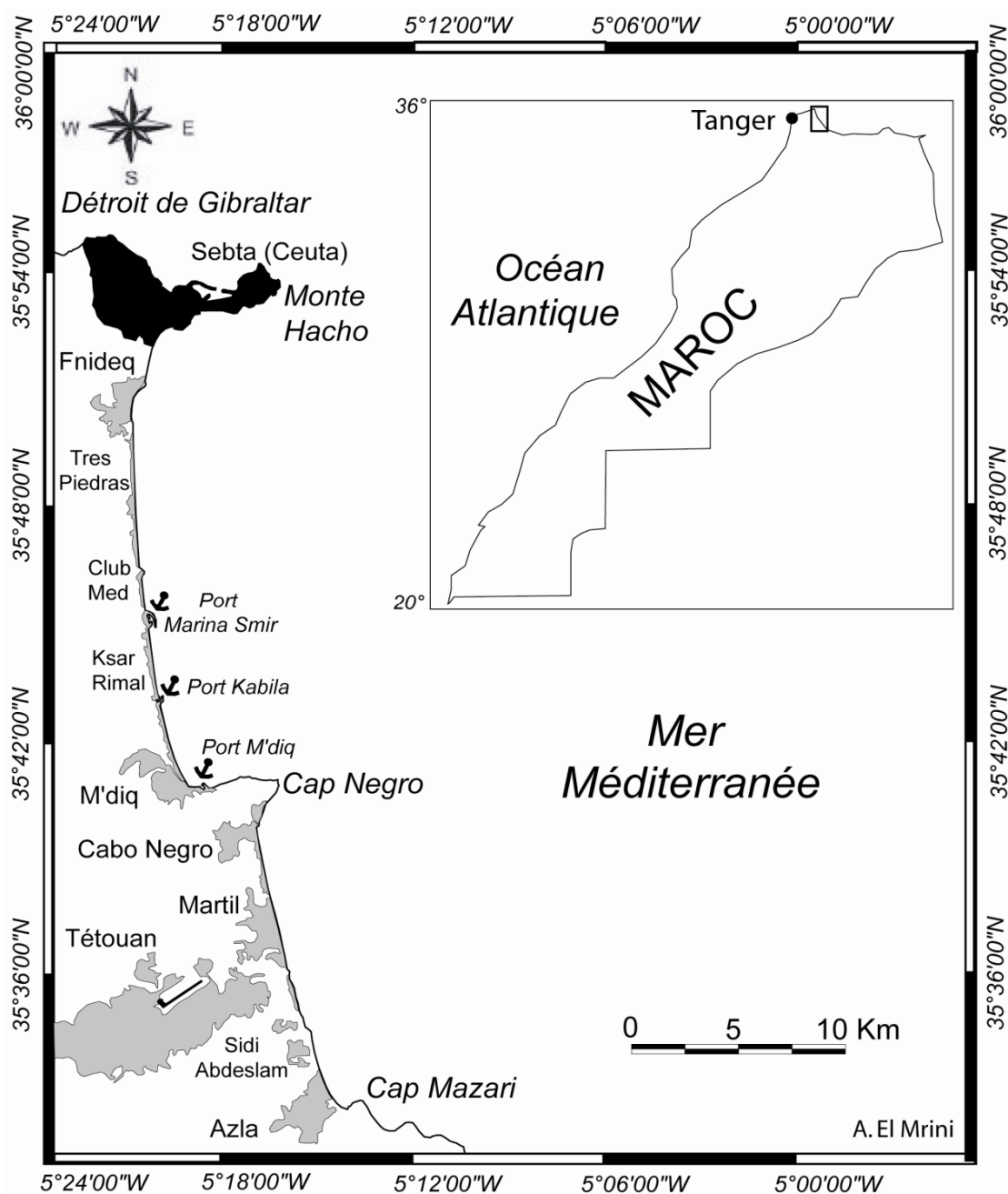


Figure I. 42 - Carte de localisation de la zone d'étude.

II CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

La présentation géologique est de grand intérêt pour les études de la morphodynamique des plages, la morphologie actuelle des côtes est une conséquence de l'héritage géologique. Le contrôle géologique de l'évolution des plages intervient selon deux dimensions ; il établit les limites selon lesquelles la plage répond à l'évolution morphologique par la forme et le volume de l'espace d'accommodation (McNinch, 2004), en plus, il renseigne sur les sources éventuelles des matériaux des plages.

Quant à la topographie, elle influence les transformations que subissent les houles incidentes, les courants côtiers et par conséquent le transit sédimentaire.

II.1 Relief général

La zone d'étude se situe à l'extrémité nord-ouest de l'arc alpin du Rif, c'est une zone tectoniquement récente et sismiquement active, avec des reliefs bien dégagés et imposants.

Malgré son altitude relativement faible, culminant à 838m, le relief de la région est marqué par de fortes pentes. La proximité du niveau de base, l'influence tectonique et l'encaissement du réseau hydrographique, d'étendue très courte entre les crêtes étroites de la dorsale calcaro-dolomitique et la ligne du rivage, ont largement abouti à une topographie accidentée.

Du point de vue géomorphologique, la zone est constituée d'une succession de « Horsts » et « Grabens », on y distingue deux grands domaines différents :

II.1.1 Le haut- pays

Il est réparti en deux sous unités : la première comprend les chaînes et les chaînons calcaro-dolomitiques et la seconde les crêtes et les collines gréseuses.

Les chaînes et chaînons calcaro-dolomitiques s'insèrent en plan entre les croupes paléozoïques situées plus bas à l'Est et les crêtes gréseuses qu'ils dominent topographiquement à l'Ouest. Dans le sens longitudinal, on peut distinguer dans le Rif septentrional au moins quatre tronçons (El Gharbaoui, 1977) : ensemble de Jbel Moussa, chaînon du Haouz, Dorsale centrale et Dorsale méridionale. Ces massifs constituent l'armature orographique de la région par ses versants courts aux pentes raides et par l'imposition de ses crêtes aiguës, souvent en arêtes. Ces crêtes dominent de plus près la mer Méditerranée

Les crêtes et les collines gréseuses appartiennent essentiellement aux nappes de flyschs qui affleurent à l'ouest de la ville de Tétouan et au niveau de M'diq « Jbel Zem-Zem ». Elles se trouvent en contrebas de l'ensemble calcaro-dolomitique qui leur fait face à l'est. Les collines sont dispersées dans l'espace avec des hauteurs qui oscillent entre 250 et 700 m (Stitou, 2002).

II.1.2 Le bas-pays

Ce sont des secteurs de basses altitudes, qui ne dépassent guère 10 m, édifiés, entre la Méditerranée à l'est et les croupes paléozoïques à l'ouest, dans des formations non métamorphiques des Ghomarides et aux embouchures des principaux cours d'eau. La tectonique de subsidence et la proximité de la mer ont marqué ces plaines par des pentes plus faibles ce qui les caractérise à la fois, par des conditions de drainage difficiles et la présence, pendant une période importante de l'année, des zones marécageuses et lagunaires, particulièrement dans les secteurs aval qui bordent le rivage. On distingue trois plaines côtières relativement petites au niveau de la zone d'étude :

- *plaine de Restinga*

D'une altitude de moins de 10 m, elle est dominée essentiellement par des terrasses Quaternaires déposées par l'oued Negro qui définit à son embouchure au niveau de la plage d'Almina une zone de marais protégée par un cordon littoral.

- *plaine de Smir*

Séparée de la plaine de Restinga par jbel Zem-Zem qui constitue sa limite nord, au sud elle est limitée par Koudiat Taïfor, elle est parcourue de l'oued Smir qui favorise des dépôts Quaternaires également, à son embouchure, la lagune de Smir constitue un site de grand intérêt écologique, elle a été déclarée en 1996 Site d'Intérêt Biologique et Ecologique (SIBE), dans le cadre du Plan Directeur des aires protégées du Maroc, et proposée comme espace naturel protégé (Bello *et al.*, 2006).

- *plaine de Martil-Alila*

La plus étendue de la zone d'étude, elle est limitée au nord par Koudiat Taïfor, à l'est par la Méditerranée, à l'ouest par jbel Dersa et au sud par les collines Ghomarides des Beni Maâden. Elle est parcourue par deux principaux cours d'eaux : l'oued Alila (El Maleh) au nord et l'oued Martil au sud qui constitue le cours d'eau le plus important de la zone.

D'autres zones basses au niveau de la zone sont les bassins intérieurs.

II.2 Stratigraphie

II.2.1 Le domaine paléozoïque

Affleure dans la région sous forme de gneiss et de micaschistes en demi-fenêtres métamorphiques, on distingue : les orthogneiss de Monte Hacho (Sebtides inférieurs) et les matériaux dévono-carbonifères et permo-triasiques de Koudiat Taïfor (Sebtides supérieurs ou unité de Federico).

La zone présente également des formations paléozoïques non métamorphiques dont la roche mère est très hétérogène (El Gharbaoui, 1981).

Unité des croupes paléozoïques basses

Elle constitue la quasi-totalité du piedmont méditerranéen du Haouz. Elle se présente dans la structure sous forme de trois nappes, superposées, entre la dorsale et la Méditerranée, au matériel paléozoïque non métamorphique plissé (Durand Delga, 1963) :

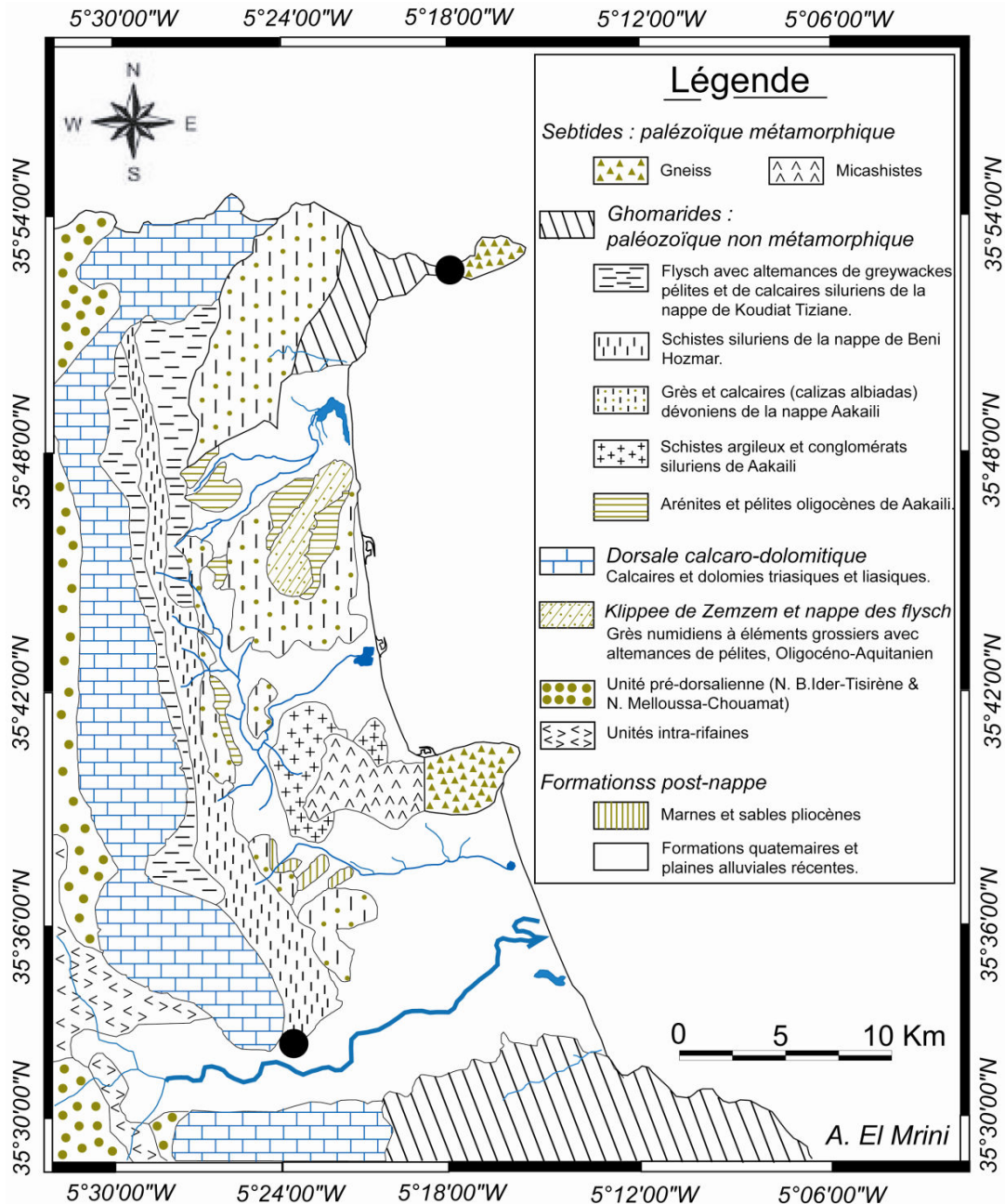


Figure I. 43 - Principales unités stratigraphiques dans la zone d'étude (synthèse à partir de différentes sources bibliographiques).

- La nappe de Koudiat Tiziane, sous forme de séries de pélites et de calcaires siluriens.

- La nappe des Beni Hozmar, comprend essentiellement des schistes et des phanites attribués au Silurien et au Dévonien, avec des séquences de calcaires en plaquettes d'âge Dévonien moyen et supérieur (Chalouan, 1986).

- La nappe d'Aakaili, constituée de faciès épais de schistes, de grès et de calcaires micacés bleu-noirs, elle se termine au sommet par une formation de conglomérat marno-gréseux rouge.

✚ *Demi-fenêtre de Koudiat Taïfor*

Sous forme d'un petit chaînon de direction est-ouest, il est constitué de micaschistes dans sa partie occidentale, relativement molle et basse, et de gneiss dans sa partie orientale qui domine la Méditerranée à 332 m en formant le cap le plus avancé en mer dans le Rif occidental méditerranéen.

II.2.2 Les massifs calcaro-dolomitiques de la dorsale

Constitués de calcaires durs liasiques et dolomies du Trias. Leur dissolution libère des argiles de décarbonatation et des sables dolomitiques qui s'accumulent sur les versants à pente relativement douce et dans les zones karstifiées (El Gharbaoui, 1981).

II.2.3 Le domaine des flyschs

C'est un ensemble de terrains où le substratum géologique est gréseux, constitué essentiellement de nappes de charriage « terrains allochtones ». On distingue trois types de flyschs :

- ✚ *Le flysch Mauritanien* : dont la nappe de Tisirène à matériel gréseux d'âge jurassico-crétacé inférieur, et la nappe de Béni Ider caractérisée par un flysch grésomiacassé d'âge Oligocène (Durand Delga, 1962).
- ✚ *Le flysch Massylien* : constitué de nappes de Chouamat-Melloussa à matériel essentiellement schisto-quartzique de l'albo-aptien (Durand Delga et al., 1960-62 ; Andrieux & Mattauer, 1962).
- ✚ *Le flysch Numidien* : caractérisé par des argiles d'âge oligocène. Ce flysch est formé de grès riches en grains de quartz grossier ; grès à dragées de quartz (Durand Delga & Mattauer, 1964 ; Didon & Hoyez, 1978). Un exemple de ce flysch est le lambeau de jbel Zem-Zem, constitué de masses gréseuses à grains de quartz grossiers à ciment ferrugineux d'âge Oligocène. Les bancs gréseux sont séparés par des argilites oligocènes.

II.2.4 Le Pliocène

Le Pliocène avec ces deux étages, Plaisancien et Astien a été mis en évidence depuis longtemps à Tétouan et ses environs. Il s'agit d'un cycle sédimentaire transgressif et régressif complet (Gentil & Boistel, 1905).

Dès le Pliocène inférieur, et après l'ouverture du détroit de Gibraltar suite à une phase de distension N-S, les eaux envahissaient la mer Méditerranée (mer d'Alboran) récemment

effondrée et ennoyaient la topographie pré-pliocène très accidentée et constituée de plusieurs paléo-rias.

Entre Tétouan et Sebta, il est présent aussi bien au niveau des petites plaines alluviales que sur les promontoires, il affleure à Tétouan, Mellalienne, à Azla au niveau de la mer, sur les deux rives de l'oued Martil et au nord de Dar Skirej.

Parmi les travaux les plus détaillés sur le Pliocène de la région, on cite les études effectuées par (Nachite, 1993) et (Ben Moussa, 1994) qui ont différencié cinq lithofaciès (Figure. I. 44) :

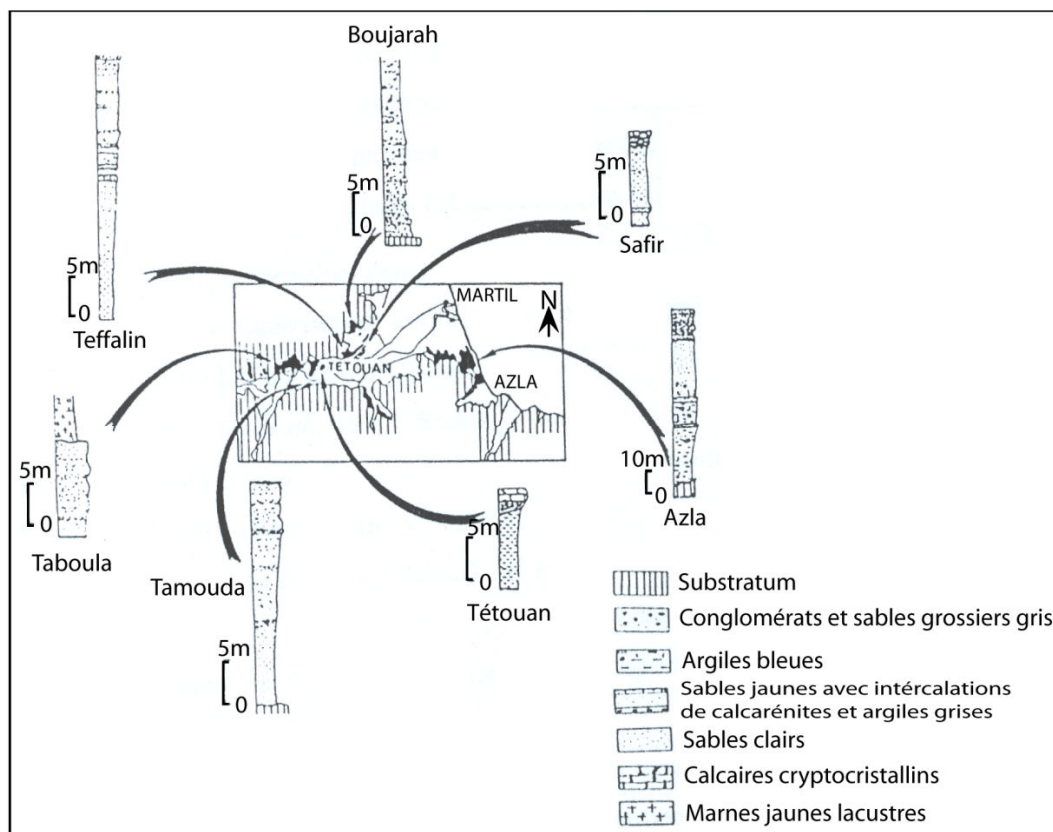


Figure I. 44 - Coupes synthétiques du Pliocène de Tétouan (Nachite, 1993).

- ✓ Le lithofaciès I constitué de conglomérat et sables grossiers, il est grossier à la base et s'enrichit vers le haut en fraction fine.
- ✓ Le lithofaciès II d'argiles bleues plastiques qu'on observe à Tamouda et à Teffaline. Au niveau d'Azla, ce faciès passe à des argiles jaunes légèrement sableuses et très fossilifères montrant des bancs décimétriques de grès (Nachite, 1993).
- ✓ Le lithofaciès III de sables jaunes à granulométrie moyenne à grossière.
- ✓ Le lithofaciès IV de sables fins. Dans le secteur d'Azla, ce lithofaciès est composé de cinq mètres de sables fins clairs discordants sur les ghomarides (Stitou, 2002).
- ✓ Le Lithofaciès V de marnes jaunes affleurant au niveau de Taboula.

II.2.5 Les formations quaternaires

La densité relative du réseau hydrographique, les transgressions marines et l'existence des sommets calcaro-dolomitiques ont favorisé le développement des dépôts quaternaires détritiques et sous forme de systèmes karstiques au niveau de la région.

II.2.5.1 Le Quaternaire marin

➤ Entre Sebta et Cabo Negro

On observe des plates-formes d'âge sicilien assez bien conservées à Monte Hacho et à l'ouest de Sebta situées à une altitude de 50 à 80 mètres NGM. A l'entrée du port de M'diq, une petite plate-forme du Tyrrhénien III existe à 8 – 10 m NGM. (Boughaba, 1992).

Entre Fnideq et Rifienne, on constate également la présence d'un étroit cordon de galets à 2 – 3 m du NGM et d'un étroit niveau de cailloutis de 8 à 10 m d'altitude (Tyrrhénien III). Le village de Rifienne est situé sur un troisième niveau à 15 – 20 m du Tyrrhénien II (André & El Gharbaoui, 1973).

➤ Entre Cap Negro et Cap Mazari

On retrouve le Flandrien au pied de Koudiat Taïfor sous l'aspect d'un cordon littoral à dalles ferrugineuses à 2 – 3 m du NGM (El Gharbaoui, 1974). De petites plates-formes existent au nord-ouest du Dar Skirej à 7 - 1 m d'altitude. Elles sont raccordées au Tyrrhénien III.

Vers Cap Mazari, les niveaux marins sont plus nombreux et se succèdent selon le schéma suivant (Boughaba, 1992) :

- ✓ Un cordon littoral dunaire à Sidi Abdeslam abritant en arrière une plaine du Gharbien.
- ✓ A 8 - 10 m d'altitude, une plate-forme recouverte de galets arrondis. Il s'agit là du Tyrrhénien III.
- ✓ Un important niveau marin, à peine démantelé, existe à 25 m d'altitude et témoigne du Tyrrhénien II.
- ✓ Deux autres replats, moins bien dégagés, à 50 – 60 m et 90 – 100 m N.G.M.

Ces formes et formations quaternaires témoignent d'un milieu favorable aux accumulations sableuses.

II.2.5.2 Les formations quaternaires continentales

Les cours d'eaux, permanents ou temporaires, favorisent le développement de systèmes de terrasses fluviales plus ou moins complets étagés de part et d'autre des oueds. Ces niveaux ont des altitudes relatives très différentes, selon que l'on est à l'intérieur des vallées intra-montagneuses ou près des embouchures, et à cause également des déformations

néotectoniques quaternaires. Arrivant jusqu'à la mer, les cônes-terrasses sont taillés actuellement en falaises vives.

Il faut tenir compte également des formations quaternaires biochimiques sous forme de travertins, la grande partie de la ville de Tétouan est bâtie sur une formation travertineuse, et toute la région en est riche. Ils forment trois terrasses alluviales de plus en plus récentes en allant vers l'oued Martil (Ben Makhoulf, 1990).

II.3 Néotectonique

La région de Tétouan est très active tectoniquement et caractérisée par un système de failles complexes, les phases tectoniques majeures de l'évolution des unités du relief se manifestent depuis la seconde moitié du Tertiaire et vont jusqu'au Quaternaire.

QUATERNAIRE		← →					Radiale
		→ ←					E - W
PLIOCENE		→ ←					NW - SE
		← →					N - S
MIOCENE	MIOCENE	← →					Radiale
	MOYEN ET SUPERIEUR	→ ←					E - W
	BURDIG. INF.	→ ←					N - S
	AQUITANIEN	← →					NE - SW
	OLIGOCENE	→ ←					NE - SW
		BENI IDER	PRE-DORSALIEN	DORSALE CALCAIRE	GHOMARIDES	SEBTIDES	DIRECTION

Figure I. 45 - Événements tectoniques dans la région de Tétouan depuis l'Oligocène jusqu'à l'Actuel (Ben Makhoulf, 1990).

A la fin de l'Oligocène, on a la mise en place des unités structurales et l'écaillage des nappes du Rif interne, une phase de distension précoce NE-SW descellée dans les terrains métamorphiques des Sebtides inférieurs et dans la nappe d'Aakaili s'installe, elle est responsable de l'effondrement de la mer à l'Oligo-aquitaniens et par conséquent des premiers épisodes de l'ouverture de la cluse de Tétouan. Une déformation synsédimentaire distensive N-S s'observe dans certaines formations de la couverture ghomaride, ainsi que dans la couverture tertiaire de la Dorsale calcaire. Cette déformation est responsable de l'ouverture de la cluse de Tétouan sous forme d'un graben limité par deux horsts au sud et au nord et qui reçoit les dépôts aquitano-burdigaliens du Rif interne.

Une phase compressive N-S affecte le conglomérat oligo-miocène de Sidi Abdeslam et les marnes tertiaires de la Dorsale calcaire au sud de Tétouan. Puis, une phase distensive post-burdigalienne/anté-pliocène a donné naissance à des failles normales qui affectent tout le Rif interne. A la fin du Miocène, une multitude de mouvements tectoniques ont affecté toute la

région. Au sud de Tétouan, sur la côte, les séries appartenant à cet âge sont localisées dans d'étroits couloirs d'érosion.

Après une multitude de déformations, vient une nouvelle étape de l'évolution du relief qui correspond à l'épisode de la transgression pliocène, résultant de l'effondrement de la mer d'Alboran qui s'est manifesté par d'importants mouvements de subsidence. La mer a pénétré profondément dans des golfes, en submergeant de larges zones affaissées du littoral (Martil, Smir et Negro). Son retrait a laissé subsister de nombreux dépôts de marnes bleues et de sables jaunes qui témoignent d'une sédimentation marine, ces dépôts ont subi un soulèvement par des mouvements post-pliocènes.

Une nouvelle étape de l'évolution du relief se manifeste par d'importantes phases d'ablation et de sédimentation, de régime continental. Parallèlement, les mouvements tectoniques se poursuivent pendant une grande partie du Quaternaire; ils sont responsables du soulèvement de l'ensemble montagneux et de l'élaboration du réseau de drainage hydrographique (Maurer, 1976).

Reste à signaler, que la Méditerranée, connaissait durant le Messénien une dessiccation générale qui induisait à une chute dramatique du niveau marin qui se situait à – 1500 m du niveau actuel (Hsü et *al.*, 1973 ; Clauzon et *al.*, 1996). La conséquence majeure de cette chute était la ré-incision des canyons dans toute la méditerranée, y compris la mer d'Alboran, par les rivières qui se trouvaient dans les profondeurs (Clauzon et *al.*, 1996).

III Conditions hydrologiques et climatiques

III.1 Hydrologie superficielle

A l'exception du cours d'eau le plus important de la zone (l'oued Martil), les oueds possèdent des bassins versants de faible superficie (moins de 100 km²), dans ces conditions, les eaux superficielles d'origine fluviale sont peu abondantes. Le ruissellement se caractérise par un manque ou une absence d'écoulement pendant 4 à 5 mois. Le régime hydrologique irrégulier est en relation avec les fortes intensités des précipitations en hiver et à la prédominance des faciès imperméables conjuguée au relief escarpé caractérisé par de fortes pentes.

Les principaux cours d'eau sont du nord vers le sud :

Oued Fnideq

C'est un petit torrent saisonnier à faible débit, sa longueur est d'environ 10 km et la superficie de son bassin versant est d'environ 10 km². Le centre de la ville de Fnideq est dominé par un bassin (2.25 km²) drainé par une chaabat qui débouche dans un canal couvert. Les quartiers limitrophes à la chaabat sont soumis aux inondations assez fréquentes causées par les débordements (A.B.H.L., 2006). La capacité maximale du canal est de l'ordre de 10 m³/s. La crue du 19 décembre 1990 d'un débit maximal de près de 50 m³/s, a été particulièrement destructrice, de même pour la crue de fin septembre 2008.

 **Oued Negro**

Temporaire, sa longueur est d'environ 9 km et la superficie de son bassin versant est d'environ 16 km², il draine la petite plaine de Restinga. Ce cours d'eau ne débouche pas en mer et reste piégé derrière les dunes où il délimite une zone marécageuse.

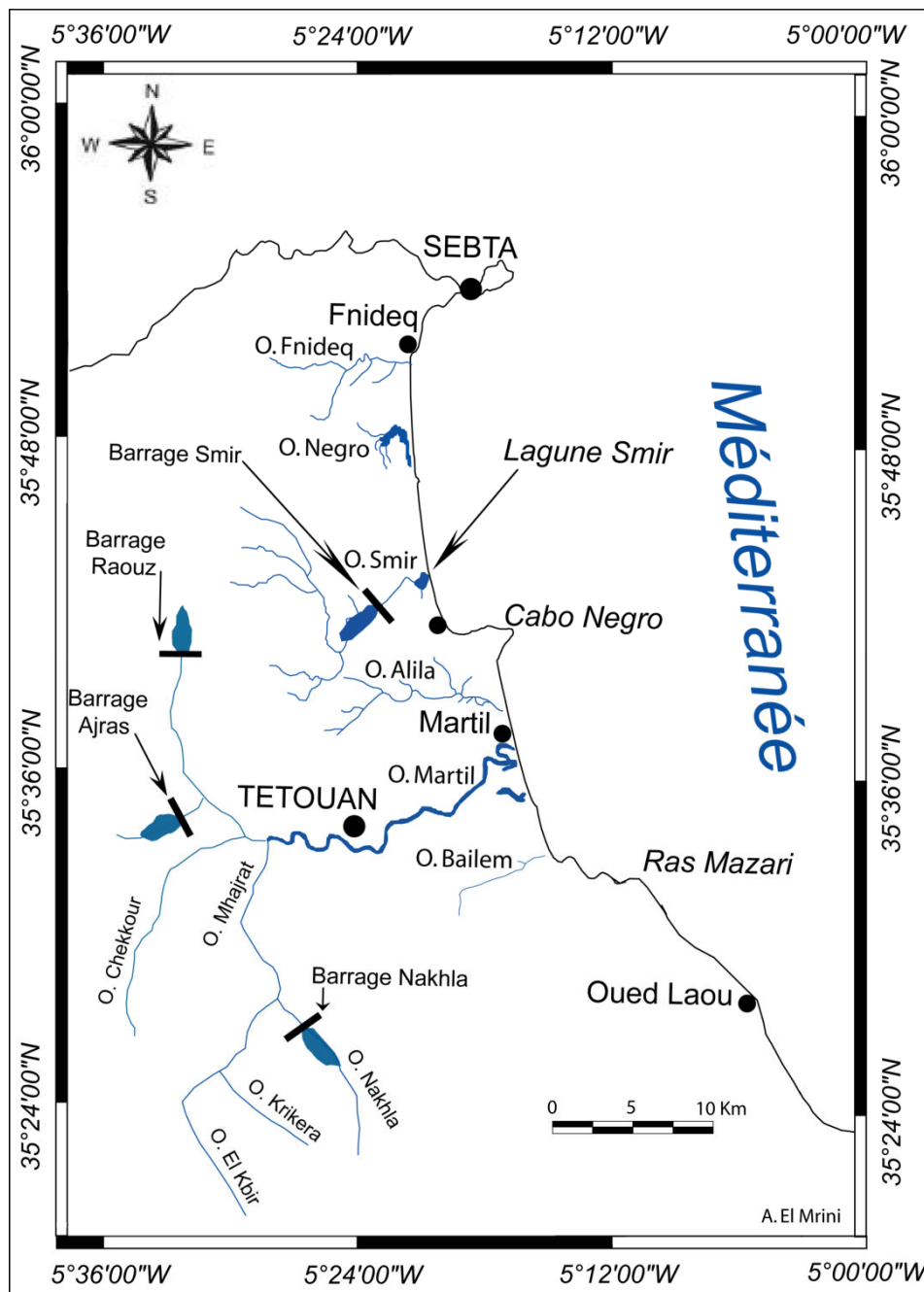


Figure I. 46 - Situation des principaux cours d'eau dans la région.

 **Oued Smir**

Son débit est modeste, il est alimenté essentiellement par le massif calcaire très humide et karstifié, sa longueur est d'environ 13 km et la superficie de son bassin versant est d'environ 74 km² (100 km² avant la construction du barrage). Sa lithologie permet de constater que les

formations paléozoïques (schisto-gréseuses) constituent 64 % de la superficie totale, la chaîne calcaire (Haouz) en constitue 19 %, le reste est constitué par le remplissage plio-quadernaire (Stitou, 2002). Le barrage de Smir a été construit en 1991 en amont de la plaine, à la confluence de plusieurs cours d'eau dont les principaux sont Oued Lil et Oued El Bayen. Il développe une surface de retenue de 475 hectares pour un volume total de 43 millions de m³ (17 millions de m³ en volume régularisé) (Bayed & Scapini, 2005). Cet oued se termine par des marécages et des schorres et délimite à l'aval la lagune de Smir.

Oued Alila

Sa longueur est d'environ 10 km et la superficie de son bassin versant est de 13 km². Son faible débit l'empêche d'avoir un débouché permanent en mer. Cet oued traverse avec l'oued Martil la plaine Martil-Alila, qui est la plaine la plus étendue de la région avec une superficie d'environ 65 km². Son débit moyen annuel a été estimé à 0,5 m³/s (LPEE, 1994), et ses apports sableux sont pratiquement nuls (LPEE, 1997).

Oued Martil

C'est le cours d'eau le plus important de la zone, il s'installe sur une déchirure tectonique majeure, sa longueur est de 60 km et son bassin versant couvre une superficie de 1220 km². Il présente un régime torrentiel rapide, le débit moyen annuel est de 19,2 m³/s, les débits maximaux s'enregistrent généralement entre les mois d'octobre et avril et peuvent atteindre 1480 m³/s (Stitou, 2002), le débit à l'embouchure est d'environ 150 m³/s. La partie amont parcourt essentiellement les flyschs des Beni Ider, Tizerène et l'unité de Tanger, après qu'il ait reçu ses principaux affluents, il traverse les terrains pliocènes de la plaine de Martil-Alila avant de se déverser en Méditerranée juste au sud de Martil. Cet oued reçoit les rejets domestiques et industriels de la ville de Tétouan, et voit la qualité de ses eaux passer de bonne à mauvaise, parfois même à très mauvaise en période sèche.

Ses affluents supérieurs se développent dans le massif de la dorsale calcaire qui assure leur alimentation en période d'étiage, on distingue essentiellement les oueds : Khemis, Chekkour, Mhajrat et Nakhla, ce dernier est régularisé par le barrage du même nom, ce barrage et celui d'Ajras édifié sur un autre affluent de l'oued Martil souffrent actuellement d'envasement à cause de la dégradation des sols. A sa construction, la capacité de retenue de barrage Nakhla était de 10 hm³, elle est devenue médiocre actuellement (4,92 hm³) (Stitou, 2002). Ce qui a poussé les responsables à lancer un projet de construction d'un autre barrage sur l'oued Martil à 15 km au sud ouest de Tétouan.

L'oued Martil est marqué par son instabilité, dont plusieurs embouchures fossiles "passes" sont présentes le long du littoral (Comentale et al., 2007). Au cours du XXe s., ses méandres ont été recoupés dans le cadre d'une politique de rectification de son lit et d'assèchement agricole de la plaine. Il est à signaler que l'Oued Martil a été dévié plus au sud vers la fin des années 70 pour protéger la ville de Martil contre les inondations, l'ancienne embouchure se présente actuellement sous forme d'un bras mort emprisonné entre une digue de coupure de boucle à l'amont et une barre sableuse à l'aval.

Oued Bailème

Il traverse le village d'Azla, sa longueur est d'environ 8 km avec un bassin versant très réduit. Son régime est irrégulier caractérisé par un écoulement torrentiel en périodes de crues.

III.2 Aspects du climat régional

Vue sa situation géographique, la zone d'étude se caractérise par un climat tempéré et chaud de type méditerranéen, ayant un caractère subtropical, avec une alternance de deux saisons bien différenciées, un hiver doux et humide à précipitations souvent brutales, s'étend d'octobre à avril ; et un été chaud et sec, débute en mai et se prolonge jusqu'à fin septembre.

Le climat dépend de la latitude, de flux zonal maritime est-ouest, des mouvements méridiens des masses d'air polaires et sahariennes et du relief (Moukhchane, 1999). L'influence marine et de la chaîne montagneuse du Rif confèrent à la zone des taux d'humidité assez élevés (78% moyenne annuelle à Tétouan) avec des valeurs moins élevées en période estivale, des précipitations importantes et des différences entre les températures maximales et minimales adoucies.

III.2.1 Précipitations

La région est considérée parmi les plus arrosées du Maroc, avec des différences notables entre les zones basses et élevées. Les zones littorales sont relativement plus sèches, on y distingue deux tronçons séparés par l'oued Martil, le premier, méridional, dans lequel la quantité d'eau est inférieure à 500 mm/an (489 à Azla), le second, septentrional, où les moyennes annuelles varient entre 550 et 800 mm/an : 583 à Sebta, 601 à Martil, 710 à M'diq, 773 à Fnideq et 777,4 à Tétouan-aérodrome (El Gharbaoui, 1981). Ces précipitations sont très concentrées dans le temps, principalement en hiver et au printemps. Les maximums journaliers sont souvent élevés en décembre et en janvier et ils causent souvent des inondations des zones basses comme celle qu'a connu la plaine de Martil lors de crue de décembre 2000.

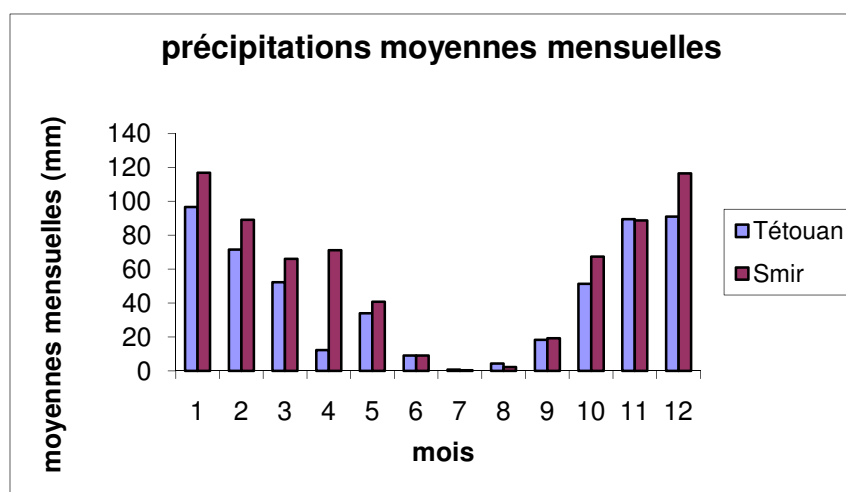


Figure I. 47 - Variations des précipitations moyennes mensuelles au niveau des stations de Tétouan-aérodrome (1994-2001) et Smir (1944-2001)

Sur les reliefs du Rif, les précipitations annuelles en pluies dépassent 1000 mm, en plus, ces sommets connaissent des précipitations nivales. La fonte des neiges contribue au soutien des débits d'étiage des oueds côtiers méditerranéens du littoral tétouanais, ainsi qu'à l'alimentation des aquifères souterrains.

III.2.2 Températures

La saisonnalité est bien marquée également au niveau des températures, le mois d'août est le plus chaud avec une moyenne des maximums (M) de l'ordre de 27,1° à Sebta ; 29°,2 à M'diq ; 29°,9 à Martil et 30°,2 à Tétouan. Les températures les plus basses sont enregistrées en janvier avec une moyenne des minimums (m) de l'ordre de 7°,7 à Sebta et Martil ; 8°,6 à Tétouan-aérodrome. La moyenne annuelle est de 18,67°C à Tétouan (1991-2000) et de 18,45°C à Smir (1983-2001).

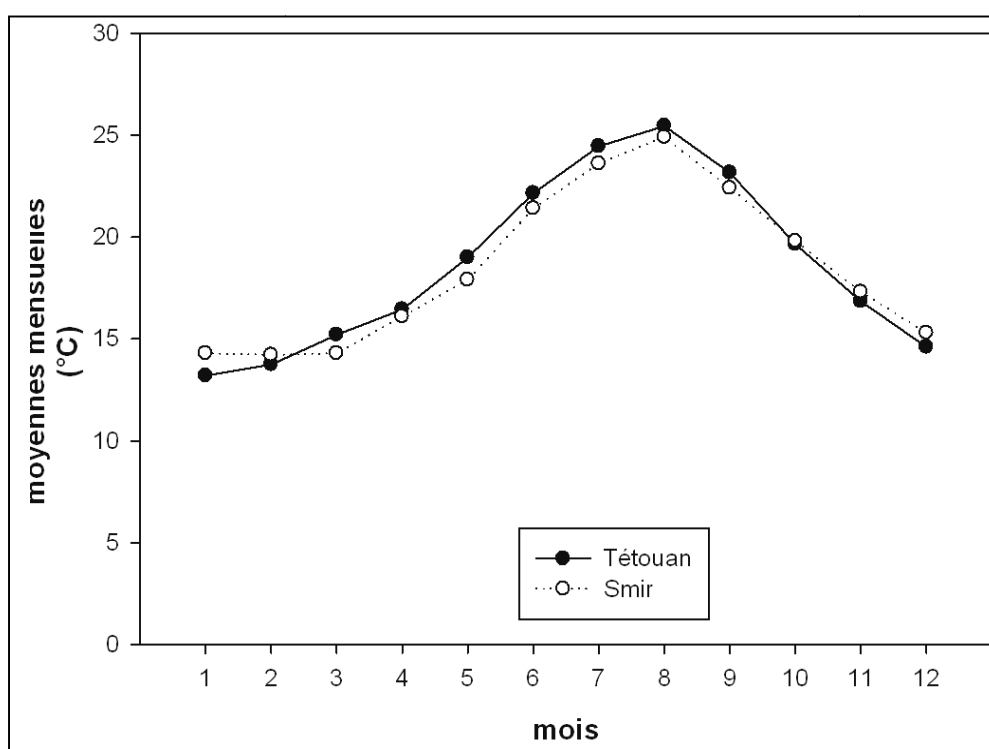


Figure I. 48 - Variations des températures moyennes mensuelles au niveau des stations de Tétouan-aérodrome (1991-2000) et Smir (1983-2001)

III.2.3 Vents

Les vents sont liés aux perturbations provoqués par les principaux centres d'action : l'anticyclone des Açores, les dépressions de Madère, du golfe de Gène et du golf de Gascogne. En hiver, la région se trouve soumise à un régime d'ouest commandé par la dépression centrée sur la côte portugaise, l'infiltration de l'air froid polaire favorise les vents d'ouest humides. En été, l'anticyclone des Açores est centré précisément sur les îles de même nom ou entre elles et la côte ouest-ibérique. Son axe se trouve, ainsi, rejeté au nord de la péninsule de Tanger qui, de ce fait, subit des influences sahariennes. Les vents soufflent généralement du secteur est.

Au niveau des zones basses, cette circulation générale se traduit à une direction est-ouest prédominante accommodée au relief général arqué des chaînes rifaines et sud-bétique d'une part, et en fonction des grands éléments locaux du relief d'autre part. Ainsi, on distingue généralement trois régimes :

- ✓ de mai à octobre, les vents dominants proviennent du secteur E – NE.
- ✓ d'octobre à février, ils sont du secteur O – SO avec prédominance à O.
- ✓ les mois de mars et avril sont soumis à un régime équilibré entre vent du secteur E – NE et O – SO.

Tableau I. 3 - Fréquences d'occurrences des directions des vents à l'Aéroport de Tétouan (Service National de la Météorologie).

Nord Est	17 %
Est Nord Est	19 %
Est	12 %
Sud Ouest	9 %
Ouest Sud Ouest	14 %
Autres	14 %

Pour le site de Smir, les vitesses sont généralement comprises entre 6 et 29km/h. Il est à remarquer que près des zones montagneuses de Jbel Zem-Zem et Koudiat Taïfor, les zones périphériques de Smir sont bien protégées des vents d'Ouest, et, de faite qu'elles sont ouvertes sur la mer méditerranée, elles sont très exposées aux vents d'Est, alors que pour Tétouan-aérodrome, situé dans le prolongement de la dépression rifaine de Tétouan est plus exposé aux vents d'Ouest.

IV Le domaine côtier et sous-marin

IV.1 Géométrie du rivage

L'exposition des plages aux actions marines est déterminée par l'orientation des rivages, pour cela, il nous semble très utile de faire une présentation des principales directions que présente le trait de côte du littoral tétouanais (Figure. I. 49).

- ✓ Du Monte Hacho à Fnideq, le trait de côte suit trois orientations, avec un dispositif général concave.
- ✓ De Fnideq au port de M'diq, la côte présente un tracé droit (N 175°) avec une petite interruption au niveau du Cap Restinga.

- ✓ Au niveau du secteur de Cap Negro, le littoral dessine également trois orientations jusqu'à la plage de Cabo Negro pour être régularisé et prendre une direction NNW-SSE jusqu'au Ras Mazari.

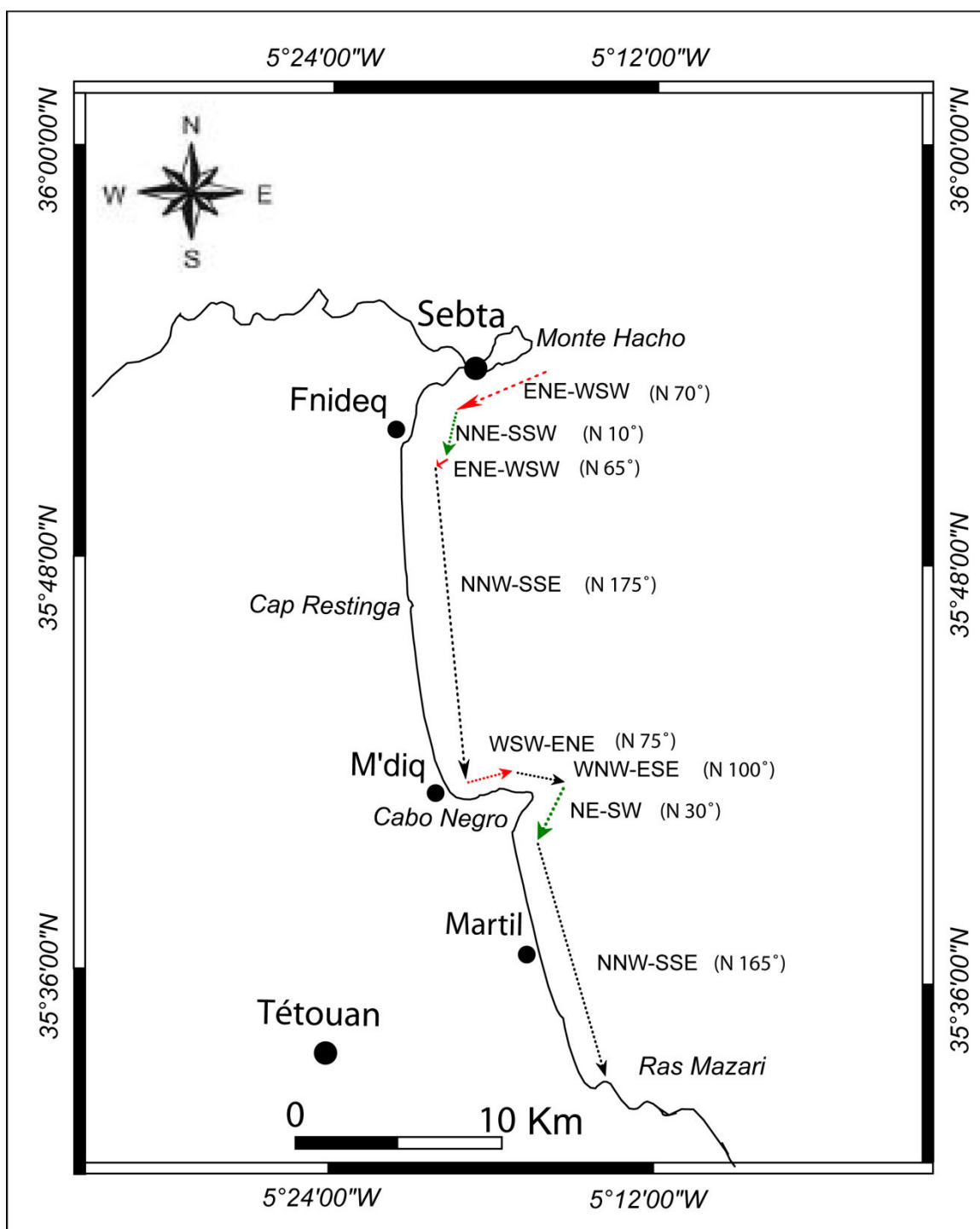


Figure I. 49 - Les différentes orientations du trait de côte du littoral tétouanais.

En général, le trait de côte du littoral étudié présente une orientation NNE-SSW prédominante, son interruption correspond à l'existence des caps qui délimitent des baies d'accumulation ou bien des zones vulnérables à l'érosion selon le degré de leur exposition aux houles dominantes.

IV.2 Types des côtes

Comme on l'a mentionné, le littoral étudié est constitué des côtes basses et des niveaux continentaux bien développés arrivant jusqu'à la mer qui les taille en falaises vives pouvant mesurer plusieurs centaines de mètres en hauteur.

IV.2.1 Les côtes à falaises

Elles constituent un quart du linéaire côtier du littoral étudié environ, principalement inactives, assez développées et divisées en durs (caps rocheux) ou friables.

- Les falaises rocheuses

Le littoral étudié est délimité par deux caps constitués de terrains paléozoïques, le Monte Hacho au Nord et le Cap Mazari au Sud, au centre, le Cap Negro le sépare en deux cellules morphologiquement distinctes, elles sont constituées des roches très résistantes (gneiss) ayant des hauteurs relativement importantes (point culminant 332 m), et qui se prolongent en mer avec des pentes raides, ces falaises présentent par endroits des plates-formes rocheuses.

On observe également d'autres falaises rocheuses moins développées (exemple : Cap Restinga).

- Les falaises tendres

Elles sont constituées de matériaux meubles (dépôts plio-quadernaires), ces côtes se distinguent des rivages précédents par leur aspect beaucoup moins découpé, moins déchiqueté et moins élevé. Elles sont éparpillées le long du littoral, les plus développées sont observées au niveau des formations pliocènes du secteur entre Sidi Abdeslam et Cap Mazari atteignant 7 m environ, et dont certaines renferment des galets qui forment les principaux matériaux des plages qui se trouvent juste à leurs pieds (Azla par exemple), ce qui leur constitue une protection naturelle. Ces falaises ne sont atteintes par les eaux que lors des vives-eaux associées aux tempêtes.

On observe également dans la zone des falaises hétérogènes constituées des alternances soit des formations à galets et d'autres qui en sont dépourvues, des formations tendres de différentes natures ou bien des formations tendres et d'autres dures. Le tracé de côte au niveau de ces falaises présente un aspect très découpé.

- Érosion des falaises

Au niveau de la zone d'étude, l'érosion des falaises diffère selon qu'il s'agit des falaises dures, tendres ou mixtes.

La tectonique qu'a connu le Rif occidental "dont les caps rocheux", lui a conféré une structure complexe caractérisée par l'existence de plusieurs failles et de contacts anormaux contribuant à l'instabilité des versants, ces facteurs s'ajoutent aux agents météo-marines pour

renforcer l'érosion des côtes rocheuses. L'effet des vagues est plus notable au niveau de ces points de faiblesse (fissures, failles, diaclases, ...), les blocs détachés, réduits à l'état de galets après leur usure, servent de projectiles des pieds des falaises renforçant ainsi leur sapement et donc un nouveau éboulement se réalise.



Figure I. 50 - Falaise constituée d'une alternance de niveaux argileux et d'autres à galets ; plage d'Azla (27/11/2007).

Pour les falaises tendres, elles sont plus vulnérables à l'érosion, comme ceux observées au nord d'Azla, constituées essentiellement de marnes pliocènes. Leur recul commence généralement par la formation d'une encoche basale suite à l'action des vagues, puis, et sous l'effet de son poids, la partie supérieure s'effondre.

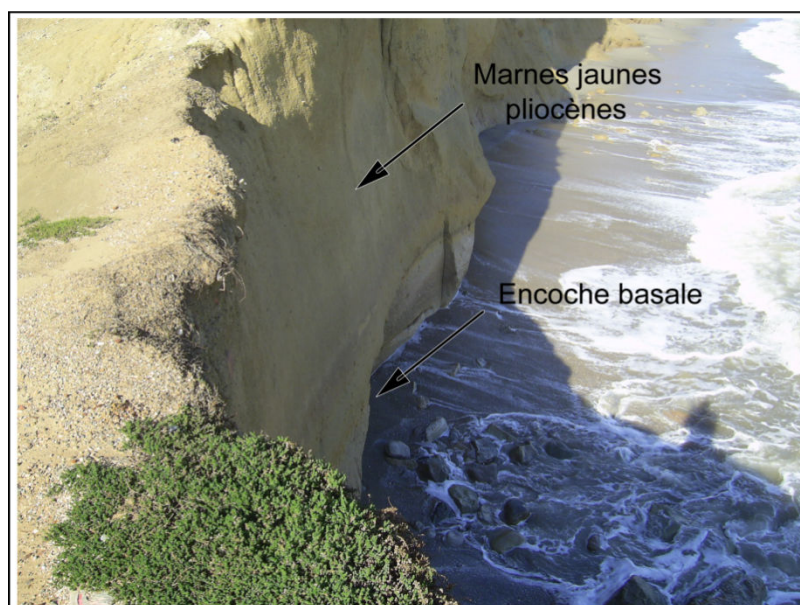


Figure I. 51 - Érosion d'une falaise tendre suite à la formation d'une encoche basale au nord d'Azla (27/11/2007).

Un mécanisme plus au moins pareil est observé au niveau des falaises qui présentent une alternance de couches de natures différentes, avec cette fois ci, une érosion différentielle, qui se traduit généralement par la mise au pied des falaises des formations les plus résistantes qui constituent une sorte de plate-forme d'abrasion après avoir affouillé les formations tendres. Au niveau de certaines zones, on assiste à des écroulements des blocs de roches ou de galets qui se trouvent au dessus des formations tendres.



Figure I. 52 - Érosion des falaises constituées d'une succession des formations tendres et résistantes entre Azla et Sidi Abdeslam (22/10/2008).

IV.2.2 Les secteurs à dunes

Les dunes forment des cordons de différentes hauteurs parallèles à la ligne du rivage et stabilisés généralement par des arbustes et plantes psammophiles typiques de la flore méditerranéenne. On distingue deux secteurs au niveau du littoral étudié ; le premier, au nord du Cap Negro, à ce niveau les plages qui présentent ces formations sont limitées, avec absence totale des dunes embryonnaires à cause de la présence de structures anthropiques sur la possible zone de leur développement et d'autres facteurs qui ne favorisent pas le transport éolien (reliefs, étroitesse des plages, sédiments grossiers). Au sud du Cap Negro, les dunes sont plus développées et délimitent des zones à marais durant la saison hivernale, elles constituent un édifice plus au moins continu jusqu'à la plage de Sidi Abdeslam et ne sont interrompues qu'au niveau des cours d'eau et à la ville de Martil où les constructions y sont installées.

On trouve également des dunes consolidées affleurant en différents points de la zone d'études, elles témoignent des stades d'avancées et de recul du niveau marin. Au niveau du secteur entre M'diq et Kabila, elles correspondent à un grès coquillier moyennement induré et doit constituer les témoins de l'un des stades de la transgression versilienne dont les traces les plus anciennes sont généralement datées, en Méditerranée, de 5000 à 6000 ans B.P. (Morhange & Pirazzoli, 2005). Malheureusement, ce dispositif se trouve aujourd'hui totalement détruit suite aux travaux de la corniche de M'diq (Fig. I. 53).

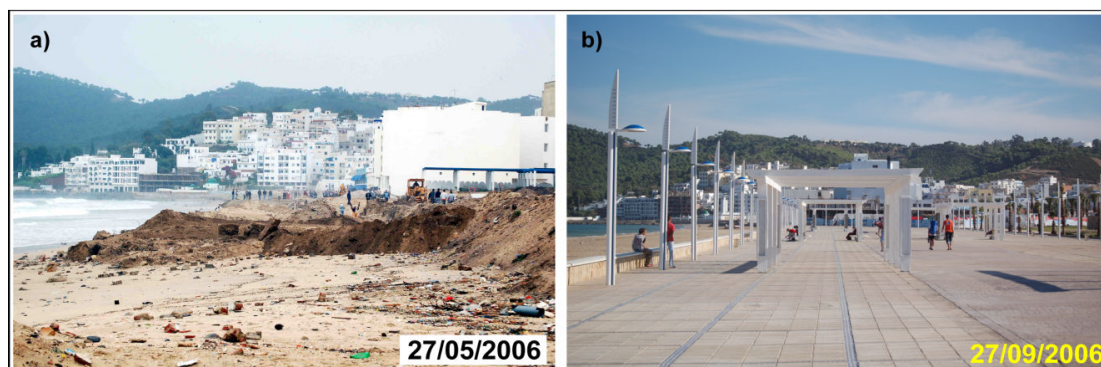


Figure I. 53 - Destruction des dunes consolidées pour l'aménagement de la corniche de la plage de M'diq (clichés : Loïc Ménanteau).

IV.2.3 Les plages à blocs et à galets

Existent essentiellement au pied des falaises entre Cap Mazari et Sidi Abdeslam, soit continues ou sous forme d'amas groupés au niveau des croissants de plages. Ces galets sont de natures, formes et tailles différentes, ils n'ont pas subi un long transport puisque libérés des falaises qui se situent juste derrière, leur disposition actuel est le résultat de l'action des vagues, leur grand axe est plus ou moins perpendiculaire au rivage. Par endroits, on trouve des blocs détachés de tailles très importantes (juste au nord du Cap Mazari). Ces blocs sont à différencier des platiers rocheux qui sont le résultat de la mobilisation des sédiments meubles et l'érosion de certaines plages qui les dégage, ces platiers on les trouve souvent entre la pointe de Restinga et Fnideq, dernièrement, on les a observé au niveau de la plage de M'diq juste au nord du port.

Les plages à blocs et galets présentent des pentes fortes avec des variations appréciables du niveau de la plage au cours des tempêtes, la hauteur de la crête du cordon de galet au-dessus du niveau de la pleine mer étant sensiblement égale à la hauteur de la houle au déferlement.

Théoriquement, ces plages devraient être relativement stables si elles n'étaient pas perturbées par des prélèvements de matériaux ou des arrêts du transit littoral sous l'effet des ouvrages portuaires ou de défense (Migniot, 1990).

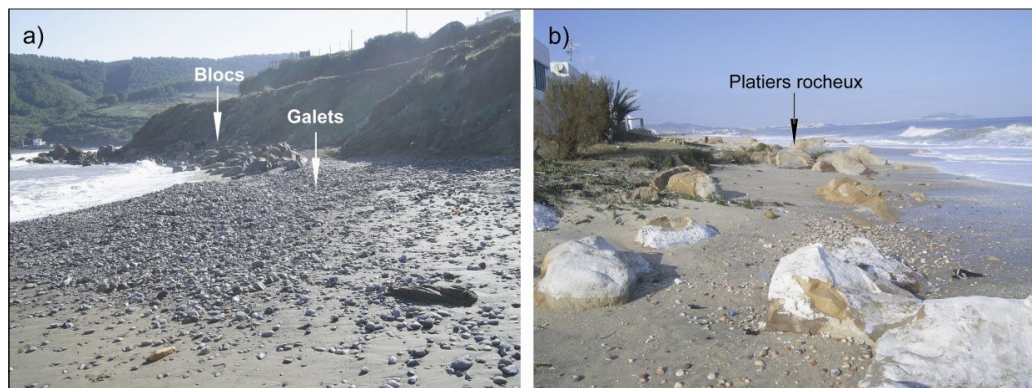


Figure I. 54 - Photos de a) plages à blocs et galets détachés des falaises au nord du Cap Mazari, b) platiers rocheux dégagés après érosion au nord du Cap Restinga (27/11/2007).

IV.2.4 Les plages à graviers et à coquilles

Elles sont abondantes notamment dans la partie nord (entre Cap Negro et Fnideq), ces plages sont généralement étroites (entre 40 et 80 m) avec des pentes raides.

Au sud de la zone d'étude, entre Sidi Abdeslam et Azla, on trouve par endroits des secteurs à graviers notamment en période de mauvais temps.

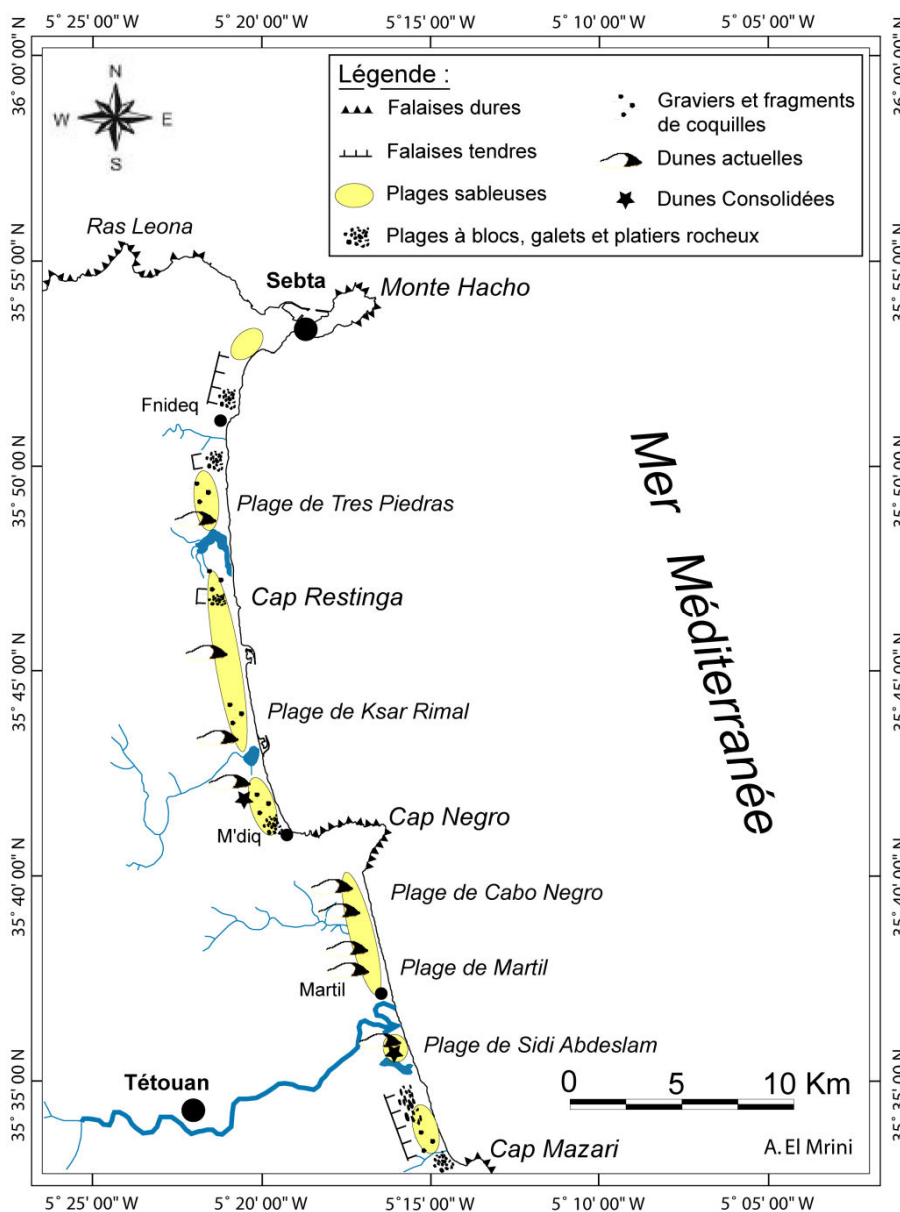


Figure I. 55 - Les différents types de côtes rencontrés dans le littoral tétouanais.

IV.2.5 Les plages sableuses

Elles sont les plus propices au développement du tourisme balnéaire, dans le secteur nord, on trouve généralement des sables grossiers mélangés avec les graviers et les dépôts bioclastiques, par contre, dans la partie sud, et à l'exception de la plage d'Azla, les sables sont généralement moyens à fins.

Tableau I. 4 - Pourcentages des différents types de côtes du littoral tétouanais.

Total du linéaire côtier considéré : 45 kilomètres							
Côtes rocheuses			Côtes tendres ou formées de matériaux meubles				
18 %			82 %				
Falaises dures	Plateformes d'abrasion	Platiers rocheux	Falaises tendres	Plages à blocs et à galets	Plages sableuses		
					69 %		
16,7 %	1 %	0,3 %	8,5 %	4,5 %	Avec coquilles et graviers	Avec dunes actuelles	Avec dunes consolidées

IV.3 Bathymétrie des fonds

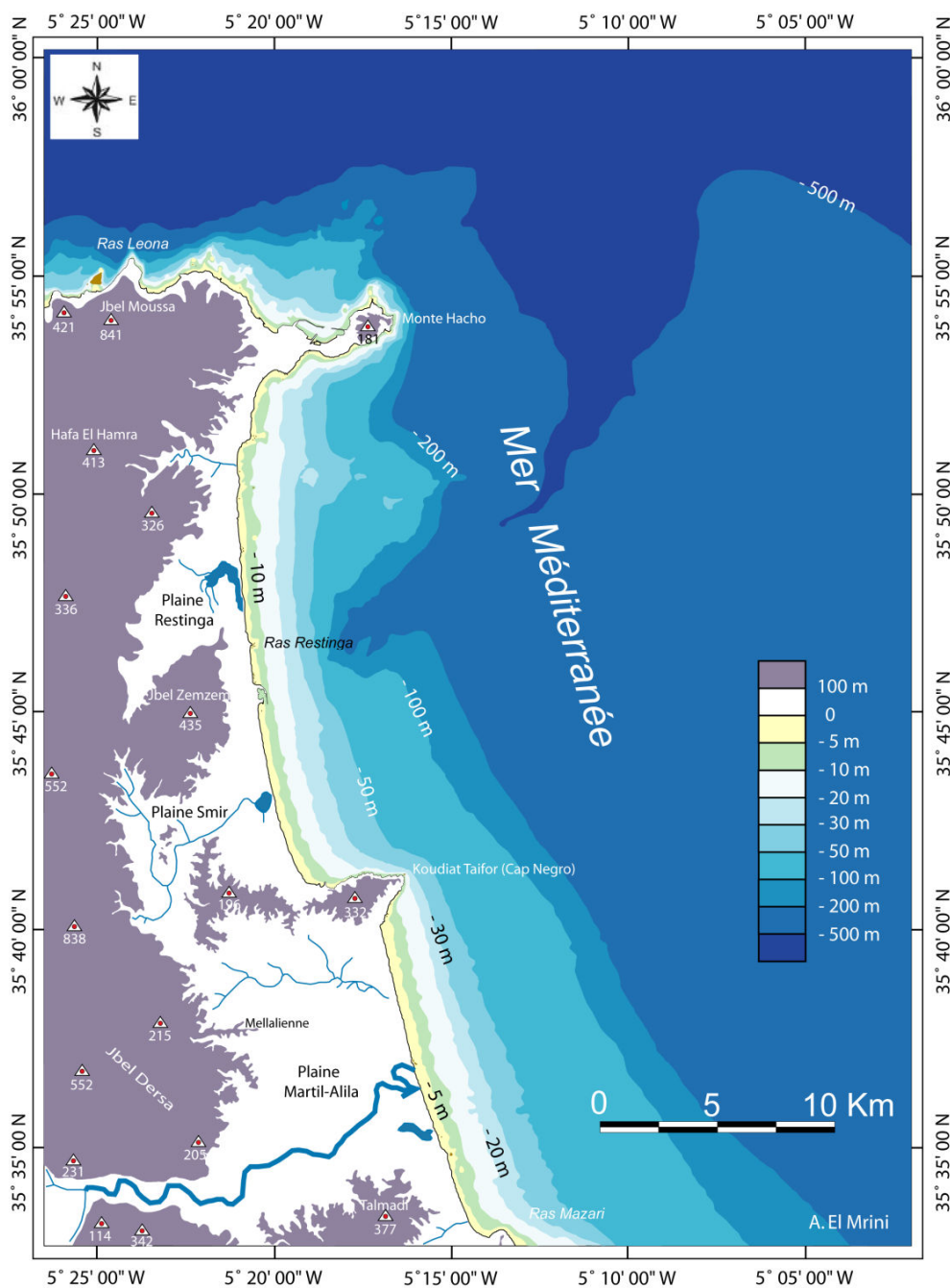


Figure I. 56 - Carte du relief général et de la bathymétrie des fonds de la zone d'étude.

La plate-forme continentale du littoral compris entre Sebta et Cap Mazari est étroite et présente souvent des rochers entre la côte et l'isobathe -100 m qui constituent des élévations par endroits notamment dans la partie nord, la pente du talus est relativement douce. La distance entre les fonds de -200 m et ceux de -600 m dépasse souvent 3000 m (Figure. I. 56).

En ce qui concerne les isobathes proches du rivage, on distingue deux secteurs, le premier, entre Fnideq et M'diq, caractérisé par des isobathes dessinant des sinuosités qui indiquent une avant-côte accidentée et où on passe à des profondeurs assez importantes tout près de la ligne du rivage, les modifications brutales de pente indiquent généralement la présence d'affleurements rocheux. Le second secteur, entre Cabo Negro et Cap Mazari, est caractérisé quant à lui, par une uniformité, les isobathes sont parallèles et gardent plus ou moins les mêmes distances entre elles, la pente est généralement douce sauf à proximité des deux caps où on remarque un rapprochement des isobathes et les pentes deviennent plus raides. L'action des houles incidentes au niveau de la zone induit la formation des barres qui entraînent des modifications de topographie des fonds proches aux rivages.

Du point de vue sédimentologique, au niveau des fonds à -100 m prédominent les sables vaseux et arénites. Quant à ceux au-delà de -100 m, les dépôts sont constitués de vases côtières à tendance sableuse. Entre -200 m et -300 m, on trouve des fonds vaseux riches en Mollusques. Au-delà de cette limite et jusqu'à -600 m on a des fonds à vase sableuse (Morin, 1962).

IV.4 Climat maritime

IV.4.1 Les vents au large

Les données du vent au point géographique 3° W et 37 à 38° N situé en mer au large de Restinga-Smir indiquent une dominance des vents de secteur E et ENE (cf. '*Monthly Meteorological Charts of the Atlantic Ocean*'). La distribution moyenne annuelle par force est la suivante :

Tableau I. 5 - Distribution moyenne annuelle des vents par force (noeuds).

<i>Direction</i>	<i>% annuel</i>	<i>1 à 10</i>	<i>11 à 16</i>	<i>17 à 27</i>	<i>28 à 33</i>
<i>N</i>	4,33	2,71	1,08	0,54	0
<i>NE</i>	12,58	7,25	2,83	2,33	0,17
<i>E</i>	16,75	10,08	3,42	2,92	0,33
<i>SE</i>	3,33	2,50	0,75	0,08	0
<i>S</i>	3,17	3	0,17	0	0

IV.4.2 Les houles

Vue l'absence de mesures in situ, nous avons utilisé les données calculées du point WANA '*West Asia and North Africa*' 2006006 de coordonnées (Latitude : 35.750 ; Longitude : - 5.250) et qui se localise au large de la baie de M'diq. Ces mesures sont effectuées par le réseau R.E.M.R.O. « Réseau Espagnol de Mesures et Registres des Houles » appartenant à « Ports de l'Etat, Ministère de l'Environnement » (<http://www.puertos.es>). Ainsi, on a fait une

étude statistique des paramètres de la houle à partir d'une compilation des données sur 4 ans, et qui couvre la période de cette étude (2005 – 2008).

Généralement, les plages se caractérisent par des conditions d'agitation calmes, nous avons considéré comme conditions de tempêtes et de forte agitation les houles ayant des hauteurs significatives (H_s) supérieures à 1,5m.

- ✓ Les houles ayant des $H_s < 1,5\text{m}$ représentent plus de 90 %.
- ✓ Les houles les plus violentes et dont la hauteur $H_s \geq 3\text{ m}$ ne dépassent pas 5 %.
- ✓ Les houles dont les périodes des pics (T_p) dépassent 5 s sont généralement celles dont $H_s > 2\text{ m}$.

Tableau I. 6 - Fréquences des hauteurs significatives (H_s) et des périodes des pics (T_p) des houles dans la zone d'étude. Analyse statistique réalisée à partir des données calculées au niveau du point WANA 2006006 dans la période entre janvier 2005 et décembre 2008).

		T _p (s)											Total
		<=0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	> 5.0	
H _s (m)	<=0.5	---	---	0.046	0.548	2.510	20.433	8.022	6.485	4.566	2.550	7.265	52.425
	1.0	---	---	---	---	0.037	0.764	7.729	6.158	2.965	3.570	11.617	32.840
	1.5	---	---	---	---	---	---	0.018	0.164	0.387	0.757	7.635	8.961
	2.0	---	---	---	---	---	---	---	---	0.045	0.055	3.310	3.410
	2.5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	1.305	1.305
	3.0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.535	0.535
	3.5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.340	0.340
	4.0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.114	0.114
	4.5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.055	0.055
	5.0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.008	0.008
> 5.0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0.007	0.007	
Total		---	---	0.046	0.548	2.547	21.197	15.769	12.807	7.963	6.932	32.191	%

Ces houles ont un caractère saisonnier, mais qui reste peu marqué, les hauteurs maximales sont enregistrées généralement dans la période hivernale entre octobre et avril. Lors des tempêtes d'octobre 2008, on a enregistré des hauteurs significatives qui dépassaient 6 m.

Étant donné l'orientation de la côte et les vents dominants du large, les houles qui atteignent le rivage proviennent des premier et deuxième quadrants, et celles associées aux tempêtes, de l'est et de l'ENE. Ces dernières atteignent des hauteurs de 5,5 m avec une période associée de 5 s à M'diq et de 9,5 s à Restinga Smir (L.P.E.E., 1987). Ces houles violentes de haut risque pour les zones basses ont une période de retour supérieur à 20 ans, ce qui confirme que nous sommes dans une zone qui reçoit peu d'énergie incidente (Benavente et al., 2007).

La houle, qui contrôle cette côte, possède une composante d'est, ce qui, *a priori*, ne favorise pas le développement d'un transit littoral marqué. Ceci à une grande importance pratique dans la mesure où prévaut un transport *cross-shore* qui interfère peu avec les structures côtières, tels les ports et les jetées (Bello et al., 2006).

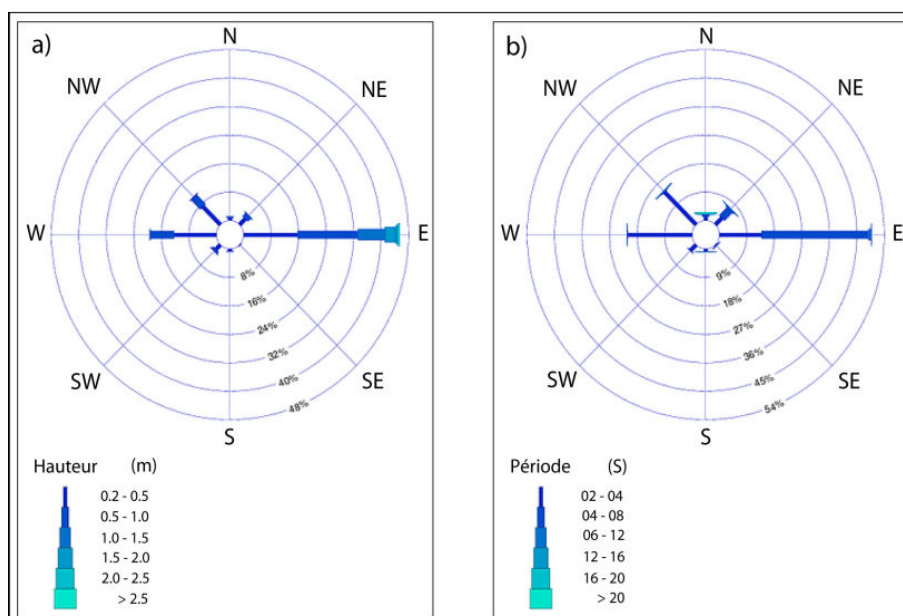


Figure I. 57 - Fréquence des directions dominantes des hauteurs (a) et périodes (b) des houles au niveau du point WANA 2006006 pendant l'année 2006 (<http://www.puertos.es>).

Il faut signaler également que ce littoral se caractérise par la présence de mers de vent et de clapots ayant un *fetch* de quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres, pouvant provenir de n'importe quelle direction entre le NNE et le SE.

IV.4.3 Les marées et les variations du niveau de mer

La marée dans la zone est semi-diurne, de type microtidal et varie de quelques centimètres aux mortes eaux à 80 – 100 cm en période de vives eaux. Cependant, ce marnage n'est pas uniforme, on observe une diminution progressive en allant du NW au SE. Ainsi, il est de 0,90 m à Restinga, 0,80 m à M'diq et 0,70 m à Martil en vives eaux moyennes. Il est de 0,40 m à Restinga et 0,30 m à M'diq en mortes eaux moyennes.

Au niveau de ce littoral, on observe une certaine coïncidence du niveau moyen de la mer avec le Z.N.G.M. (Zéro du Nivellement Général Marocain). Le Zéro Hydrographique (ZH), a été situé, par le L.P.E.E., à 0,88 m au dessous du Z.N.G.M. et il correspond au niveau des plus basses mers de vives eaux.

Dans cette étude, on va prendre les valeurs de site de Martil comme référence pour tout le littoral, ces mesures ont été calculées par le L.P.E.E. (1997).

Tableau I. 7 - Caractéristiques de la marée au niveau de Martil (L.P.E.E., 1997).

Marées	Côte de Pleine Mer « PM » en (m)	Côte de Basse Mer « BM » en (m)
MEVE	+ 1,58 « ZH » ou + 0,70 « NGM »	+ 0,00 « ZH » ou – 0,88 « NGM »
MVEM	+ 1,35 « ZH » ou + 0,47 « NGM »	+ 0,28 « ZH » ou – 0,60 « NGM »
MME	+ 1,13 « ZH » ou + 0,25 « NGM »	+ 0,63 « ZH » ou – 0,25 « NGM »

MEVE : marée exceptionnelle de vives eaux.

MVEM : marée de vives eaux moyennes.

MME : marée de mortes eaux.

L'onde de marée vient du sud-est, ce qui fait, qu'en général, le flot porte au nord-ouest et le jusant au sud-est. Ces courants, superposés aux courants généraux, deviennent particulièrement gênants pour la stabilité du rivage (L.P.E.E., 1987, 1991).

Étant un littoral de faible marnage, en certains cas, les variations du niveau marin dues aux dépressions atmosphériques peuvent atteindre des valeurs équivalentes à celles liées aux marées astronomiques. Ces marées barométriques, coïncidant avec des vents d'est violents et des marées équinoxiales causent souvent des inondations des zones côtières et parfois, des dégâts importants au niveau des installations et des constructions, comme ça était le cas lors des tempêtes de fin septembre-début octobre 2008.

Selon le L.P.E.E., 1997, les surcôtes météorologiques exceptionnelles dues à l'effet de forts vents et/ou de dépressions barométriques, font que le niveau de la mer de ce littoral puisse atteindre + 2,08 m ZH (= 0,50 m de surcôte).

L'onde de marée qui, de l'Atlantique, entre en surface en Méditerranée à travers le détroit de Gibraltar, se propage progressivement vers l'est, le relief sous-marin, par sa topographie accidentée, exerce des effets déviateurs sur les courants (Figure. II.58).

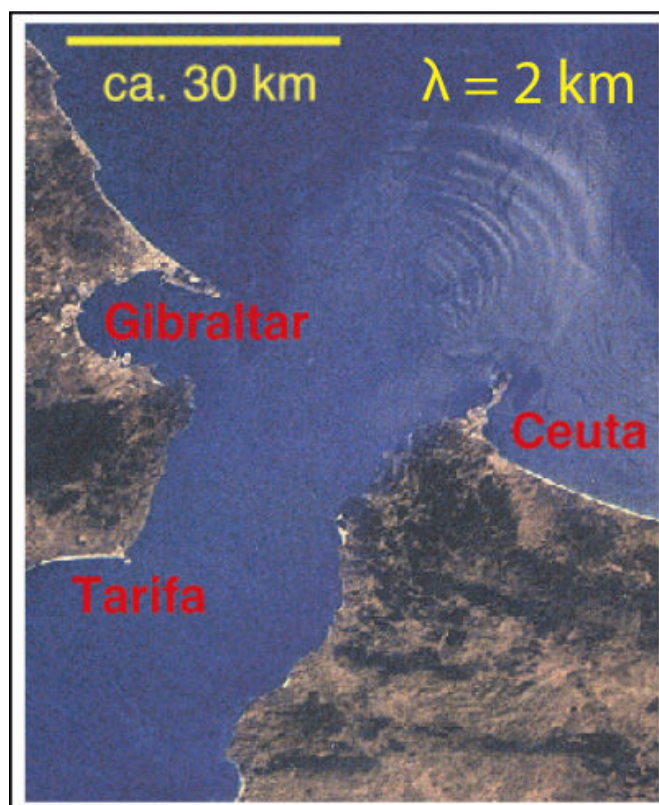


Figure II. 58 - Signature en surface des ondes internes dans le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran ERS-1 (European Space Agency (ESA)).

Les vents peuvent jouer un rôle plus ou moins important dans l'apparition de ces ondes. Elles peuvent avoir des effets non négligeables sur le littoral tétouanais, notamment au niveau de sa partie nord et lors des hautes mers.

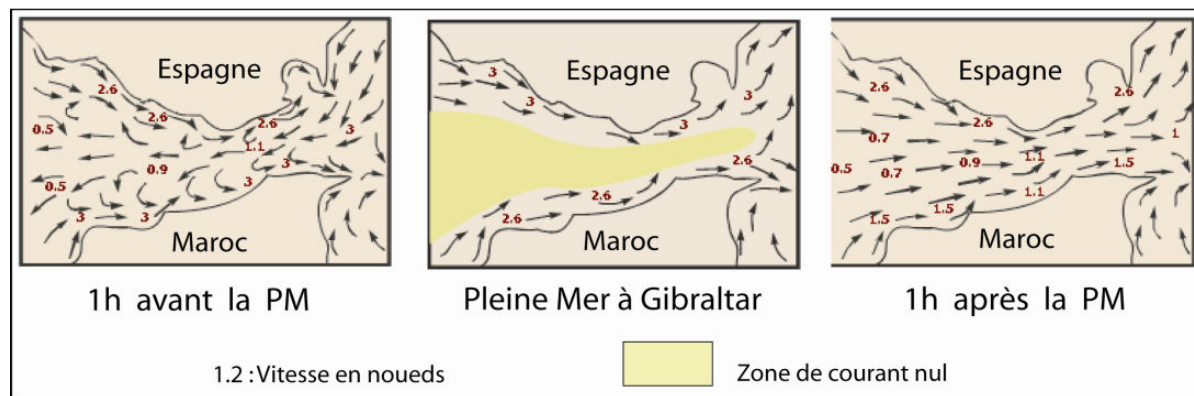


Figure I. 59 - Courants de marée au détroit de Gibraltar (source S.H.O.M in RHAZI, 1987).

En ce qui concerne les variations à long terme du niveau marin, malheureusement, on ne dispose pas d'enregistrements sur une longue période (+ d'un siècle) au niveau local, ainsi, on a considéré la valeur régionale pour la Méditerranée occidentale et qui est de l'ordre de 2,5 mm/an pour la période entre 1993 et 2006 selon les mesures de l'altimétrie satellitaire Topex/Poseidon et Jason1.

Cette valeur régionale de l'élévation actuelle estimée, ne tient compte que de l'effet du forçage anthropique du climat. Elle ne prend pas compte les mouvements tectoniques ni la subsidence qui peuvent contribuer, en certains endroits du littoral de Tétouan, au taux d'élévation du niveau de la mer (Niazi, 2007).

IV.4.4 La dérive littorale

Au niveau du littoral tétouanais, le sens de la dérive littorale ne fait pas accord entre les auteurs, si la majorité signalent qu'elle est généralement sud/nord, Boughaba (1992) affirme que la disposition des houles E/ENE oblique par rapport aux isobathes est prédominante, ce qui entraîne une dérive littorale vers le sud.

Selon Lakhdar et al. (2001), les courants principaux se dirigent du sud vers le nord tandis que, durant la période estivale, on observe une direction prédominante vers le SSE, avec une vitesse de 0,68 m/s.

Devant cette disparité, nous avons décidé de réaliser une étude des séquences des houles incidentes. Les houles peuvent avoir une obliquité prédominante au cours de l'année et entraîner un transport littoral dans le même sens, ou au contraire, présenter un éventail de directions par rapport à l'orientation du rivage provoquant des mouvements alternatifs le long de la côte avec une résultante dans un sens préférentiel.

Selon la figure I. 57, les houles dominantes au large et ayant des hauteurs et périodes plus importantes s'approchent à la côte du secteur E (N 90°) et NE (N 45°). Ces houles forment avec le tracé de côte des angles qui diffèrent selon les orientations de ce dernier et définissent ainsi, le sens de courant de dérive littorale (Figure I. 60).

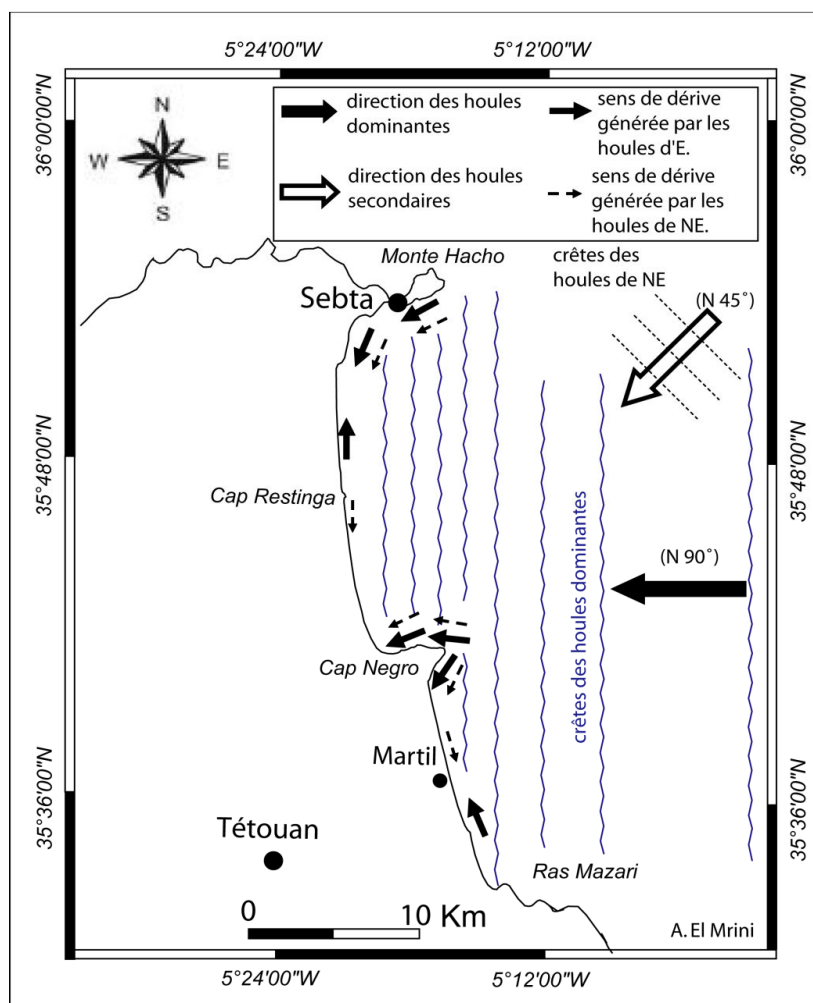


Figure I. 60 - Sens de la dérive littorale selon la direction des houles incidentes et l'orientation du rivage.

On peut conclure donc, que la composante principale du courant de dérive littorale est sud/nord, au niveau des caps, le sens varie selon l'orientation du trait de côte. Pour les houles de NE, moins fréquentes, on note l'existence d'un autre sens, secondaire pour la dérive, et qui transite du nord vers le sud.

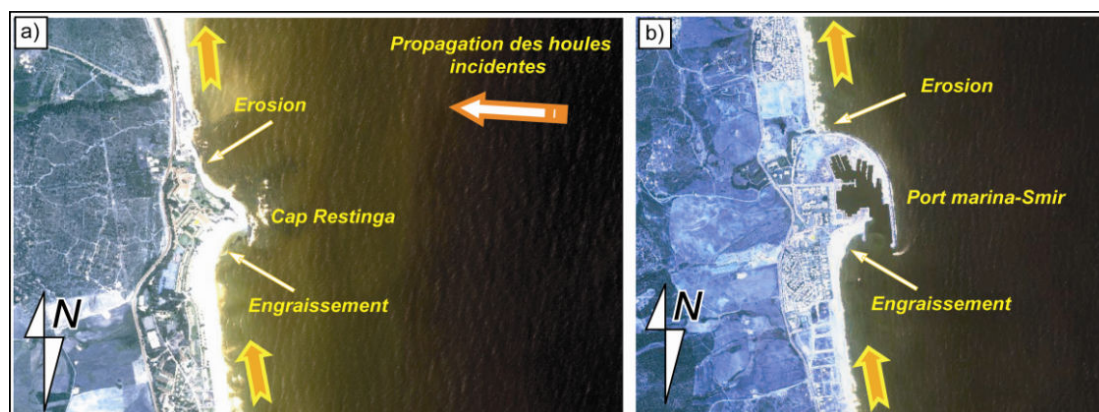


Figure I. 61 - Engraissement et érosion causés par la dérive littorale au niveau de la zone d'étude ; a) Cap Restinga , b) jetée du port marina-Smir.

Cette composante sud/nord de la dérive expliquerait les cas d'érosion ou d'engraissements observés sur les photos aériennes et les images satellitaires de la zone (Figure I. 61).

Au niveau de la plage de Cabo Negro, l'existence du Cap et la convergence de deux courants de dérive délimitent une baie d'accumulation et favorisent son engraissement.

- *Vitesse du courant*

De nombreuses formules ont été proposées pour déterminer la vitesse du courant de dérive littorale en fonction des différents paramètres caractérisant la houle et les fonds sous-marins.

Le C.E.R.C. en se basant sur la formule de Longuet-Higgins (1970) propose :

$$v = 20,7 \tan \beta (gH_b) \sin(\alpha_b) \quad \text{Eq. II.1}$$

Avec :

α_b : l'obliquité des lames de houles au déferlement.

H_b : hauteur des houles au déferlement.

$\tan \beta$: pente moyenne de la plage.

Par ailleurs, J. Larras (1972) en utilisant les mesures faites par Putman estime que l'on peut avoir une approximation acceptable (Mignot, 1990) en prenant :

$$v = 2,6 \left(\frac{gH_0^2 \tan \beta \sin(2\alpha_0)}{T} \right)^{1/3} \quad \text{Eq. II.2}$$

Avec :

g : accélération de la pesanteur = 9,81 m/s.

α_0 : obliquité des houles de large avec le rivage.

T : période des houles incidentes (en s).

H_0 : est la hauteur des houles au large.

Pour une houle de tempête de 7 m de hauteur et 12 s de période, la vitesse du courant de houle atteindrait 1,30 m/s pour une obliquité des lames de 10° avec le rivage. Pour ces caractéristiques le débit liquide engendré par les courants de dérive correspondrait à celui d'un grand fleuve en crue avec 2000 à 3000 m³/s (Mignot, 1990).

- *Quantification du transit sédimentaire*

Pour quantifier le taux de transport, on a utilisé la formule développée par Ashton et al (2003), fondée sur le travail de Komar (1998). L'équation de Komar est :

$$Q_s = 1,1\rho g^{3/2} H_b^{5/2} \sin(\alpha_b) \cos(\alpha_b) \quad \text{Eq. II.3}$$

Dont : Q_s : le flux de sédiments en m^3 /jour.

ρ : la densité de l'eau de mer.

α_b : l'angle entre les crêtes des houles incidentes et la ligne du rivage.

Pour les houles d'eaux profondes et qui n'ayant pas subi l'effet de fond, l'équation de Komar devient :

$$Q_s = KH_0^{12/5} \cos^{6/5}(\alpha_0) \sin(\alpha_0) \quad \text{Eq. II.4}$$

K : coefficient de proportionnalité empirique, généralement égal à 0.77 (formule du CERC, Komar & Inman, 1970).

Nous regroupons dans le tableau suivant les taux du transport *longshore* correspondant aux différents angles que forment les crêtes des houles incidentes ($N 90^\circ$ et $N 45^\circ$) et ayant les hauteurs les plus fréquentes avec les orientations les plus significatives du rivage représentées dans la figure I. 49.

Tableau I. 8 - Exemples des taux de transport longshore les plus fréquents dans la zone d'étude (en m^3 /jour).

Directions des houles	Orientations du rivage	α_0	$\cos^{6/5}(\alpha_0)$	$\sin(\alpha_0)$	H_0 (m)	$H_0^{12/5}$	Q_s (m^3 /jour)
E (N 90°)	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	0,5	0,18946	0,024871
					1	1	0,131275
					1,5	2,64617	0,347376
					2	5,27803	0,692873
					2,5	9,01687	1,183690
	N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	0,5	0,18946	-0,012656
					1	1	-0,066802
					1,5	2,64617	-0,176772
					2	5,27803	-0,352588
					2,5	9,01687	-0,602353
	N 30 °	30°	0,841466	0,5	0,5	0,18946	0,061378
					1	1	0,323964
					1,5	2,64617	0,857264
					2	5,27803	1,709893
					2,5	9,01687	2,921144
	N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	0,5	0,18946	-0,036219
1					1	-0,191169	
1,5					2,64617	-0,505867	
2					5,27803	-1,008999	
2,5					9,01687	-1,723752	
NE (N 45°)	N 10 °	55°	0,513227	0,819152	0,5	0,18946	0,061331
					1	1	0,323716
	N 175 °	40°	0,726281	0,642787	0,5	0,18946	0,068105
					1	1	0,359469
	N 30 °	75°	0,197512	0,965925	0,5	0,18946	0,027832
					1	1	0,146901
	N 165 °	30°	0,841466	0,5	0,5	0,18946	0,061378
					1	1	0,323964

N.B : Les valeurs négatives du Q_s indiquent un transport du sud vers le nord.

Pour les houles ayant des $H_0 \geq 3\text{m}$ qui proviennent du secteur E, on aura :

Tableau I. 9 - Taux de transport longshore pour les houles les plus violentes.

H_0 (m)	$H_0^{12/5}$	Orientations du rivage	α_0	$\cos^{6/5}(\alpha_0)$	$\sin(\alpha_0)$	Q_s (m^3/jour)
3	13,96661	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	1,833467
		N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	-0,933011
		N 30 °	30°	0,841466	0,5	4,425684
		N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	-2,669931
3,5	20,21916	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	2,654271
		N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	-1,350700
		N 30 °	30°	0,841466	0,5	6,550288
		N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	-3,865291
4	27,85761	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	3,657009
		N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	-1,860971
		N 30 °	30°	0,841466	0,5	9,024874
		N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	-5,325531
4,5	36,95813	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	4,851680
		N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	-2,468913
		N 30 °	30°	0,841466	0,5	11,973118
		N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	-7,065275
5	47,59134	N 10 °	10°	0,981797	0,173648	6,247555
		N 175 °	- 5°	0,995435	-0,087155	-3,179244
		N 30 °	30°	0,841466	0,5	15,417900
		N 165 °	- 15°	0,959251	-0,258819	-9,098023

Il ressort de ces deux tableaux que le taux du transport est proportionnel à la hauteur et l'obliquité des houles incidentes.

Les erreurs peuvent parvenir à plusieurs niveaux, l'équation II.4 assume que les isobathes sont parallèles et considère une relation directe entre les houles du large et le rivage, ce qui entraîne des petites erreurs dans les caractéristiques des houles (Ashton *et al.*, 2003). La deuxième source d'erreur concerne la valeur du coefficient K, cette valeur varie en effet avec plusieurs facteurs incluant la taille des sédiments des plages, la densité de l'eau de mer et la pente des plages (Komar, 1998). En plus, le taux du transport reste potentiel puisque cette relation ne prend pas en considération la disponibilité du sédiment à transporter.

IV.4.5 La circulation générale

La circulation en Méditerranée peut être assimilée à un « moteur » qui transforme l'eau Atlantique peu salée en eau dense appelée eau méditerranéenne.

En mer d'Alboran, comprise entre le détroit de Gibraltar et la ligne qui relie le cabo de Gata sur la côte espagnole au cap Falcon sur la côte algérienne (1°W, 36°N), les conditions hydrologiques sont très particulières en raison de la proximité du détroit, soumis à des courants d'échanges entre deux masses d'eaux et de la fréquence élevée des vents. Les eaux Atlantiques entrent en surface par la partie Nord du détroit, cela est dû en grande partie à la topographie très accidentée du fond qui est plus profond du côté marocain que du côté espagnol. D'une façon générale, un courant qui passe sur un haut fond augmente de vitesse en s'infléchissant vers la droite sous l'effet de l'accélération de Coriolis, tandis que sa vitesse

diminue au-dessus des plus grands fonds, le mouvement étant alors dévié vers la gauche. D'autre part, les eaux les plus légères se rencontrent toujours dans les zones élevées d'un relief dynamique, où elles sont animées d'un mouvement d'allure anticyclonale, tandis que les eaux denses occupent les points les plus bas en formant, par opposition avec les premières, des courants d'allure cyclonale.

Ainsi, en entrant en Méditerranée, les eaux atlantiques forment une couche de 100 à 200 m, nommée Eau Atlantique Modifiée (Millot, 1999 ; Millot & Taupier-Letage, 2005), deux formations se trouvent donc en opposition et leur ligne de démarcation est nettement tracée par le resserrement des isohalines, c'est cette zone de contact, très sinueuse, que suivra sensiblement l'axe du courant général, qui se dirige vers l'est dans le premier tiers de la mer d'Alboran et dévié vers le sud devant l'accident topographique que constitue le seuil d'Alboran (Allain, 1960). Très resserré au-dessus de cette crête, où il atteint une vitesse de 1,5 nœuds, il prend la direction du NE à partir du Cap des Trois Fourches et rejoint le "Cabo de Gata". De là il est à nouveau rejeté vers le sud par le mouvement cyclonique qui se développe devant le Cap de Palos, siège d'une divergence et l'oblige à se resserrer contre la côte oranaise. Il se divise alors en deux branches, l'une qui remonte vers le NE en direction des Baléares, l'autre, la plus importante, qui longe la côte algérienne (Allain et al., 1965).

Simultanément, deux grands tourbillons anticycloniques entraînent l'eau atlantique plus légère qui séjourne de part et d'autre du Cap des Trois Fourches. Ce sont donc des contre-courants de direction général ouest qui circulent contre la côte dans les baies d'Alhoceima et de Tétouan à l'ouest et dans celles de Nemours et de Melilla à l'est (Allain et al., 1965). Dans le golfe de Tétouan, les eaux de subsurface, nettement marquées par l'augmentation de la salinité arrivent tout juste à déformer le grand mouvement anticyclonique engendré par l'accumulation des eaux atlantiques.

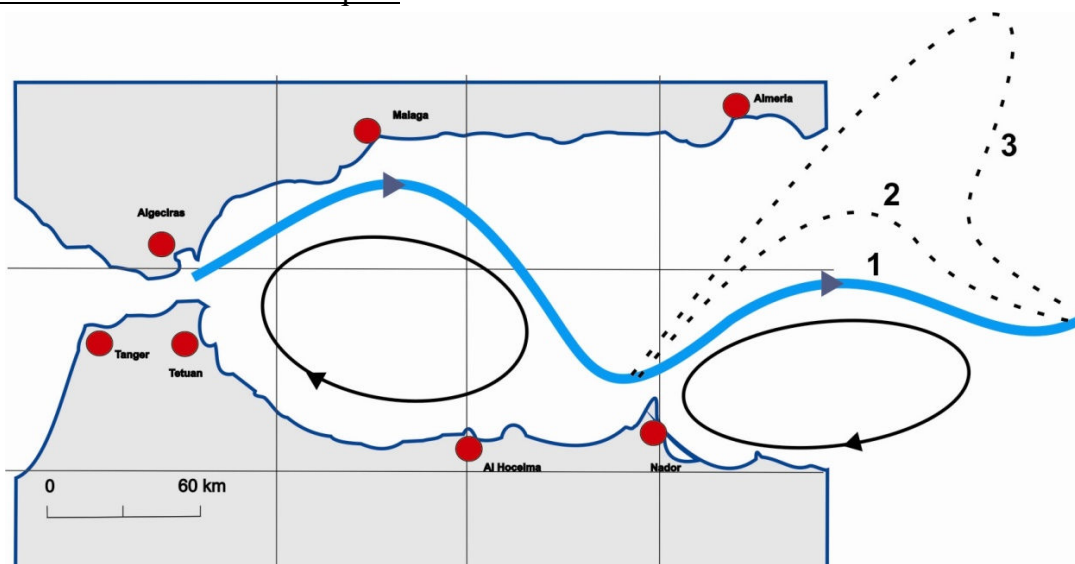


Figure I. 62 - Circulation au niveau de la mer d'Alboran, avec les deux gyres anticycloniques (au sud), le jet géostrophique et le front associé (ligne continue épaisse). Dans la partie est, plusieurs positions du front (1, 2, 3, lignes en pointillés) ont été observées selon les périodes et les années (d'après Prieur & Sournia, 1994).

2^{ème} PARTIE

CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE

CHPITRE I

CARACTÉRISATION GRANULOMÉTRIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES SÉDIMENTS SUPERFICIELS

La texture et la composition des sédiments des plages nous informent sur leurs éventuelles origines, le transport qu'ils ont subi et les conditions régnantes dans leurs milieux de dépôt. La morphoscopie, qui décrit la texture superficielle et la forme des grains de quartz, proportionne une idée sur le degré d'évolution d'un sédiment et son agent de transport.

D'autre part, plusieurs études sont basées sur les minéraux lourds considérés comme des traceurs naturels pour déterminer la provenance et la distribution des matériaux le long d'un littoral vu leur comportement hydrodynamique et leur résistance (King, 1972; Pettijohn, 1975; May, 1973; Frihy & Komar, 1993). En plus, l'analyse de la composition minéralogique des sédiments des plages renseigne sur l'influence des activités anthropiques au niveau de la zone côtière.

Ils existent trois approches largement utilisées pour la détermination de la provenance des éléments en utilisant l'analyse minéralogique : (i) étude des proportions des éléments majeurs (fraction légère) : quartz, feldspaths et fragments de roches avec l'analyse des sous-variétés de ces composants ; (ii) analyse détaillée de la composition chimique des sables et (iii) étude des minéraux lourds associés aux sables comme le spinelle, illemnite, hématite et magnétite (Stegger, 1987 ; Grigsby, 1990).

I ÉCHANTILLONNAGE

On a réalisé au total 2 campagnes d'échantillonnage des sédiments superficiels sur une épaisseur inférieure à 4cm (Figure II.1).

La première a été réalisée en décembre 2007 et en janvier 2008. Ces échantillons ont été prélevés au niveau des estrans sur 24 points afin de déterminer l'évolution des tailles des grains le long du littoral en question, de caractériser la composition et les associations minéralogiques et de réaliser une description morphoscopique.

La seconde s'est intéressée à l'échantillonnage au niveau des principaux cours d'eau de la zone à une distance inférieure à 1 km de leurs embouchures pour établir les liaisons génétiques des apports avec les éléments de faciès de l'arrière pays. Le total des échantillons effectué est de cinq, récoltés au niveau des oueds : Fnideq ; Negro ; Alila ; Martil et de la Lagune de Smir.

II GRANULOMÉTRIE

Elle a pour but de classer les particules dont la taille varie de quelques microns (particules d'argile) à plusieurs mètres (blocs de rochers).

Les échantillons récoltés ont été séchés à l'étuve et pesés, on a pris 100 g à tamiser mécaniquement à sec sur une colonne de 15 tamis pendant 20 mn, durée optimale définie par Berthois & Aubert (1950), les mailles des tamis sont décroissantes du haut vers le bas qui peut être exprimée en phi ou en mm selon la relation :

$$d(\Phi) = -\log_2 d(\text{mm})$$

Avec : $d(\Phi)$ diamètre des grains en unité phi, et $d(\text{mm})$ est le diamètre des grains en mm.

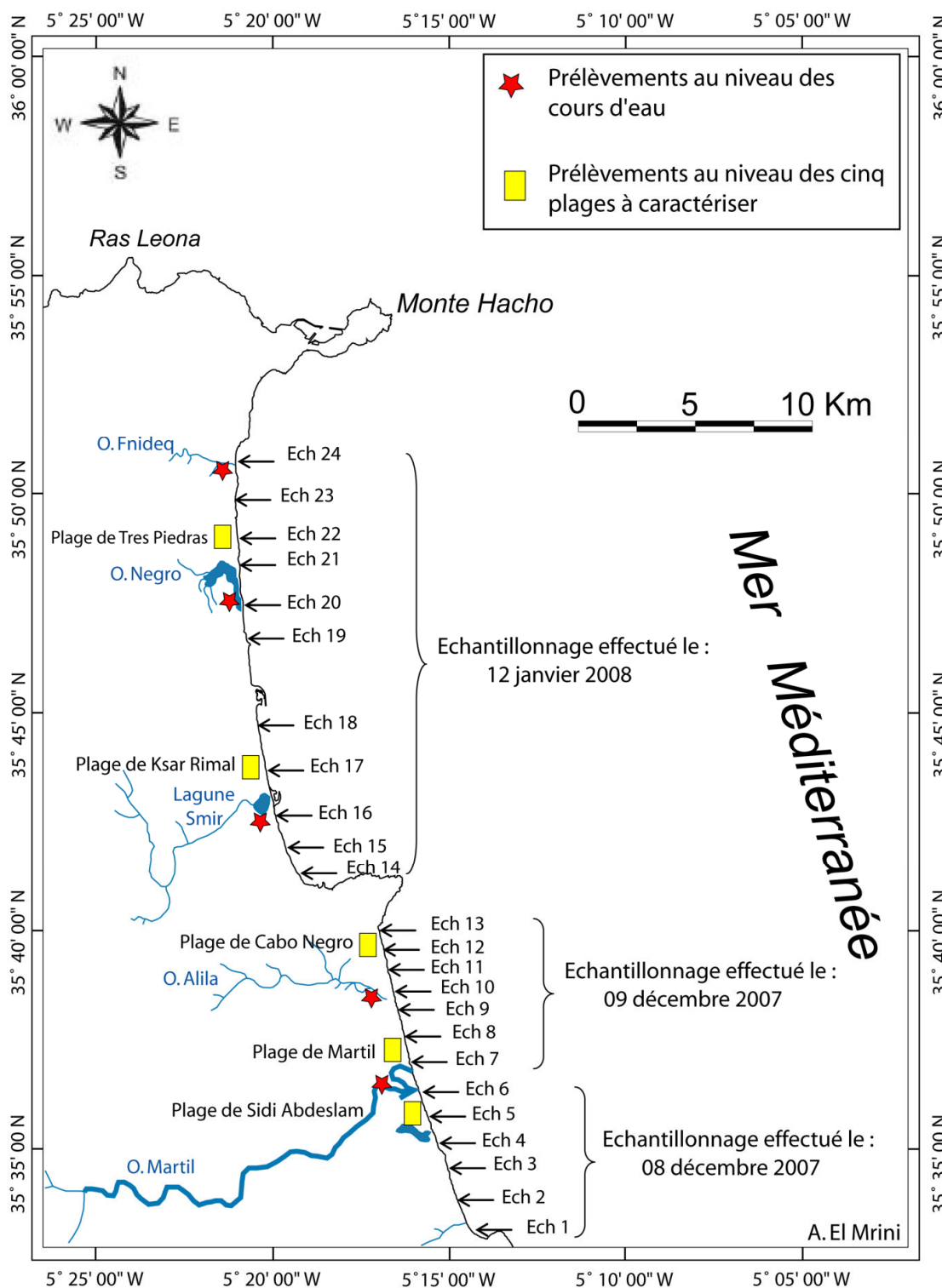


Figure II. 1 - Emplacements des points d'échantillonnage des sédiments.

Le refus de chaque tamis est ensuite pesé et transformé en pourcentage. Les échelles sont faciles à utiliser mais sans signification physique directe.

Les dimensions des mailles en mm et en phi utilisées dans cette étude sont les suivantes :

Tableau II.1 - Classes granulométriques employées dans cette étude selon la classification de Wentworth 1922.

Type de sédiments	Taille des grains (mm)	Taille des grains (Φ)
Graviers	> 2	< -1
Sable Très Grossier	2 à 1.60	-1 à -0.66
	1.60 à 1.25	-0.66 à -0.33
	1.25 à 1.00	-0.33 à 0
Sable Grossier	1.00 à 0.800	0 à 0.32
	0.800 à 0.630	0.32 à 0.68
	0.630 à 0.500	0.68 à 1
Sable Moyen	0.500 à 0.400	1 à 1.32
	0.400 à 0.315	1.32 à 1.66
	0.315 à 0.250	1.66 à 2
Sable Fin	0.250 à 0.200	2 à 2.32
	0.200 à 0.125	2.32 à 3
Sable Très Fin	0.125 à 0.080	3 à 3.6
	0.080 à 0.063	3.6 à 4
Silts et Argiles	< 0.063	> 4

II-1 Représentation des résultats

Il y a plusieurs méthodes de représentation des résultats dans la littérature, on distingue : Le diagramme circulaire, diagramme en barre ou encore par histogramme.

La méthode la plus utilisée reste celle de l'échelle logarithmique de Krumbein (1934) de faite qu'elle donne une idée plus claire sur la distribution des tailles des grains (Hardisty, 1990).

Le but principal de ces représentations est de calculer les différents indices descriptifs du sédiment qui donnent des informations sur les milieux de dépôt (Inman, 1953 ; McCammon, 1962 ; Folk, 1966 & Friedman, 1967). Il existe deux méthodes pour déduire ces indices : les mesures graphiques et les paramètres dits des moments statistiques.

- Les mesures graphiques

Elles sont déduites directement des courbes analytiques, on distingue :

- Le mode (Mo) : correspond à la taille qui donne la plus grande fréquence, c'est-à-dire, le poids le plus élevé.
- Les percentiles : déterminés à partir de la courbe des fréquences cumulées, elles correspondent aux valeurs dont la taille des grains (en abscisse) est équivalente à un pourcentage qu'on doit chercher en ordonnées. Ainsi, la médiane (D_{50}) correspond au percentile 50 (Q_{50} = ordonnée 50% de fréquence).

- Les paramètres statistiques

Outre les mesures graphiques, on va calculer un certain nombre d'indices et paramètres granulométriques afin de caractériser de façon plus précise les sédiments. Les paramètres les plus utilisés sont les suivants :

- La moyenne granulométrique (M) : elle donne des informations sur la taille moyenne de l'échantillon, la moyenne et la médiane reflètent l'énergie cinétique moyenne et la distribution granulométrique du sédiment. Elle est exprimée par la formule :

$$M = \frac{Q_{16} + Q_{50} + Q_{84}}{3}$$

- L'écart-type ou déviation standard (σ) : il caractérise le degré de perfectionnement du classement de l'échantillon, c'est-à-dire sa dispersion autour de la moyenne. Sa formule est la suivante

$$\sigma = \frac{Q_{84} + Q_{16}}{4} + \frac{Q_{95} + Q_5}{6,6}$$

On distingue selon les valeurs de (σ) :

Tableau II.2 - Classement des faciès sédimentaires en fonction de l'écart-type (Folk, 1966).

Ecart-type (σ)	Classement
$\sigma < 0,35 \Phi$	Très bien classé
$0,35 \Phi < \sigma < 0,50 \Phi$	Bien classé
$0,50 \Phi < \sigma < 0,71 \Phi$	Moyennement bien classé
$0,71 \Phi < \sigma < 1,00 \Phi$	Modérément classé
$1,00 \Phi < \sigma < 2,00 \Phi$	Mal classé
$2,00 \Phi < \sigma < 4,00 \Phi$	Très mal classé
$\sigma > 4$	Extrêmement mal classé

- Le skewness ou indice d'asymétrie (sk) : cet indice caractérise la déviation de la courbe granulométrique par rapport à la médiane. Il est calculé par la formule :

$$sk = \frac{Q_{84} + Q_{16} - 2Q_{50}}{2(Q_{84} - Q_{16})} + \frac{Q_{95} + Q_5 - 2Q_{50}}{2(Q_{95} - Q_5)}$$

Tableau II.3 - Classement des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966).

Skweness (sk)	Classement
$1 \Phi > sk > 0,3 \Phi$	Très asymétrique vers les fins
$0,3 \Phi > sk > 0,1 \Phi$	Asymétrique vers les fins
$0,1 \Phi > sk > -0,1 \Phi$	Presque symétrique
$-0,1 \Phi > sk > -0,3 \Phi$	Asymétrique vers les grossiers
$-0,3 \Phi > sk > -1 \Phi$	Très asymétrique vers les grossiers

L'indice d'asymétrie varie entre (-1Φ) et (1Φ) , suivant l'abondance des grains fins ou grossiers (Tableau II. 3).

- Le coefficient d'acuité ou kurtosis (K) : il fait intervenir une relation entre le triage de la partie centrale de la courbe cumulative et ses extrêmes, plus la distance est faible entre le pic et les extrêmes de la courbe plus le sédiment est mieux trié. Sa formule s'écrit :

$$K = \frac{Q_{95} - Q_5}{2,44(Q_{75} - Q_{25})}$$

Si on a un mélange en proportions égales de deux populations on obtient une courbe dite platykurtique, tandis qu'un mélange où prédomine l'une des deux populations va donner une courbe leptokurtique.

Tableau II.4 - Classement des faciès sédimentaires en fonction du coefficient d'acuité (Folk, 1966).

Kurtosis (K)	Classement
$K < 0,67 \Phi$	très platykurtique
$0,67 \Phi < K < 0,90 \Phi$	platykurtique
$0,90 \Phi < K < 1,11 \Phi$	mésokurtique
$1,11 \Phi < K < 1,50 \Phi$	leptokurtique
$1,50 \Phi < K < 3 \Phi$	très leptokurtique
$K > 3 \Phi$	extrêmement leptokurtique

Les sédiments des plages de la côte tétouanaise sont principalement quartzeux, les caractéristiques granulométriques ont permis de distinguer deux zones à caractères différents (Tableau II.5) :

- la première, entre Cap Mazari et Cap Negro, constituée essentiellement de sables moyens, bien à très bien classés, les deux exceptions qui s'observent au niveau de Ech 2 et Ech 3 sont dues aux enrichissements de dépôts graveleux à ce niveau à cause de l'érosion.

- la seconde, entre Cap Negro et Fnideq, caractérisée par des sédiments grossiers à très grossiers, mal classés et riches en débris coquilliers. Pour l'échantillon 24, on a en plus, des galets anguleux à sub-anguleux de grande taille et des graviers de différentes natures généralement aplatis témoignant d'un apport torrentiel.

Les sédiments qui présentent une courbe bimodale sont associés aux plages qui ont des taux élevés en dépôts graveleux et coquilliers.

Même s'il existe une tendance générale du sud vers le nord allant des grains fins à moyens, bien classés et asymétriques vers les fins, vers des grains grossiers, modérément à mal classés et asymétriques vers les grossiers ; la figure II.2 montre qu'il n'existe pas un gradient net de l'évolution des paramètres granulométriques, notamment dans la partie nord, ce qui est dû aux

2ème PARTIE - CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE

interruptions de la continuité du littoral, par les cours d'eau et surtout par les installations portuaires qui perturbent la distribution des matériaux par les agents hydrodynamiques.

Tableau II. 5 - Variation longitudinale des indices granulométriques (en Φ).

Echantillon	Groupe textural	Mode (Mo)	Médiane (D_{50})	Moyenne (M)	Ecart-type (σ)	Skewness (sk)	Kurtosis (K)	Morphoscopie
Ech 1	Sable graveleux	1,833	1,791	1,761	0,798	-0,411	3,202	- EL omniprésents - Quelques NU
Ech 2	Sable graveleux	0,494	0,572	0,535	0,675	-0,328	2,300	- EL omniprésents - Quelques NU
Ech 3	Sable	1,161 & 0,494	0,954	0,919	0,401	-0,035	0,844	- EL omniprésents - Quelques NU
Ech 4	Sable graveleux	2,161	2,020	1,903	0,933	-0,503	2,750	- EL omniprésents - % NU très faible
Ech 5	Sable	2,161	2,170	2,206	0,394	0,090	1,706	- EL + RM
Ech 6	Sable	2,161	2,195	2,261	0,355	0,234	1,234	- EL + RM
Ech 7	Sable	1,494	1,813	1,821	0,407	0,072	0,979	- EL + RM
Ech 8	Sable	1,833	1,799	1,798	0,351	0,031	1,087	- EL + RM
Ech 9	Sable	1,833	1,921	1,906	0,381	0,039	1,082	- EL + RM
Ech 10	Sable	1,494	1,658	1,676	0,315	0,135	1,039	- EL - RM omniprésents
Ech 11	Sable	1,833	1,745	1,758	0,307	0,120	0,915	- EL - RM omniprésents
Ech 12	Sable	1,833	1,913	1,941	0,318	0,140	1,213	- EL - RM omniprésents
Ech 13	Sable	2,161	2,044	2,028	0,280	0,078	1,083	- EL + RM
Ech 14	Sable graveleux	0,833 & 2,161	1,087	1,192	1,033	-0,025	1,660	- EL omniprésents - Quelques RM
Ech 15	Sable légèrement graveleux	1,161	1,150	1,126	0,320	-0,157	1,688	EL omniprésents
Ech 16	Sable légèrement graveleux	0,833	0,716	0,725	0,428	-0,101	1,124	- EL omniprésents - Quelques RM
Ech 17	Sable légèrement graveleux	0,494	0,372	0,332	0,604	-0,070	1,898	EL omniprésents
Ech 18	Sable	1,161	1,210	1,244	0,309	-0,025	1,413	- EL + RM
Ech 19	Sable graveleux	0,161	0,230	0,228	0,422	-0,264	1,765	EL omniprésents
Ech 20	Sable graveleux	0,161	0,015	-0,153	0,706	-0,526	2,095	EL omniprésents
Ech 21	Sable graveleux	0,161	-0,071	-0,132	0,468	-0,193	1,062	- EL omniprésents - Quelques RM
Ech 22	Sable légèrement graveleux	0,494	0,576	0,612	0,450	-0,120	2,062	- EL omniprésents - Quelques RM
Ech 23	Sable graveleux	0,833 & -0,839	0,632	0,479	0,742	-0,388	1,187	- EL omniprésents - Quelques RM
Ech 24	Graviers sableux	1,833 & -2,000	0,606	0,057	1,729	-0,401	0,596	- EL omniprésents - NU - Quelques RM

Quant à la zone comprise entre Ech 5 et Ech 13 (entre Sidi Abdeslam et Cabo Negro), elle présente une tendance plus ou moins nette de l'indice du classement (écart-type), cette

organisation longitudinale de cet indice est globalement conforme au modèle de McLaren & Bowles (1981) puisque le tri s'améliore dans le sens du transport.

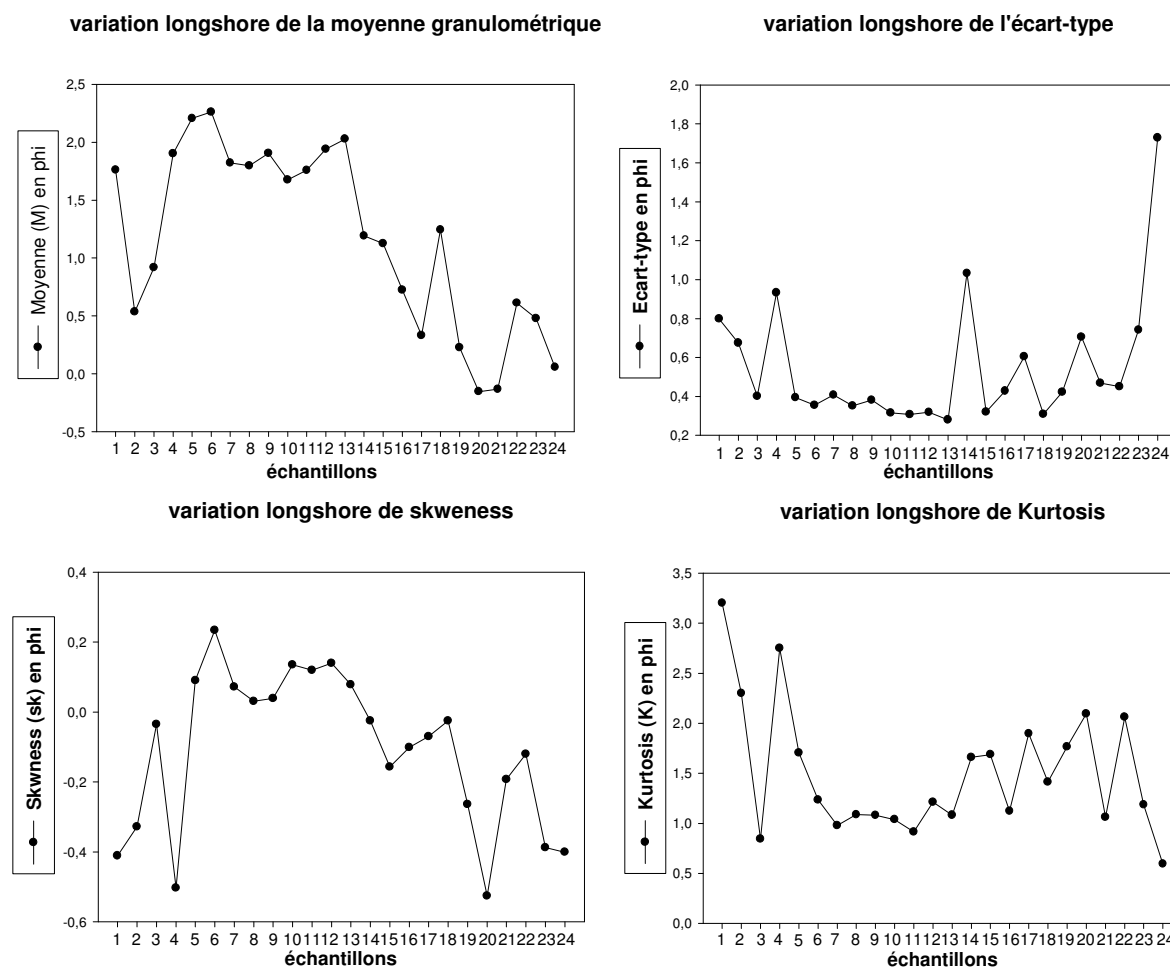


Figure II. 2 - Variation longitudinale des principaux paramètres granulométriques

II-2 Origine des matériaux et milieux de dépôt

Depuis les années cinquante du dernier siècle, les recherches ont été focalisées sur les traitements statistiques des différents indices granulométriques, ce qui a engendré une bibliographie très riche sur le sujet.

Pour caractériser les environnements de dépôt, on a réalisé des représentations binaires des indices granulométriques : moyenne vs écart-type ; skewness vs moyenne et skewness vs écart-type (Figure II.3) (Friedman, 1967 ; Moiola & Weiser, 1968 ; Rajamanickam, 1984), ces représentations reflètent les environnements de dépôts des sédiments.

La première remarque qu'on peut tirer est l'individualisation du groupe d'échantillons de (5 à 13) dans toutes les représentations, il reflète un faciès de sable de plage riche en apports dunaires.

On remarque également que, d'une manière générale, plus la taille des grains est grande ou bien le sédiment est asymétrique vers les grossiers, plus il est mal classé et vice-versa, ceci est observable surtout dans les échantillons du secteur nord, à cause des perturbations hydrodynamiques dues aux aménagements, qui favorisent l'enrichissement en matériaux grossiers à cause de l'érosion, et inhibent l'existence d'une tendance favorisant le classement du sédiment.

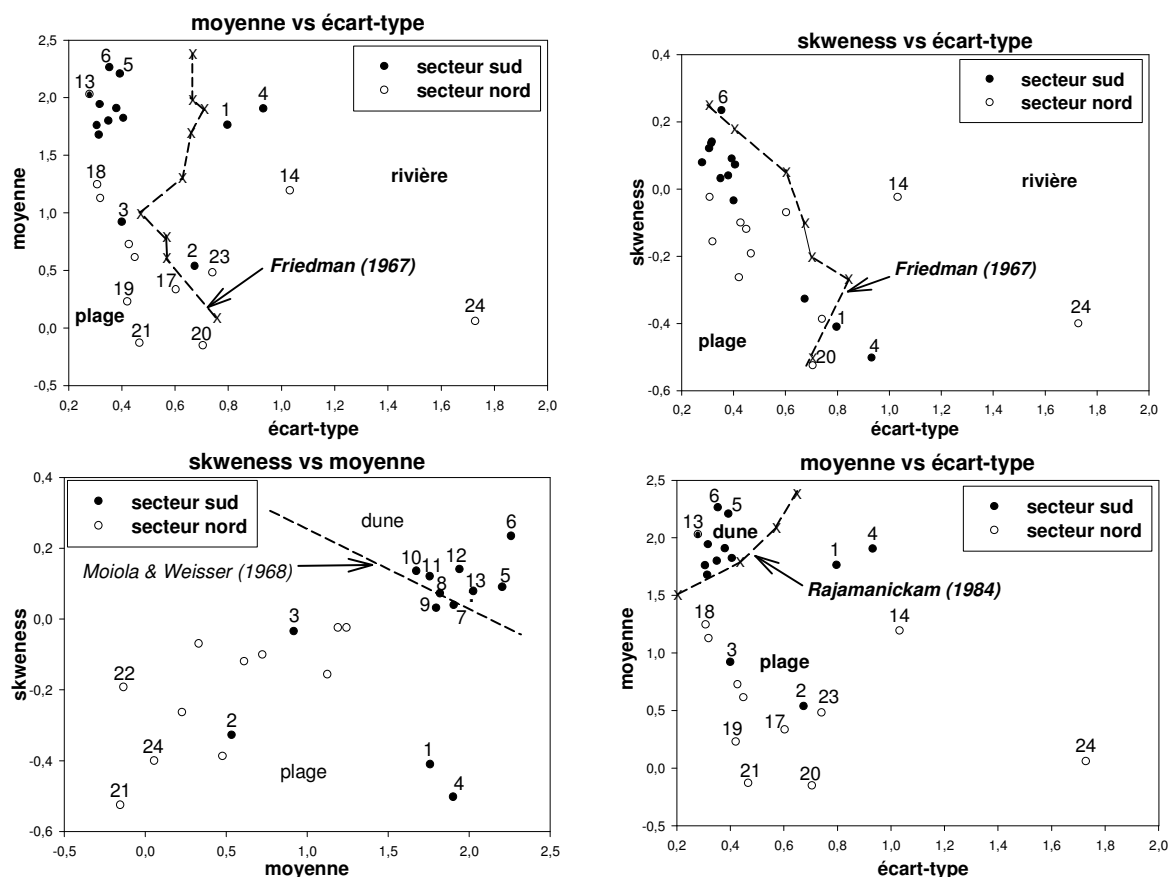


Figure II. 3 - Représentations binaires des indices granulométriques indiquant les milieux de dépôt.

En ce qui concerne l'origine des sédiments et leurs milieux de dépôt, tous les échantillons ont montré une dominance d'un environnement de plage dans les deux secteurs nord et sud. L'échantillon 24 récolté au niveau de l'oued Fnideq, reflète un dépôt torrentiel. L'échantillon 6, récolté au niveau de la rive sud de l'oued Martil présente un caractère de sable de plage avec des enrichissements à la fois, en matériaux fluviaux et plus notamment dunaires.

Quant à l'échantillon 14, il montre un caractère de dépôt fluvial, cependant, il n'existe pas à ce niveau un cours d'eau représentatif, ceci est dû, probablement, aux perturbations que connaît cette plage à cause de l'existence du port de M'diq et des deniers aménagements entrepris, en plus, cette zone est très exposée aux houles de E-NE, ce qui lui confère une agitation très importante.

Dans le secteur sud, 64% des échantillons présentent des influences dunaires (échantillons de 5 à 13), ce qui montre le grand rôle des dunes dans l'alimentation de ces plages, ceci se

manifeste au niveau des échantillons (7, 8 et 9) qui présentent une moindre influence des dunes puisque ces plages sont situées au niveau de la ville de Martil dont les constructions gagnent du terrain aux dunes. Quant au secteur nord, on note l'absence totale d'enrichissement en sable originaire des dunes, puisque ces dernières y sont presque totalement détruites.

II-3 Mode du transport

A partir de représentation graphique des résultats granulométriques, plusieurs auteurs ont développé des représentations en Log-Probabilité, ainsi, ils ont différencié des populations de sédiments selon leur mode de transport. Parmi ces auteurs, Passega (1964) a proposé une méthode simple d'interprétation des données granulométriques en utilisant deux paramètres : l'unpercentile (Q_{99}) en ordonnées et la médiane en abscisses.

Nous avons appliqué cette méthode pour les sédiments superficiels du littoral tétouanais. Pour chaque échantillon, on a déduit les valeurs de la médiane et de l'unpercentile à partir des courbes cumulatives, on les a positionné ensuite dans le diagramme de Passega (Figure II. 4).

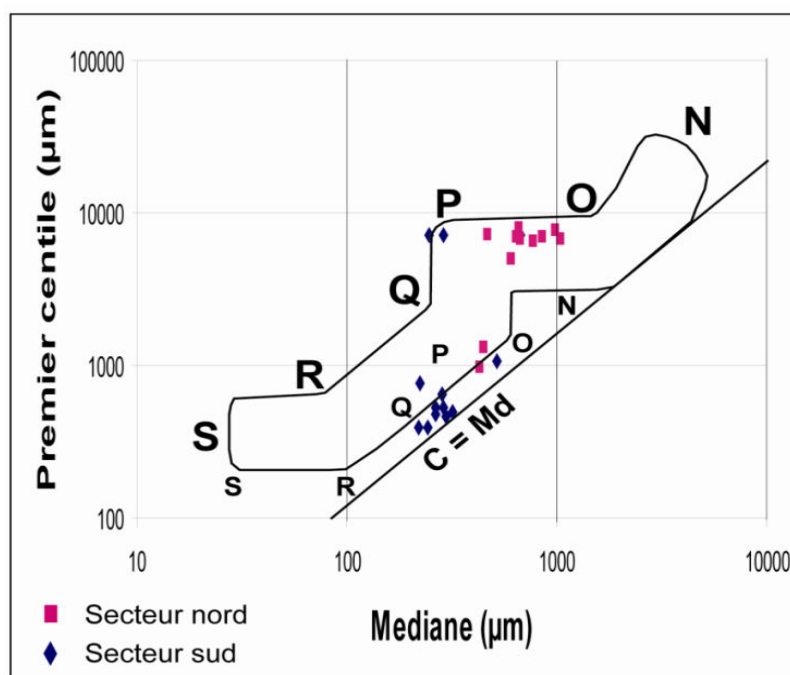


Figure II.4 - Image de relation entre l'unpercentile et la médiane pour les sédiments superficiels du littoral tétouanais. Segment N-O : sédiments roulés ; segment O-P : sédiments roulés avec quelques éléments en suspension ; segment P-Q : suspension graduée avec quelques éléments roulés ; segment Q-R : suspension graduée ; R-S : suspension uniforme.

Ce diagramme met en évidence deux familles majoritaires, la première, dans la partie sud, constituée des sédiments transportés essentiellement par suspension graduée avec quelques éléments roulés, la seconde, dans la partie nord, présente des sédiments transportés par roulement avec quelques éléments en suspension.

III MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ

On a effectué une description générale du sédiment à l'œil nue, puis, à la loupe binoculaire (x 40) sur fond noir, l'examen a intéressé une couche monogranulaire de grains isolés les uns des autres, la taille des grains de quartz utilisés varie de 0,5 à 1 mm. La détermination de la forme et de la surface des grains de quartz a été réalisée selon la méthode définie par Cailleux (1943), on distingue :

- ✓ Les Non-Usés (NU) : présentent des arrêtes vives, aigues avec des surfaces à aspect très variable. Ils indiquent un sédiment non évolué et un transport court (torrents et petites rivières).
- ✓ Les Emoussé-Luisants (EL) : présentent une forme arrondie, à arrêtes encore visibles et des surfaces à aspect luisant. On les trouve fréquemment dans les baies marines (mais jamais dans les torrents). L'usure se fait par brassage mécanique prolongé.
- ✓ Les Ronds-Mats (RM) : présentent une forme ovoïde généralement et une surface à aspect dépoli due à l'action éolienne qui provoque des chocs entre les particules. Le transport est important (vents et actions mixtes).

L'examen morphoscopique des grains de quartz montre l'omniprésence des grains émoussés luisants avec des enrichissements en non usés dans la partie sud, ce qui met en évidence l'influence du transport par l'eau et de la dynamique fluviomarine. Les ronds mats sont présents au niveau des plages à dunes conjointement avec les émoussés luisants et deviennent dominants au niveau de la plage de Cabo Negro. Le dernier échantillon, réalisé au niveau de l'embouchure de l'oued Fnideq, montre la coexistence des trois formes pour les grains de quartz indiquant l'influence des arrivages torrentiels (tableau II.5).

IV ANALYSE DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

IV-1 Préparation des échantillons

Tout d'abord, on a réalisé une analyse granulométrique de la matière primaire argileuse en utilisant un système informatisé d'analyse de la taille des particules par laser Galai CIS-1 disponible au Centre d'Instrumentation Scientifique (*Centro de Instrumentación Científica* (C.I.C.)) de l'Université de Grenade (Espagne).

Le sédiment fin a été délité dans l'eau distillée et défloculé à l'eau oxygénée, décarbonaté à l'HCl puis homogénéisé par agitation. La taille de la fraction considérée oscille entre 1 et 20 μm .

Pour la fraction plus grossière, les échantillons ont été soumis à une analyse granulométrique. Après élimination des carbonates, les minéraux lourds ont été séparés du reste du sédiment

moyennant la technique des liquides denses, en utilisant le Bromoforme (CHBr_3) de densité $2,8 \text{ g/cm}^3$.

IV-1-1 Diffraction par rayons X (XRD)

La détermination des minéraux de la fraction lourde a été réalisée par diffractométrie aux rayons X à l'aide d'un diffractomètre Philips PW 1710 équipé d'un détecteur automatique du Département de Minéralogie et Pétrologie de l'Université de Grenade.

- Radiation d'émission : $\text{CuK}\alpha$.
- Voltage : 40 kV.
- Intensité : 40 mA.
- Intervalle de mesure : 3° à 60° en 2θ pour l'échantillon total et 3° à 30° en 2θ pour la fraction argileuse.
- Vitesse de balayage du goniomètre : $0,1 \text{ } 2\theta/\text{s}$.

L'interprétation des données a été effectuée en utilisant des instruments informatiques (Martín Ramos, 1990).

- Pour l'échantillon brut

La minéralogie a été déterminée en utilisant la méthode de poudre cristalline désorientée. Les échantillons ont été moulus par un marteau d'Agatha jusqu'à atteindre une taille inférieure à $0,053 \text{ mm}$ (tamis de 140 ASTM). La poudre obtenue est, ensuite, analysée sur un support d'aluminium en évitant toute pression qui pourrait orienter certains minéraux.

- Pour la fraction argileuse

Pour obtenir la composition minéralogique de la fraction argileuse inférieure à $2 \text{ }\mu\text{m}$ il était nécessaire de faire une séparation par suspension en eau distillée selon la Loi Stokes (les particules supérieures à $2 \text{ }\mu\text{m}$ tardent plus de 8 heures pour descendre 10 cm dans la colonne d'eau).

Les argiles riches en carbonates ont été traités ultérieurement avec l'Acide Acétique (CH_3COOH) de concentration inférieure à 1 N, et une fois on a noté l'arrêt de l'effervescence on a lavé les échantillons par décantations successives en utilisant l'eau désilée. Dans certains cas, les échantillons ont été traités par l'eau oxygénée (H_2O_2) à 20% du volume pour les échantillons qui présentent de matière organique, et par hexamétaphosphate sodique (5 g/l) pour séparer les granules flocculées. Puis, les échantillons ont été concentrés en éliminant l'excès d'eau par centrifugation.

Dans l'étude de la fraction argileuse, on a utilisé la méthode des agrégats orientés (AO) qui consiste à la décantation d'un échantillon en suspension sur un support de verre. Les types de diagrammes réalisés sont :

- AO : agrégat orienté sans traitement.
- AO + EG : agrégat orienté mit dans un solvant de Ethylène-glycol avec chauffage à 60°C durant 48 heures (Bruton, 1955) afin d'identifier les minéraux comme les smectites et les chlorites.
- AO + DMSO : agrégat orienté mit dans un solvant de Diméthylsulfo-oxyde à 80°C durant 72 heures (González García & Sánchez Camazano, 1968) pour confirmer la présence de la kaolinite.
- AO + 550 °C : agrégat orienté soumis à un chauffage thermique de 550°C durant 90 minutes pour détruire la kaolinite, et prouver ainsi, la présence de chlorite (Moore & Reynolds, 1989).

- Pour la fraction limoneuse

Une fois toute la fraction argileuse a été extraite, on a séparé la fraction comprise entre 2 et 20 µm dans le même échantillon en appliquant la loi de Stokes (10 cm chaque 4,45 minutes).

IV-1-2 Analyse semi-quantitative

L'analyse minéralogique semi-quantitative des diagrammes obtenus a été réalisée selon la méthode du pouvoir reflétant. Les pics et les pouvoirs reflétant utilisés sont résumés dans le tableau II.6.

Dans ce type d'analyse on doit prendre en considération certains facteurs qui peuvent donner une marge d'erreur de $\pm 5\%$ (Klug & Alexander, 1967). Parmi ces variables influant, il faut tenir compte l'interférence des réflexions de plusieurs minéraux, le masquage produit par des substances amorphes, les conditions instrumentales et la taille des grains.

Dans ce calcul semi-quantitatif on a mesuré les aires de réflexions les plus significatives, les valeurs obtenues ont été corrigées en les divisant par les pouvoirs reflétant du tableau II. 6.

Finalement, en considérant comme constant le contenu du quartz présent dans les minéraux argileux (Huertas et *al.*, 1991), on a quantifié les phases amorphes ou vitreuses développées par chauffage en fonction de la température.

Tableau II.6 : Pouvoir reflétant de différents minéraux.

Minéral	Pouvoir reflétant d (Å)		
Quartz	1,38	3,33	en poudre
Calcite	1,00	3,03	
Dolomite	1,03	2,88	
Feldspath	0,98	3,20	
Philosilicates	0,11	4,46	
Diopside	1,00	2,99	
Wollastonite	1,00	2,98	
Gehlenite	1,00	2,85	
Mullite	1,00	5,39	
Hématites	1,00	2,69	
Smectites	2,60	14,00	en A. O.
Illite	1,00	10,00	
Kaolinite / Chlorite	2,75	7,10	
Paragonite	1,00	3,20	

IV-2 Résultats obtenus

IV-2-1 Secteur Ras Mazari - Cap Negro

Six échantillons ont été sélectionnés pour la XRD, les échantillons concernés sont : Ech 1, Ech 6, Ech 7, Ech 9, Ech 10 et Ech 12, de manière à déterminer l'origine du sédiment et sa distribution ultérieure par les courants.

- Ech1 est situé au pied du Ras Mazari.
- Ech 6 et Ech 7 sont situés respectivement sur les rives sud et nord de l'embouchure de l'Oued Martil.
- Ech 9 et Ech 10 sont situés respectivement sur les rives sud et nord de l'embouchure de l'Oued Maleh.
- Finalement, l'Ech 12 représente la plage de Cabo Negro.

Les résultats montrent que le quartz est l'élément dominant (40% à 80%), suivi, en termes de pourcentage, par les plagioclases et la calcite puis la dolomite. Cette dominance des silicates témoigne de l'importance des apports silicoclastiques d'origine continentale.

Tableau II.7 - Concentrations des minéraux dans les sédiments des plages de secteur Cap Mazari - Cap Nego.

	Quartz	Calcite	Dolomite	Plagioclases	Muscovite	Chlorite	Halite
Ech 1	67.3	5.8	14.2	6.8	3.1	1.9	-
Ech 6	60.1	14.3	2.4	22.5	traces	traces	0.5
Ech 7	40.4	29.5	9.5	19.7	traces	-	0.7
Ech 9	65.6	6.5	2.6	24.6	traces	traces	0.6
Ech 10	68.7	6.8	10.8	12.9	traces	-	0.6
Ech 12	76.4	7.6	3.0	11.5	-	-	1.3

N.B : les pourcentages n'atteignent pas 100% à cause de la perte de CO₂ (destruction de la matière organique).

La deuxième source d'alimentation de ces plages est la fraction biogène marine. La correspondance entre le quartz et la calcite montre une relation linéaire inverse entre ces deux éléments (Figure II. 5).

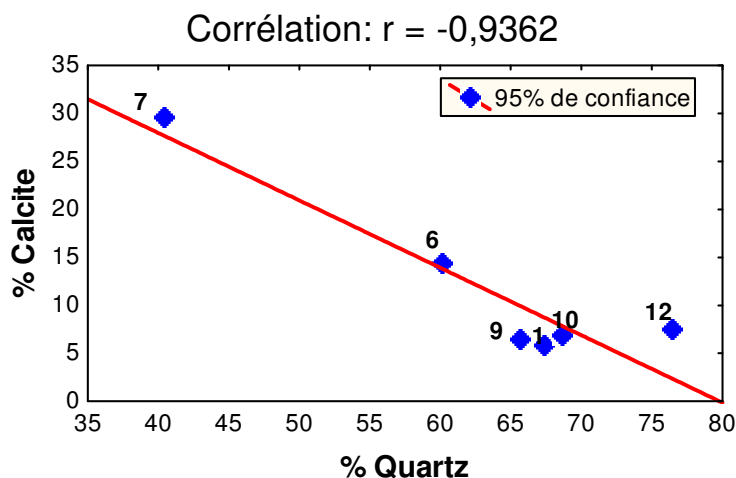


Figure II. 5 - Corrélation Quartz/Calcite dans les échantillons du secteur RAS Mazari - Cap Negro.

Les minéraux micacés sont présents essentiellement dans l'échantillon (Ech 1) prélevé au niveau de la plage d'Azla qui se trouve juste au pied du Cap Mazari constitué en partie de roches schisteuses, et donc cet échantillon témoigne d'un matériel de plage peu évolué et immature.

Quant à l'halite, minéral obtenu par évaporation de l'eau de mer, on observe un gradient croissant de Ech 1 à Ech 12, ce qui peut être expliqué par la diminution de la pente et de la taille des grains en allant du sud vers le nord, ce qui favorise la persistance de l'eau de mer pour une durée plus importante et par conséquent son évaporation.

IV-2-2 Secteur Cap Negro-Fnideq

Pour cette portion, on a utilisé les données brutes de l'étude réalisée par (Nachite *et al.*, 2005).

17 échantillons superficiels ont été récoltés au niveau des estrans en juillet 2003 (Figure II. 6).

- les éléments contenant des oxydes (éléments majeurs) (tableau II.8).

Cette portion du littoral montre également une dominance des silicates (SiO_2), suivis des carbonates (CaO), avec l'existence d'une relation linéaire inverse entre ces deux éléments, ce qui témoigne de la double origine des matériaux des plages : continentale et marine. La zone qui présente les pourcentages les plus élevés en carbonates est celle comprise entre les deux ports : Kabila et Marina Smir dont les plages sont très riches en fragments de coquilles.

Quant aux autres éléments, les concentrations sont faibles, seules l' Al_2O_3 et MgO dépassent 1%. Cette faible teneur en ces éléments indiquent qu'il s'agit de matériaux relativement matures et qu'il existe une faible contamination au niveau de la zone (Nachite *et al.*, 2005).



Figure II. 6 - carte géologique simplifiée et localisation des échantillons pour l'analyse des minéraux lourds du secteur Cap Negro-Fnideq (Nachite et al., 2005).

Tableau II. 8 - Distribution des éléments majeurs dans les sédiments de secteur entre Cap Negro et Fnideq (Nachite et al., 2005).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO₂	74,74	73,61	78,71	75,16	60,21	65,64	58,04	59,54	78,12	81,17	71,07	81,97	80,53	82,74	77,59	79,74	76,98
TiO₂	0,13	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,08
Al₂O₃	3,53	1,88	1,06	1,12	1,05	1,20	1,08	1,28	1,01	0,79	0,69	0,66	0,77	0,71	0,91	0,89	1,58
Fe₂O₃	0,89	0,42	0,22	0,30	0,42	0,48	0,47	0,58	0,23	0,17	0,17	0,16	0,20	0,18	0,32	0,30	0,62
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,29	1,32	1,04	1,29	1,48	1,65	1,21	1,22	1,05	0,86	0,89	0,80	0,87	0,95	1,19	0,91	1,09
CaO	11,15	13,49	11,37	13,25	21,88	23,66	23,57	22,38	11,74	10,12	16,55	9,95	10,64	9,24	12,10	10,99	11,51
Na₂O	0,60	0,52	0,44	0,47	0,51	0,47	0,44	0,52	0,42	0,37	0,42	0,34	0,34	0,35	0,38	0,39	0,40
K₂O	0,57	0,28	0,16	0,20	0,14	0,17	0,12	0,17	0,14	0,12	0,07	0,09	0,08	0,10	0,12	0,09	0,19
P₂O₅	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
LOI	7,04	8,38	6,94	8,13	14,23	6,65	14,99	14,21	7,22	6,33	10,08	5,98	6,50	5,66	7,31	6,61	7,51
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

La corrélation positive entre le MgO et le CaO nous laisse supposer que l'oxyde de magnésium est plutôt d'origine biogène.

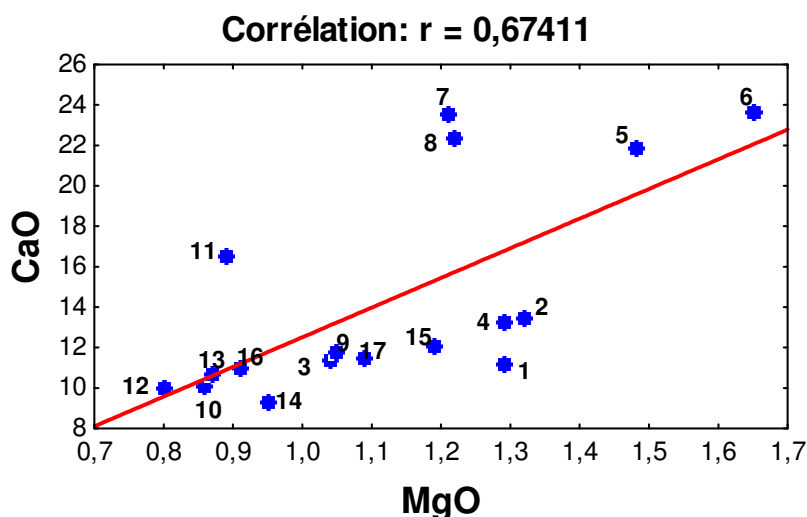


Figure II. 7 - Corrélation MgO/CaO pour les échantillons du secteur Cap Negro-Fnideq.

L'analyse en Composantes Principales (ACP), montre une très forte relation entre les éléments : Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 , ce qui témoigne de leur origine commune. La plage de M'diq (1), s'individualise par les concentrations les plus élevées en ces éléments, issus fort probablement du complexe métamorphique du Cap Negro, ainsi, cette plage présente une faible maturité par rapport aux autres plages.

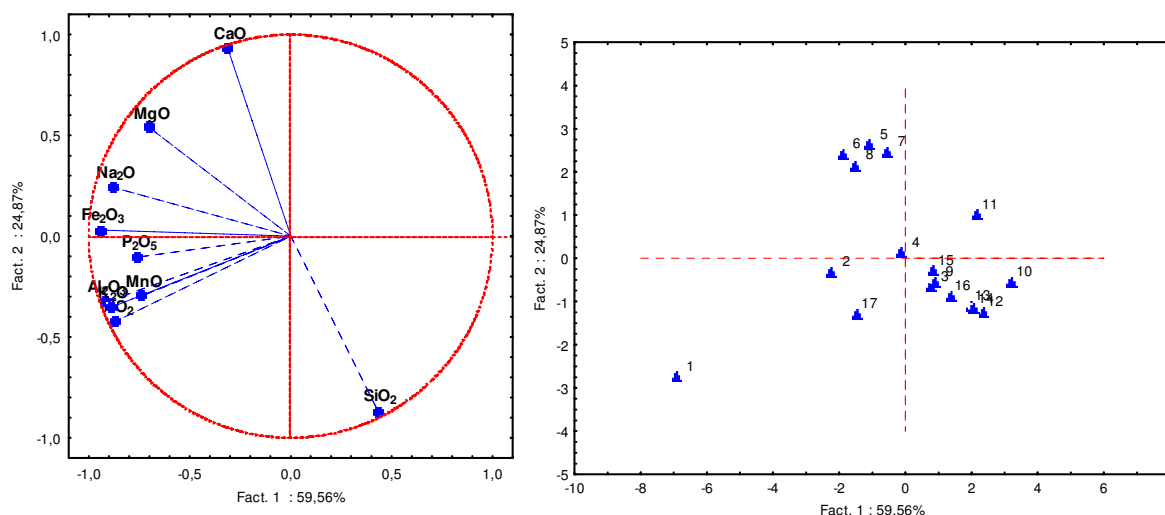


Figure II. 8 - Projection des teneurs en minéraux oxydes sur le plan factoriel (1 x 2).

Quant aux cortèges minéralogiques des échantillons 2 et 17, ils semblent être le résultat de la dérive littorale Sud-Nord pour l'échantillon (2), et Nord-Sud, qui apporte les matériaux du complexe métamorphique de Monte Hacho, d'où la composition géochimique plus proche de celle de l'échantillon (1).

- les éléments traces (Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Th en ppm).

Le tableau II. 9 montre que le Sr et S sont les éléments les plus représentés dans ce secteur, suivies de Ba et Zr.

Tableau II. 9 - Distribution des éléments traces dans les sédiments de secteur entre Cap Negro et Fnideq (Nachite et al., 2005).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ba	96,9	48,3	15,9	25,6	20,3	18,8	11,2	21,6	13,4	12,1	1,6	7,6	5,7	15,2	7,8	10,8	28,0
Ce	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1
Co	-	2,0	-	-	-	-	-	2,0	-	-	-	1,7	-	-	-	-	2,7
Cr	15,3	5,3	3,5	1,9	1,8	2,3	0,2	2,0	6,0	0,4	0,4	0,8	11,5	0,3	1,1	4,5	2,5
La	12,2	4,0	7,3	3,6	6,9	4,9	6,9	5,1	-	7,4	3,6	1,0	8,4	2,9	2,1	1,8	6,0
Nb	2,5	2,5	1,6	1,1	1,9	2,6	1,4	2,3	1,4	0,9	0,8	1,2	1,3	1,1	1,8	1,0	2,5
Ni	5,3	2,0	1,5	-	0,1	-	-	-	3,1	0,6	-	1,9	0,3	1,9	1,7	2,5	4,6
Pb	6,0	0,3	0,6	3,1	0,7	0,3	0,7	0,5	3,5	0,6	-	1,2	1,9	0,9	3,5	0,5	3,8
Rb	18,3	7,9	3,8	5,6	3,1	5,3	2,8	3,9	3,5	3,3	1,0	2,3	2	2,9	2,8	2,4	6,5
Sr	420,5	509,1	432,4	528,1	802,4	826,5	801,1	760,7	454,2	375,3	572,7	334,5	373,1	319,0	418,2	377,2	436,9
Th	1,5	1,6	0,7	1,1	0,5	-	0,6	0,9	1,1	2,0	1,0	1,4	0,2	1,3	0,7	1,3	1,4
V	20,3	11,3	7,5	8,5	9,8	11,6	10,8	10,5	8,7	4,5	6,1	5,9	6,4	6,1	6,9	7,7	12,8
Y	5,8	3,7	2,6	3,8	3,2	5,1	2,1	2,9	3,1	2,7	2,3	2,2	3,5	2,4	3,4	2,4	3,0
Zn	9,3	2,9	0,4	0,1	0,4	0,2	0,8	1,6	1,6	-	-	-	1,8	-	0,8	1,4	6,5
Zr	42,1	25,2	19,0	15,9	15,3	22,7	14,9	18,8	20,2	18,2	17,5	17,0	20,0	17,5	19,0	19,6	30,8
Cu	8,5	5,0	4,8	4,3	3,7	3,2	3,3	3,5	5,5	5,4	3,1	5,9	5,3	5,5	7,2	5,3	6,7
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	828,2	859,9	751,9	779,0	978,0	1488,7	810,5	853,5	702,0	530,7	657,2	537,4	544,4	778,5	909,3	763,6	553,6
Sc	4,2	4,8	3,0	2,6	5,7	6,4	3,0	7,9	4,5	4,2	4,1	0,9	3,5	3,4	4,6	4,6	3,7

L'ACP montre également le groupement des échantillons de 5 à 8 présentant des teneurs plus élevées en Sr, S et Sc, et l'individualisation de l'échantillon 1 qui présente les taux les plus élevés des éléments Ba, Cr, La, Ni, Pb, Rb, V, Y, Zn, Zr et Cu,

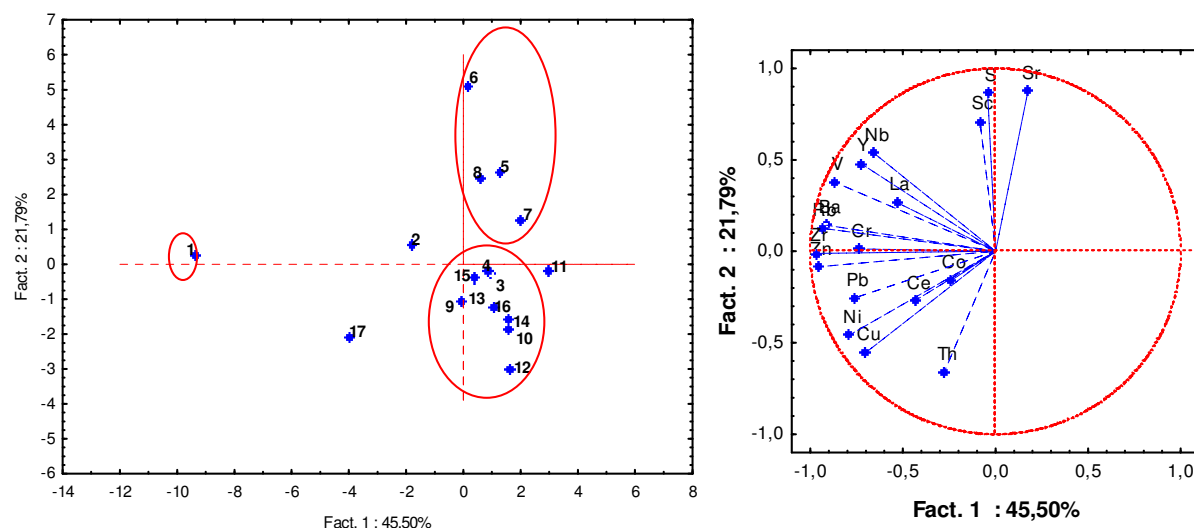


Figure II. 9 - Projection des teneurs en éléments traces sur le plan factoriel (1 x 2).

Les minéraux Zn, Zr, Ba, Cr et Rb montrent une forte dépendance, ils sont issus des formations métamorphiques de Cap Negro et distribués par la dérive Sud/Nord pour les échantillons 1 et 2, et de Monte hacho, puis véhiculés vers la zone de Fnideq par la dérive Nord/Sud pour l'échantillon 17 (Figure II.9).

L'élément Sr est lié aux dépôts carbonatés et témoigne de l'origine marine des carbonates, la figure II.10 montre qu'il existe une forte corrélation linéaire positive entre Sr et CaO ($r = 0,98958$) avec l'individualisation des échantillons de 5 à 8 qui présentent les taux les plus élevés en ces éléments.

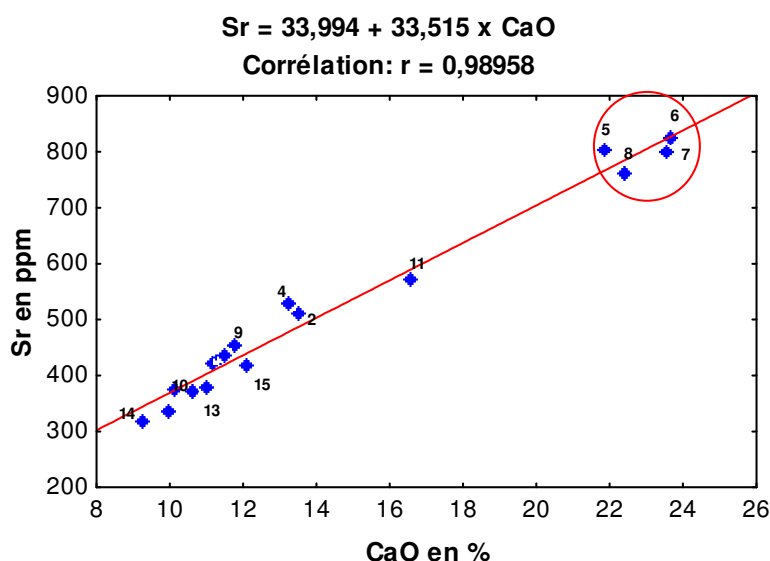


Figure II. 10 - Corrélation bivariée entre le Sr et CaO.

Pour confirmer les origines des matériaux provenant du continent et les mécanismes de leur transport, on a effectué des analyses géochimiques des échantillons récoltés au niveau des embouchures des principaux cours d'eau de la région.

IV-3 Analyses géochimiques des sédiments des cours d'eau

Les sédiments récoltés au niveau des rives des principaux cours d'eau de la région ont été étudiés par XRD et par la méthode MultiRes-Vac34 au Département de Minéralogie et Pétrologie de l'Université de Grenade.

IV-3-1 Analyses par diffraction aux rayons X

Les résultats sont groupés dans le tableau II. 10.

Tableau II. 10 - Liste des minéraux de la fraction fine des sédiments récoltés au niveau des principaux cours d'eau de la zone d'étude.

	Quartz	Calcite	Dolomite	Muscovite	Chlorite
O. Martil	xxx	x	-	tr	tr
O. Maleh	xxx	tr	-	x	tr
L. Smir	xxx	xx	-	x	tr
O. Negro	xxx	x	-	tr	x
O. Fnideq	xxx	x	tr	tr	-

xxx	très abondant
xx	abondant
x	peu abondant
tr	traces
-	absent

L'examen de ce tableau confirme les résultats obtenus de l'analyse des sédiments superficiels du secteur Cap Mazari - Cap Negro, les deux principaux cours d'eau de ce secteur, O. Martil et O. Maleh présentent une charge importante en éléments silicoclastiques (quartz), en ce qui

concerne les apports carbonatés, ils sont très réduits, ce qui confirme leur origine biogène essentiellement au niveau des plages de ce secteur.

Même remarque pour les trois cours d'eau du secteur entre Cap Negro et Fnideq, l'enrichissement local en calcite au niveau de la lagune de Smir est dû à la présence de fragments de coquilles dans l'échantillon récolté puisque la lagune est installée sur des sables riches en coquilles. Quant à la présence de la muscovite au niveau de l'O. Maleh et de la lagune de Smir, elle provient probablement des terrains schisteux et micaschisteux drainés par ces deux cours d'eau. La dolomite, minéral facilement altérable, existe seulement au niveau de l'embouchure de l'O. Fnideq sous forme de traces, ceci est dû au caractère torrentiel rapide et au trajet court traversé par cet oued depuis la chaîne calcaro-dolomitique de Haouz à la mer.

IV-3-2 Analyses par la méthode MultiRes-Vac34 (nom de la préparation : Pellet Wax)

- les éléments contenant des oxydes :

Le tableau II. 11 montre que le SiO₂ reste l'élément cardinal suivi par l'Al₂O₃, puis le Fe₂O₃.

Tableau II. 11 - Distribution des éléments majeurs dans les sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude.

	O. Martil	O. Maleh	L. Smir	O. Negro	O. Fnideq
SiO₂	50,0096	40,1644	42,7405	46,2026	42,6571
TiO₂	0,8823	0,9519	0,8233	1,0719	0,9338
Al₂O₃	16,7756	18,8124	16,4793	18,3814	15,9176
Fe₂O₃	6,7727	9,1616	6,7021	7,6005	6,8714
MnO	0,071	0,0465	0,0602	0,0601	0,0836
MgO	2,1531	1,8198	2,0472	1,3976	1,3914
CaO	4,0532	2,2808	7,6178	3,7611	7,1098
Na₂O	0,7006	1,336	1,2703	0,1558	0,5907
K₂O	2,9806	3,511	3,286	2,1593	2,8559
P₂O₅	-	0,32	0,26	-	0,56
SO₃	-	0,87	1,61	-	0,85
O (en ppm)	-57	-3126	-2300	-28	-361

La matrice de corrélations multiples (tableau II.12), montre une relation positive et un coefficient de corrélation élevé entre Al₂O₃ et Fe₂O₃, alors qu'il n'existe pas de corrélation entre le SiO₂ et ces deux éléments, ce qui prouve que ces trois éléments n'ont pas la même origine, le quartz (SiO₂), minéral non argileux, se trouverait peut être dans la fraction sableuse, alors que, l'Al₂O₃ et Fe₂O₃ seraient véhiculés dans la fraction plus fine.

La plus forte corrélation est celle observée entre Na₂O et K₂O, (r = 0,966386), les échantillons de l'oued Maleh et de la lagune de Smir, qui drainent en partie le complexe métamorphique de Cap Negro montrent les teneurs les plus élevées en ces deux éléments, ces deux sels seraient issus de l'évaporation, en effet, les deux cours d'eau souffrent d'une évaporation importante en été, notamment l'Oued Maleh.

D'une manière générale, on peut souligner :

- ✓ L'individualisation de SiO₂, qui constitue la charge la plus importante, notamment à l'O. Martil, où il constitue plus de 50% des éléments.
- ✓ Le couple Al₂O₃/Fe₂O₃, qui ne montre pas de corrélation avec l'élément précédent.
- ✓ Le couple MnO/CaO, plus abondant au niveau de la lagune de Smir et de l'oued Fnideq, dont les apports carbonatés sont plus importants, et d'une moindre mesure au niveau de l'oued Martil.
- ✓ La triade MgO/Na₂O/K₂O, les taux de ces éléments ne subissent pas de grandes modifications dans tous les échantillons, ce qui est dû à leur départ en solution. En effet, ces ions sont solubles : Na⁺, K⁺, Mg₂⁺, les minéraux de micas altérés ont tendance à perdre leur K₂O, les micas ayant de faibles teneurs en MgO témoignent d'un caractère chimiquement peu évolué (Pronost, 2005). Les oueds qui montrent les plus faibles teneurs en MgO sont O. Negro et O. Fnideq.

Le rapport entre les éléments majeurs peut nous donner une importante information sur l'abondance de certains minéraux : SiO₂ / Al₂O₃ est indicateur du rapport quartz / feldspaths, Al₂O₃ / Fe₂O₃ est indicateur du rapport feldspaths et minéraux ferreux, Al₂O₃ / K₂O est indicateur relatif aux feldspaths riches en potassium (orthoclase = 6/8 SiO₂ + 1/8 Al₂O₃ + 1/8 K₂O) et aux autres minéraux riches en Potassium tels que les micas.

Tableau II. 12 - Matrice de corrélations multiples des éléments majeurs des sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
SiO ₂	1,000										
TiO ₂	0,046996	1,000									
Al ₂ O ₃	-0,189147	0,632778	1,000								
Fe ₂ O ₃	-0,538322	0,440609	0,866753	1,000							
MnO	0,370705	-0,154797	-0,836846	-0,760711	1,000						
MgO	0,268905	-0,765323	-0,130424	-0,148665	-0,263204	1,000					
CaO	-0,115454	-0,541976	-0,868194	-0,774574	0,606201	-0,033995	1,000				
Na ₂ O	-0,582748	-0,689166	0,028564	0,321382	-0,491554	0,622784	0,049800	1,000			
K ₂ O	-0,510415	-0,721848	-0,064560	0,292329	-0,337806	0,630743	0,022741	0,966386	1,000		
P ₂ O ₅	-0,749946	-0,246940	-0,398112	0,062751	0,310301	-0,340291	0,474956	0,351780	0,419381	1,000	
SO ₃	-0,738639	-0,628179	-0,319084	-0,039830	-0,148761	0,201041	0,600936	0,750685	0,656006	0,642559	1,000

- les éléments traces (en ppm) :

Les éléments les plus représentés dans tous les échantillons sont : Ba, Cl, Cr, Rb, Sr, V, Zn et Zr, et dans une moindre mesure : Br, Cu, Ga, La, Ni, Pb et Pd.

2ème PARTIE - CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE

On observe une corrélation positive entre les minéraux caractéristiques des dépôts riches en sels dont les teneurs sont plus élevées au niveau de l'O. Maleh et de la L. Smir, quand à l'iode (I), il est présent seulement au niveau de l'O. Maleh, ceci est à mettre en relation avec l'importance de l'évaporation au niveau de ce cours d'eau.

Tableau II. 13 - Distribution des éléments traces dans les sédiments des principaux cours d'eau de la zone d'étude.

	O. Martil	O. Maleh	L. Smir	O. Negro	O. Fnideq
Ag	22	19	15	13	16
Ba	435	500	448	343	740
Bi	-	-	12	12	-
Br	28	218	137	30	17
Ce	-	207	415	313	175
Cl	242	1,37%	1,01%	112	0,16%
Co	-	-	-	-	-
Cr	146	114	142	183	132
Cs	-	95	-	97	-
Cu	72	78	83	80	124
Eu	-	-	-	41	68
Ga	23	32	24	32	19
Gd	25	154	11	-	-
I	-	123	-	-	-
La	85	102	64	49	45
Lu	-	23	-	-	-
Mo	4	-	-	-	-
Nb	19	18	15	27	16
Nd	116	80	185	-	-
Ni	74	81	73	65	64
P	627	-	-	501	-
Pb	21	35	48	23	86
Pd	24	18	26	18	16
Pr	-	133	314	177	-
Rb	128	181	140	107	124
Ru	10	-	13	16	12
S	371	-	-	348	-
Sb	-	-	-	-	105
Sc	-	38	27	21	19
Sm	47	106	176	-	84
Sn	-	-	16	-	-
Sr	143	169	265	169	219
Tb	25	-	-	-	-
Te	-	-	-	29	-
Th	-	-	-	-	10
V	130	158	130	138	119
W	-	-	25	28	-
Y	22	18	17	23	24
Yb	24	-	-	-	27
Zn	167	204	228	147	375
Zr	232	137	246	286	399

Un autre échantillon qui s'individualise est celui de l'O. Fnideq qui présente des teneurs plus importantes en Ba, Cu, Pb, Zn et Zr, ce faciès constitue un indice d'un milieu pollué, notamment par des déchets pétroliers. En effet, l'échantillonnage a été effectué près d'un point de rejet des déchets d'une station de vidange.

Enfin, les teneurs élevées de Sr au niveau de la Lagune de Smir confirment l'importance des dépôts biogènes à ce niveau dont le substrat est formé par les sables riches en débris coquillers.

L'ACP subdivise les cours d'eau de la région en trois ensembles :

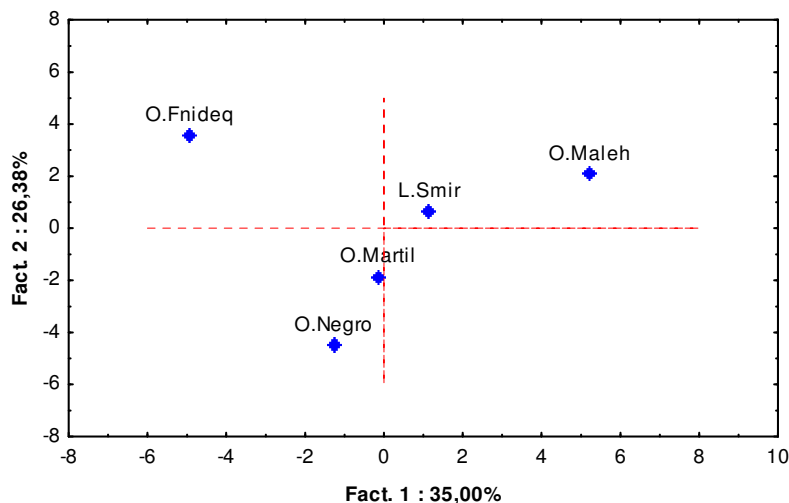


Figure II.11 Projection des teneurs en éléments traces au niveau des cours d'eau sur le plan factoriel (1 x 2).

- ✓ le premier, constitué des O. Martil et O. Negro, qui présentent des faciès semblables même s'ils sont, relativement, éloignés géographiquement, ces deux oueds sont les seuls qui présentent du P et du S, en plus, leurs teneurs en sels (Cl et Br) et en plomb (Pb) sont proches.
- ✓ le deuxième, regroupe l'O. Maleh et la Lagune de Smir, comme on l'a indiqué, ces deux cours d'eau contiennent les plus hautes concentrations en sels, en Sm et en Rb, issus de l'évaporation.
- ✓ L'O. Fnideq s'individualise par un faciès particulier, caractérisé par des teneurs élevées en éléments issus de contamination.

En réalité, à chaque formation géologique correspond un cortège spécifique, exporté par l'érosion linéaire et dont on retrouve la trace en aval, et un cortège résiduel, laissé en place, à l'issue d'une longue évolution, seuls persistent les minéraux très peu altérables. Dans ces conditions, l'exploitation des comptages par les seules méthodes empiriques risquait de décevoir, ou de laisser trop de latitude à l'interprétation subjective (Sourdat & Mahé, 1975).

Afin de concevoir une loi de répartition régionale des minéraux lourds, nous avons utilisé l'Analyse Factorielle des Correspondances (A.F.C) pour le secteur Cap Negro – Fnideq. Cette méthode revient à projeter dans un même diagramme des points-variables (espèces minérales) et des points-observations (prélèvements) d'une façon qu'il devient possible de raisonner sur les similitudes en fonction des distances entre ces points.

- ✓ Deux points-observations sont d'autant plus voisins que les deux individus « prélèvements » sont plus semblables suivant l'ensemble des valeurs considérées.
- ✓ Deux points-variables sont d'autant plus rapprochés que ces deux variables sont plus étroitement liées dans leurs variations chez l'ensemble des individus considérés.
- ✓ Un point-observation et un point-variable sont d'autant plus voisins que l'individu présente, pour cette variable, une valeur relativement élevée.

L'analyse factorielle des correspondances a déjà fait ses preuves en géologie (voir Nachite, 1993). Hein (1974) a testé méthodiquement sa validité dans le domaine des minéraux lourds.

Dans notre étude, nous avons considéré 19 variables : neufs éléments majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) et dix éléments traces (Ba, La, Nb, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zr, Cu, Sc), et 20 observations (échantillons de 1 à 17 + les échantillons des cours d'eau : L. Smir = SMR, O. Negro = NGR et O. Fnideq = FNQ).

Le choix des variables a été effectué en prenant en compte les conditions suivantes :

- ✓ Dans un premier temps, nous avons obtenu les minéraux qui sont largement présents dans le maximum des échantillons. Si en effet des taux exceptionnels de l'une ou l'autre des variables sont atteints par un très petit nombre d'individus et par eux seuls, ou si une variable n'est représentée que dans un très petit nombre d'individus, il en résulte que les points-variables et les points-individus associés sont exagérément excentrés tandis que le reste de la distribution est concentré dans la partie opposée du diagramme.
- ✓ Dans un deuxième temps, il est souhaitable de projeter un minimum de points sur le diagramme, afin qu'ils restent lisibles, et on se limite donc aux individus plus représentatifs.

Distribution des points-variables

Le plan factoriel (1,2) montre, suivant l'axe F1, une opposition entre les deux points représentatifs SiO_2 et le couple SR-CaO à droite du diagramme, et 3 points groupés à l'extrême gauche (Zn, Cu et Ba), les points Na_2O et MgO , et dans une moindre mesure les points Sc, Y et MnO , occupent une position intermédiaire.

Suivant l'axe F2, on distingue deux grands ensembles de variables, le premier sous forme d'un triangle dont les pôles sont : CaO--- SiO_2 --- Na_2O . Le second, est un nuage de points représentant le reste des éléments.

Les points variables occupent donc, approximativement, dans l'espace factoriel à trois dimensions un tétraèdre dont les sommets sont les pôles SiO_2 -CaO-Zn-Nb. Les arêtes de ce tétraèdre matérialisent les gradients entre ces pôles.

Distribution des points-observations

Dans le diagramme on distingue, d'une part deux nuages G1 et G2 disposés suivant le champ du dipôle SiO_2 --- CaO , d'autre part, quatre nuages qui se disposent plus ou moins perpendiculairement au premier dipôle.

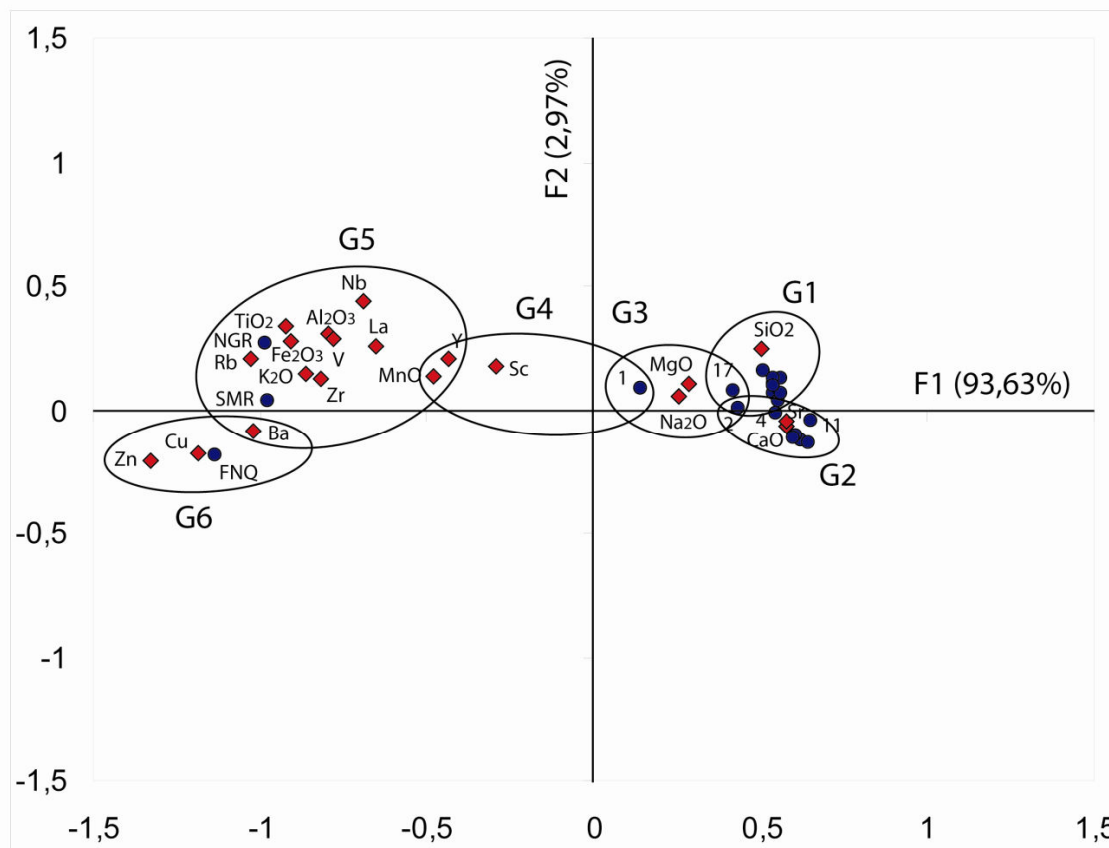


Figure II.12 Projections des points-variables (en rouge) et des ensembles de points-individus (en bleu) dans le plan factoriel (1, 2).

L'ensemble G1 : le regroupement des 9 points-individus montre que cet ensemble regroupe des matériaux originaires du continent, en transit par les cours d'eau puis rejetés à la côte, où ils sont redistribués par le courant de la dérive. Le report aux tableaux des données brutes confirme que l'ensemble G1 est dominé par le Quartz (SiO_2).

L'ensemble G2 : cet ensemble regroupe huit individus représentatifs des dépôts riches en fragments de coquilles de la zone qui se trouve entre les deux ports : Kabila et Marina Smir, en plus des prélèvements qui présentent des enrichissements biogènes locaux. Les échantillons 2 et 17 se trouvent dans une position intermédiaire entre ce groupe et le groupe précédent. Le report aux données montre la croissance de la teneur en CaO au profit de SiO_2 .

L'ensemble G3 : rassemble trois individus, les cortèges sont dominés par le MgO et le Na_2O , les points-observations indiquent qu'il s'agit d'éléments issus essentiellement des deux complexes métamorphiques de la région.

L'ensemble G4 : Il n'est représenté que par l'échantillon effectué au niveau de la plage du M'diq, juste au nord du complexe métamorphique du Koudiat Taïfour (Cap Negro). Les deux ensembles, G3 et G4 établissent une transition entre les matériaux du littoral et ceux de l'intérieur.

L'ensemble G5 : Il représente les deux principaux cours d'eau de la portion entre Cap Negro et Fnideq et rassemble la majorité d'éléments, les oueds Negro et Smir véhiculent donc la majorité des éléments. Dans cet ensemble on peut distinguer deux groupes de minéraux, le premier, renfermant le MnO et Y qui sont transportés jusqu'à arriver à la côte, le second, constitué des éléments dont une grande partie est altérée ou déposée sous l'influence de leurs poids avant d'arriver à la côte. Le report aux tableaux de données brutes montre qu'il n'existe pas une grande différence dans les concentrations de MnO et Y entre les échantillons des cours d'eau et ceux des plages, par contre, les teneurs en éléments de deuxième groupe sont beaucoup plus importantes au niveau des cours d'eau.

En effet, d'après le diagramme de Goldschmidt, l'Aluminium et le Fer sont des cations précipitants, ils tendent à rester sur place, sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes.

L'ensemble G6 : Représente l'échantillon de l'O. Fnideq, cet échantillon présente les teneurs les plus élevées en Zn et Cu, et dans une moindre mesure en Ba par rapport aux autres prélèvements. Le report aux tableaux des données brutes montre que les concentrations de ces éléments au niveau des échantillons des plages sont négligeables devant celles des cours d'eau, ce qui témoigne de leur origine anthropique par déversement des déchets de la station de vidange au niveau de l'oued.

En résumé, les plages de la portion Cap Negro – Fnideq ont deux principales sources d'alimentation, la première, continentale, assurée par les cours d'eau de la région qui alimentent les côtes en dépôts sableux riches en quartz, la seconde biogène, liée aux débris coquilliers riches en carbonates de calcium. Une troisième source, d'une moindre importance, est assurée par les caps rocheux, qui, sous l'action des vagues, libèrent des matériaux riches en minéraux caractéristiques des roches qui les forment, et qui sont ensuite redistribués par le courant de la dérive littorale.

La majorité des éléments véhiculés par les oueds restent en amont et n'alimentent pas les plages, ce qui est dû aux caractéristiques propres des minéraux et à celles de drainage.

A partir des tableaux des données brutes et des résultats de l'Analyse Factorielle des Correspondances, on peut établir donc une carte montrant le cheminement et la répartition des principales espèces minérales au niveau du littoral tétouanais (figure II.13).

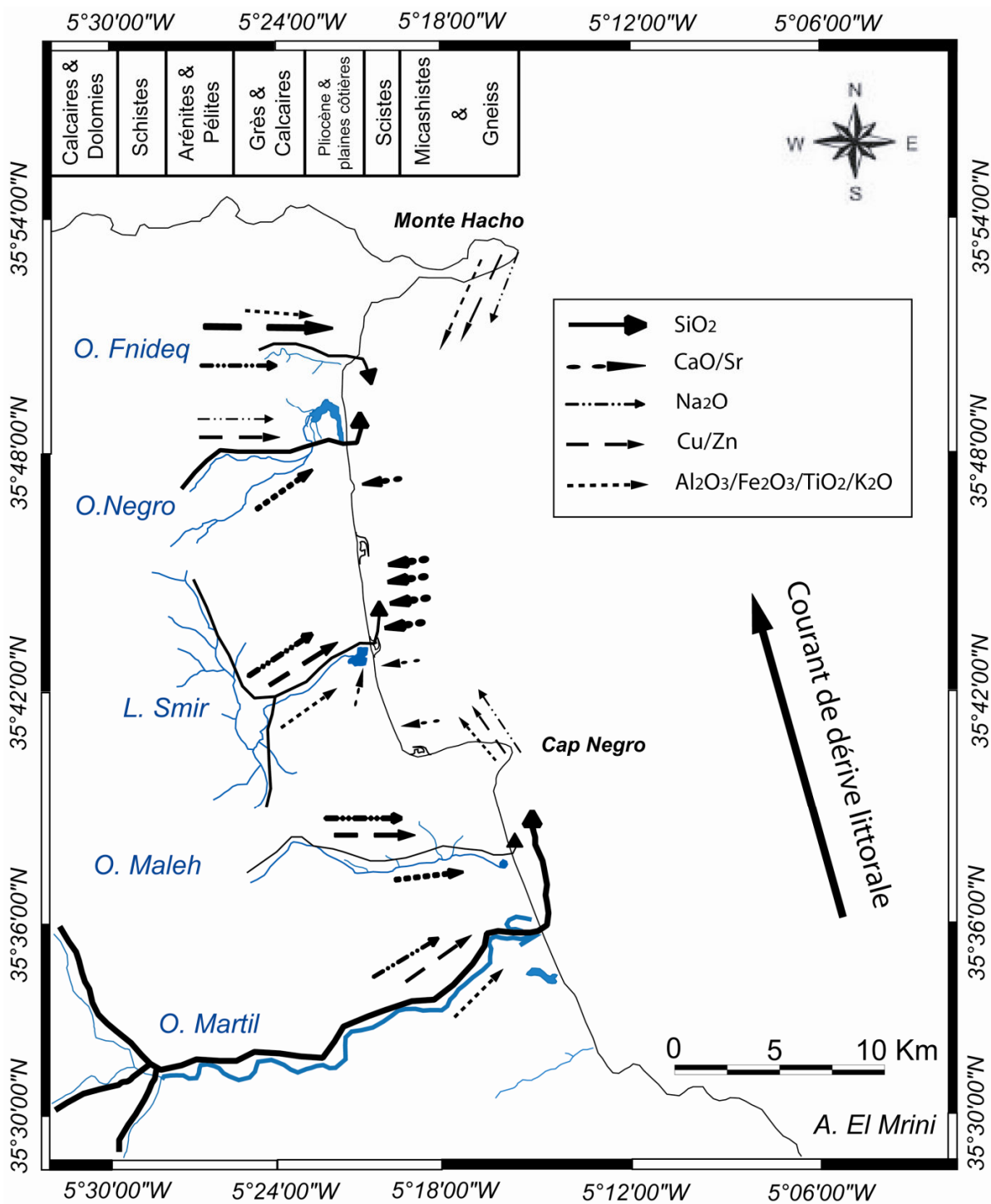


Figure II.13 - Schéma de cheminement des minéraux lourds dans les fleuves et au niveau des plages du littoral tétouanais, la taille des flèches indique l'importance des apports.

V CONCLUSION

Les sédiments des plages de la côte tétouanaise sont principalement quartzeux, les caractéristiques granulométriques ont permis de distinguer deux zones bien différenciées :

- ✓ La première, entre Cap Mazari et Cap Negro, caractérisée par des sables moyens, bien à très bien classés, qui présentent des enrichissements en sables dunaires, et qui sont transportés essentiellement en suspension graduée.
- ✓ La seconde, entre Cap Negro et Fnideq, constituée de sédiments grossiers à très grossiers, mal classés et riches en débris coquilliers, avec absence totale d'enrichissement en sable originaire des dunes et enrichissements locaux en dépôts de rivières. Ces matériaux sont transportés essentiellement par roulement.

Par l'intermédiaire de l'étude comparative des cortèges minéralogiques, les origines des divers matériaux superficiels, leurs cheminements, certaines modalités de leur évolution et de leurs remaniements ont été reconnues. Des discriminations ont été établies entre matériaux allochtones et autochtones, entre les cortèges spécifiques et résiduels. Une filiation directe est apparue entre les cortèges spécifiques des roches métamorphiques et de l'arrière pays avec les dépôts du littoral, la redistribution des apports est assurée par le courant de la dérive littorale.

Ainsi, les apports par les cours d'eau sont réduits, seul l'oued Martil véhicule des quantités importantes en matériaux continentaux. La deuxième source d'alimentation des plages est assurée par les fragments de coquilles. L'apport des caps rocheux métamorphiques reste à caractère local et alimente essentiellement les plages sous-jacentes.

CHAPITRE II

CARATÉRISATION DES SÉDIMENTS DES PLAGES MONITORIÉES



Ce chapitre est consacré à l'analyse granulométrique des sédiments superficiels des cinq plages concernées par les mesures topo-bathymétriques, les résultats de cette analyse seront utilisés dans la caractérisation de ces plages et l'établissement de modèles morphodynamiques.

I ÉCHANTILLONNAGE

On a réalisé deux campagnes d'échantillonnage au niveau des plages : Sidi Abdeslam ; Martil ; Cabo Negro ; Ksar Rimal et Tres Piedras (figure II.1), la première a été réalisée le 03 juin 2006, et la seconde après une période de tempête, le 16 février 2008 pour les plages de Cabo Negro, Martil et Sidi Abdeslam, et le 28 février 2008 pour les plages de Tres Piedras et Ksar Rimal. Le but est de caractériser l'évolution *cross-shore* des indices granulométriques, de comparer l'évolution des sédiments entre les périodes estivale et hivernale, en plus, les indices statistiques déduits de ces prélèvements seront utilisés dans le paramètre de Gourlay (Ω), utilisé dans la classification morphodynamique de ces cinq plages, les échantillons de juin 2006 seront associés aux profils réalisés en été, alors que ceux de février 2008 seront associés aux profils réalisés en hiver et après périodes de mauvais temps. En effet, la période de 08 au 25 février 2008 a été caractérisée au niveau de la zone d'étude par des tempêtes avec des forts vents Est et des houles puissantes.

II ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES

On a adopté la même démarche utilisée dans la granulométrie des 24 échantillons récoltés le long du littoral, les diamètres des ouvertures des tamis utilisés sont les suivants :

Tableau II. 14 - Série des tamis Afnor utilisés dans l'analyse granulométrique.

d (mm)	2	1,60	1,25	1	0,80	0,63	0,50	0,40	0,315	0,25	0,20	0,125	0,08	0,063
d (Φ)	-1,00		-0,33		0,32	0,68	1,00	1,32	1,66	2,00	2,32	3,00		4,00

Les analyses ont été réalisées au sein du laboratoire de sédimentologie de la Faculté des Sciences de Tétouan.

III RÉSULTATS OBTENUS

III-1 TEXTURES DES DIFFÉRENTS COMPARTIMENTS DES PLAGES

Afin de mettre en évidence l'importance de chaque fraction au niveau des différents compartiments des plages étudiées, il nous a paru judicieux d'analyser l'ensemble des fractions qui composent le matériel sédimentaire et de les exprimer en pourcentages pour mieux caractériser ces plages.

III-1-1 Plage de Sidi Abdeslam

On a réalisé un échantillonnage selon trois radiales pour chaque campagne, les échantillons ont intéressé quatre compartiments de la plage : la dune, le supratidal, l'estran et le subtidal, ainsi, le total des échantillons traités est de 12 échantillons pour chaque campagne.

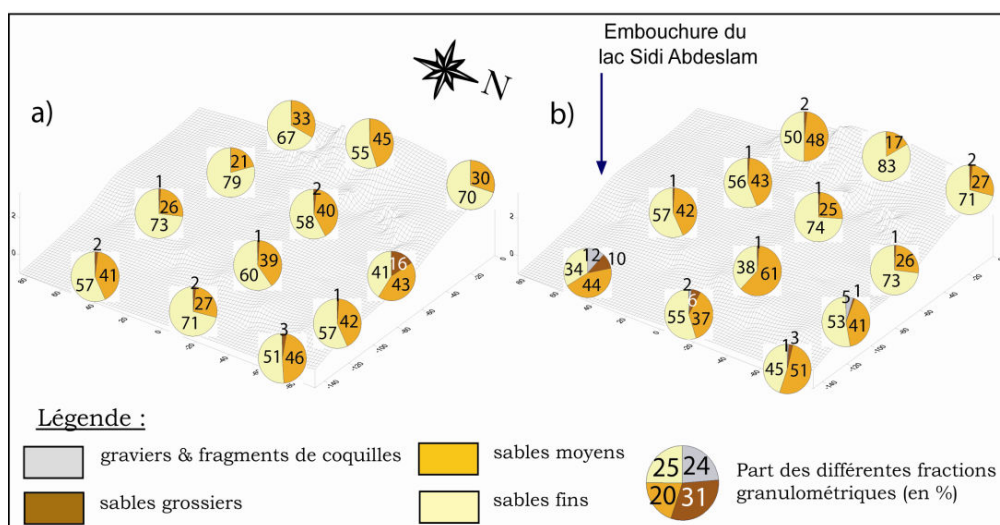


Figure II. 14 - Textures granulométriques des sédiments de la plage de Sidi Abdeslam ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).

Les sables moyens et fins constituent les fractions granulométriques les plus prépondérantes, on n'observe pas une grande différence entre les textures des sédiments d'hiver et d'été, les différences les plus notables s'observent au niveau de l'estran où on a une augmentation des pourcentages des sables moyens en hiver au profit des fins. L'enrichissement local en éléments grossiers au niveau de l'embouchure du petit cours d'eaux de Sidi Abdeslam est dû aux apports torrentiels en hiver.

III-1-2 Plage de Martil

L'échantillonnage a été réalisé selon trois radiales également, il a intéressé cette fois le domaine supratidal, l'estran et le domaine subtidal, l'emplacement des dunes étant occupé par la corniche et les constructions.

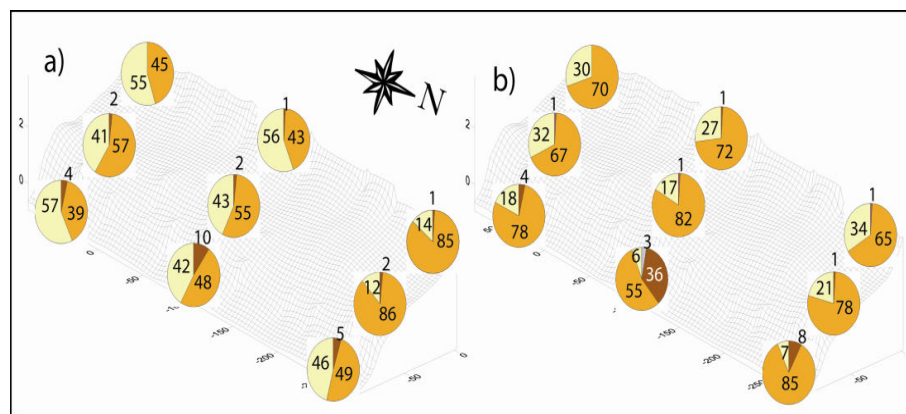


Figure II. 15 - Textures granulométriques des sédiments de la plage de Martil ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).

On observe une prédominance des sables moyens, la différence entre la texture des sédiments d'hiver et ceux d'été est plus notable, généralement, les pourcentages des sables moyens augmentent en hiver au profit des sables fins notamment au niveau de l'estran et de domaine subtidal, en plus, le subtidal présente un enrichissement en sables grossiers.

III-1-3 Plage de Cabo Negro

L'échantillonnage a intéressé trois radiales et quatre compartiments : la dune, le supratidal, l'estran et le subtidal.

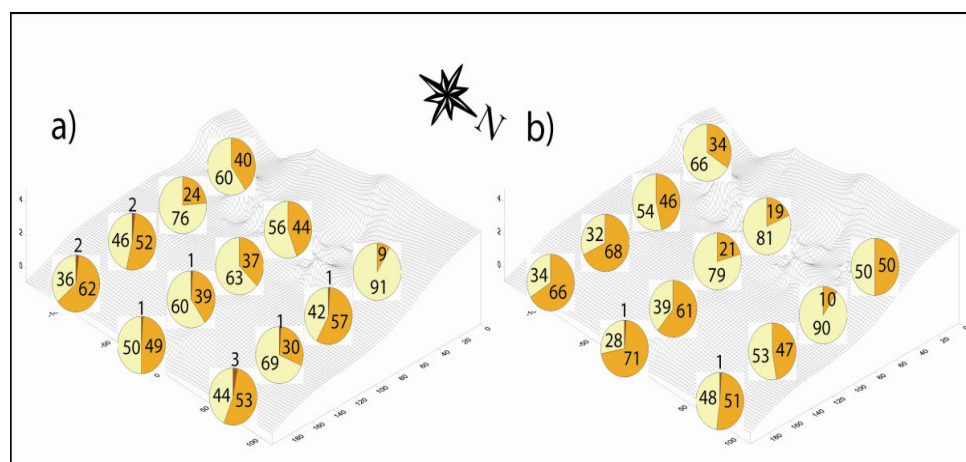


Figure II. 16 - Textures granulométriques des sédiments de la plage de Cabo Negro ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 16/02/2008).

La figure II.16 montre la prédominance des sables fins et moyens, les premiers sont plus dominants en été et les seconds le sont en hiver, les différences les plus notables entre les sédiments d'hiver et ceux d'été s'observent au niveau de la plage subaérienne, ce qui témoigne de l'importance de l'effet éolien. Quant aux éléments grossiers, ils sont pratiquement absents.

III-1-4 Plage de Ksar Rimal

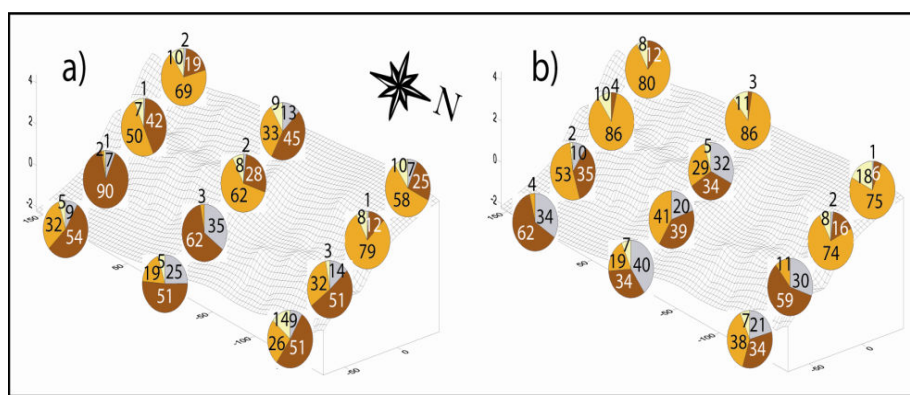


Figure II. 17 - Textures granulométriques des sédiments de la plage de Ksar Rimal ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 28/02/2008).

Au niveau de cette plage, on a constaté qu'il existe une différence des sédiments entre la partie haute et la partie basse de l'estran, la seconde présente un enrichissement important en fragments de coquilles, la limite entre ces deux compartiments est marquée par une rupture de pente. Ainsi, on a réalisé trois radiales d'échantillonnage intéressants le supratidal, le haut estran (berme supérieure), le bas estran (berme inférieure) et le subtidal.

Les résultats montrent la différenciation en deux zones, la première, comprend le supratidal et le haut estran, constitués essentiellement de sables moyens, et la seconde, comprend le bas estran et le subtidal plus hétérogène et où dominent les sables grossiers avec d'importants enrichissements en fragments de coquilles, cet enrichissement s'observe plus nettement dans l'échantillonnage d'hiver au niveau de la zone subtidale.

III-1-5 Plage de Tres Piedras

Au niveau de cette plage on a réalisé deux radiales seulement puisqu'elle présente de faibles dimensions. En été, l'échantillonnage a intéressé le supratidal, l'estran et le subtidal. En hiver, on n'a pas pu réaliser l'échantillonnage au niveau de la zone subtidal à cause de l'état très agité de la mer et de l'importance de la profondeur atteinte à une faible distance du trait de côte.

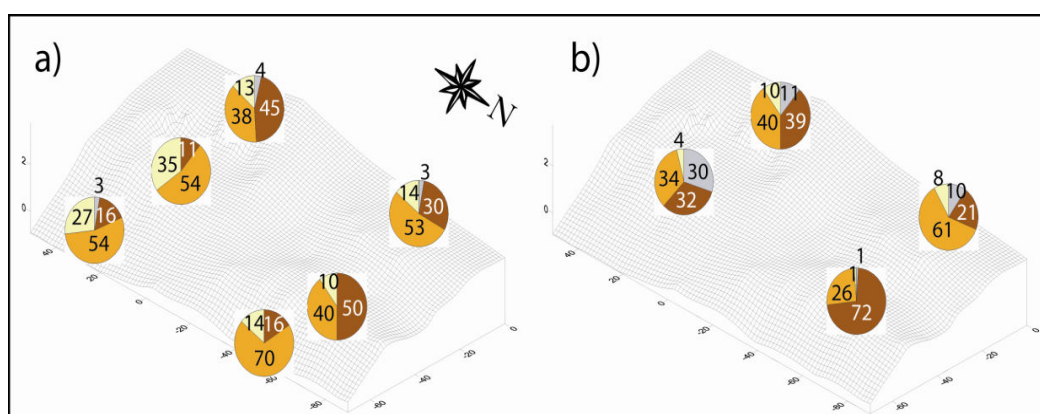


Figure II. 18 - Textures granulométriques des sédiments de la plage de Tres Piedras ; a) échantillonnage de 03/06/2006 et b) échantillonnage de 28/02/2008).

La figure II.18 montre que le matériel sédimentaire est hétérogène notamment au niveau du supratidal, quant à l'estran, on observe qu'en hiver il y a une augmentation des pourcentages des sables grossiers au profit des moyens et un enrichissement local en graviers et en fragments de coquilles, les éléments fins deviennent quasi absents.

III-2 ÉVOLUTION *cross-shore* DES INDICES GRANULOMÉTRIQUES

Afin de mettre en évidence l'intervention des processus hydrodynamiques au niveau des cinq plages étudiées, on présente la tendance générale de l'évolution *cross-shore* des indices granulométriques correspondants aux prélèvements d'hiver et d'été. Pour chaque compartiment de plage, on a considéré la valeur moyenne des trois radiales afin d'avoir un indice plus représentatif de toute la plage et de minimiser les caractères locaux des dépôts.

III-2-1 Plage de Sidi Abdeslam

Les sédiments de 03 juin 2006 sont des sables fins assez homogènes, la taille du grain moyen en phi varie de 2,067 à 2,201 (figure II.19). L'indice de triage indique généralement des sables bien classés et l'asymétrie reflète une tendance vers les fins. Le *kurtosis* ne subit pas de grandes variations.

Dans les échantillons de 16 février 2008, on note une tendance à l'accroissement de la taille moyenne au niveau de l'estran et du subtidal, ceci peut s'expliquer par la remobilisation des sédiments sous l'action du déferlement des vagues au niveau de l'estran et par la dissipation de l'énergie de la houle par frottement avec le fond au niveau de la plage immergée. Les autres indices granulométriques indiquent également la différenciation de ces deux compartiments, l'indice de classement augmente alors que les valeurs du *skewness* baissent, traduisant un milieu agité avec un enrichissement en particules plus grossières et mal triées.

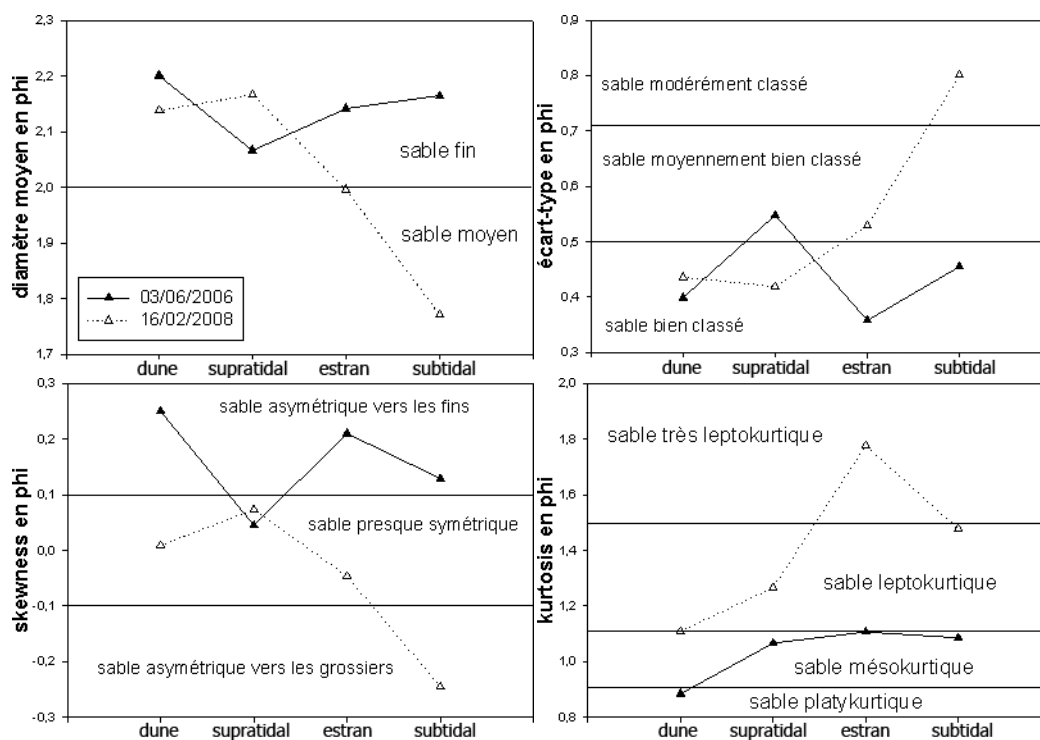


Figure II. 19 - Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.

Quant aux valeurs de *Kurtosis*, elles augmentent considérablement dans tous les compartiments de la plage, l'estran reflète la valeur la plus élevée.

III-2-2 Plage de Martil

Cette plage montre une grande stabilité entre les prélèvements d'hiver et ceux d'été (Figure II. 20).

Les indices granulométriques ne subissent pas de grandes modifications, les sables sont généralement moyens tendant vers les fins, bien à très bien classés, à l'exception de

l'échantillon du domaine subtidal qui montre une augmentation de la taille moyenne des grains et une baisse dans les indices du classement et de *skewness*, indiquant le passage d'un milieu calme en été à un milieu turbulent en hiver.

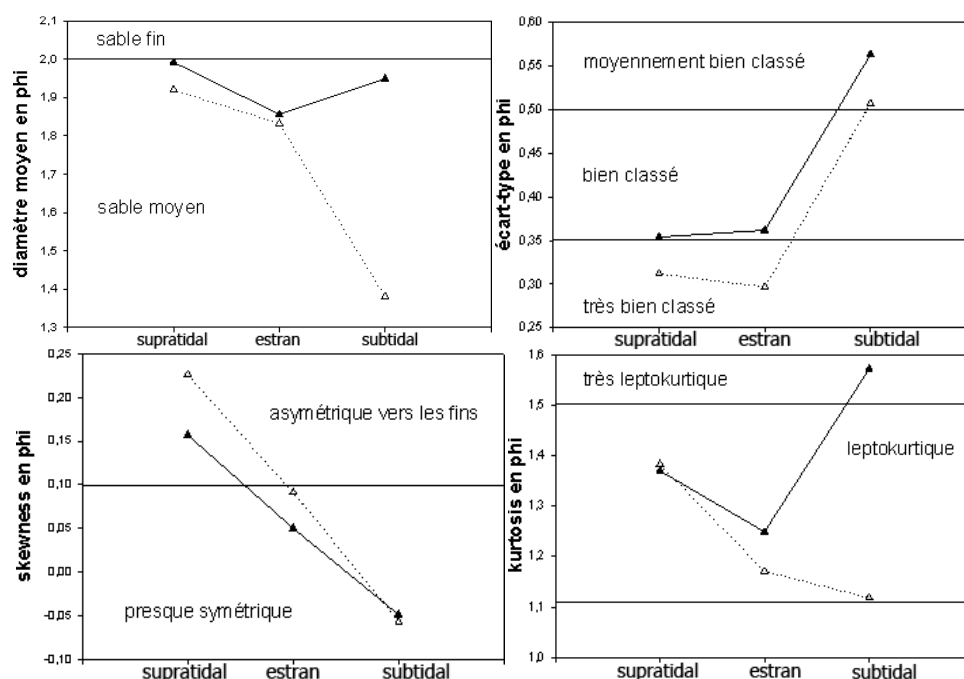


Figure II. 20 - Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Martil.

III-2-3 Plage de Cabo Negro

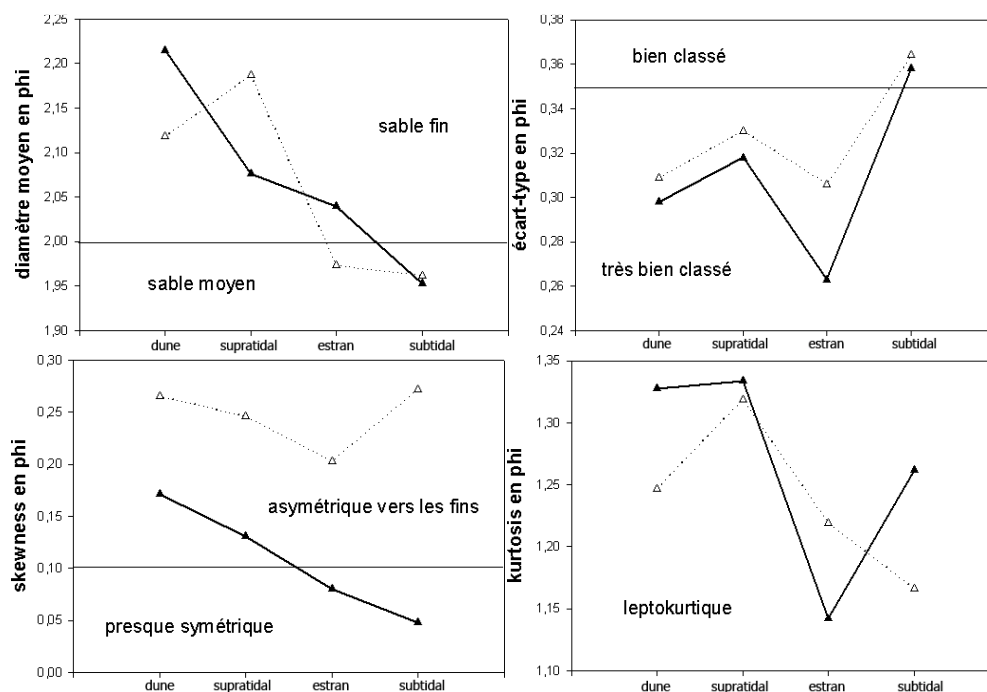


Figure II. 21 - Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Cabo Negro.

Les valeurs de la moyenne granulométrique reflètent les caractéristiques d'une plage à profil complet classique, la taille des grains augmente en allant des dunes au domaine subtidal, la faible pente au niveau de la plage de Cabo Negro fait que le subtidal subisse le frottement des houles incidentes, et par conséquent, ce compartiment présente la taille la plus élevée pour les deux prélèvements. Quant à l'estran, on note un passage des grains fins pour le prélèvement d'été à un grain moyen en hiver sous l'action de déferlement des houles.

Quant à la zone supratidale, et comme on l'a observée au niveau de la plage de Sidi Abdeslam, elle s'enrichit d'avantage en matériel fin en hiver, ceci est dû à la déflation des dunes aux moments du mauvais temps.

Les autres indices indiquent que ces sables montrent généralement un très bon triage, les échantillons d'été sont légèrement mieux triés que ceux d'hiver. L'asymétrie est généralement vers les fins.

III-2-4 Plage de Ksar Rimal

Les indices des prélèvements d'hiver montrent une tendance plus nette que ceux d'été, ceci est dû à la remobilisation des matériaux et leur redistribution après la période de tempêtes qu'a connue la zone, ce qui donne une idée sur le gradient d'énergie qu'a subi chaque compartiment.

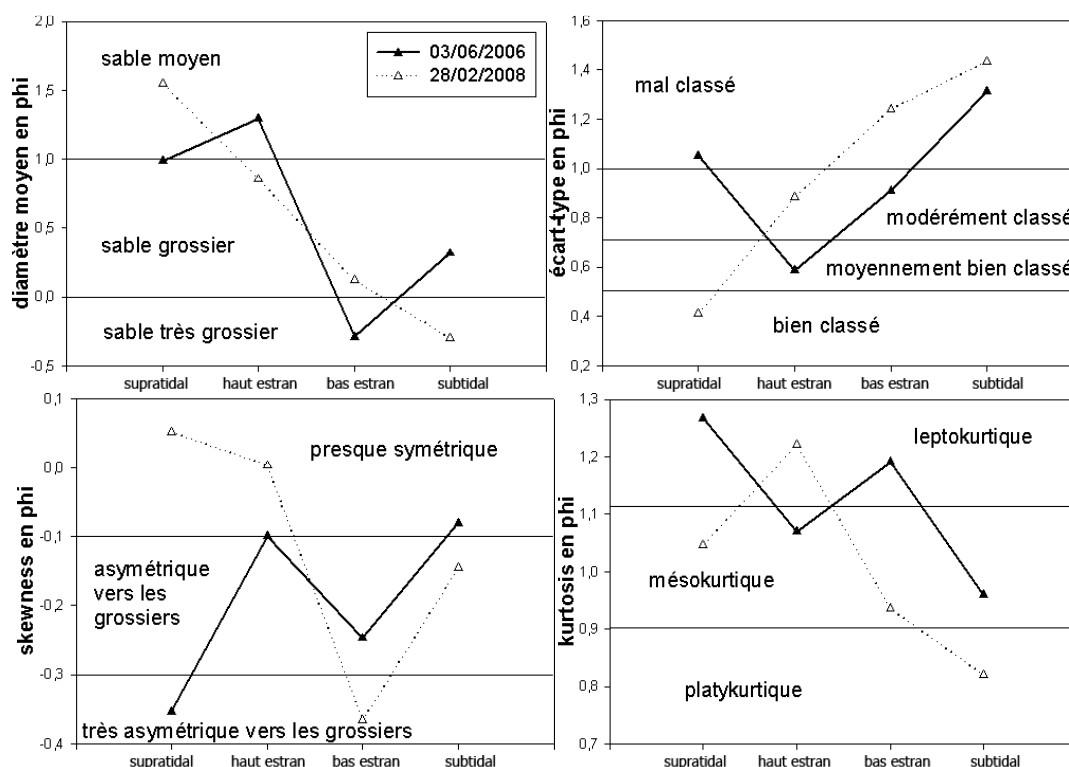


Figure II. 22 - Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Ksar Rimal.

En été et en périodes de beau temps, l'action des houles se limite à la partie basse de l'estran où se développe une berme caractérisée par des dépôts très grossiers constitués

essentiellement de fragments de coquilles. La partie haute de l'estran présente par contre des matériaux de plus petite taille et mieux classés par rapport aux autres compartiments.

En hiver, la plage montre un gradient énergétique croissant progressivement du domaine supratidal, à sables moyens, au domaine subtidal, à matériel très grossier et très riche en débris coquilliers. L'augmentation de la taille des grains au niveau du subtidal est due aux caractéristiques morphologiques de cette plage qui présente une pente assez prononcée, ainsi, les houles de faible amplitude ont un effet moindre sur le fond.

Ce gradient s'observe également au niveau de l'indice de classement, généralement, le classement des grains se détériore progressivement en allant du supratidal au subtidal.

III-2-5 Plage de Tres Piedras

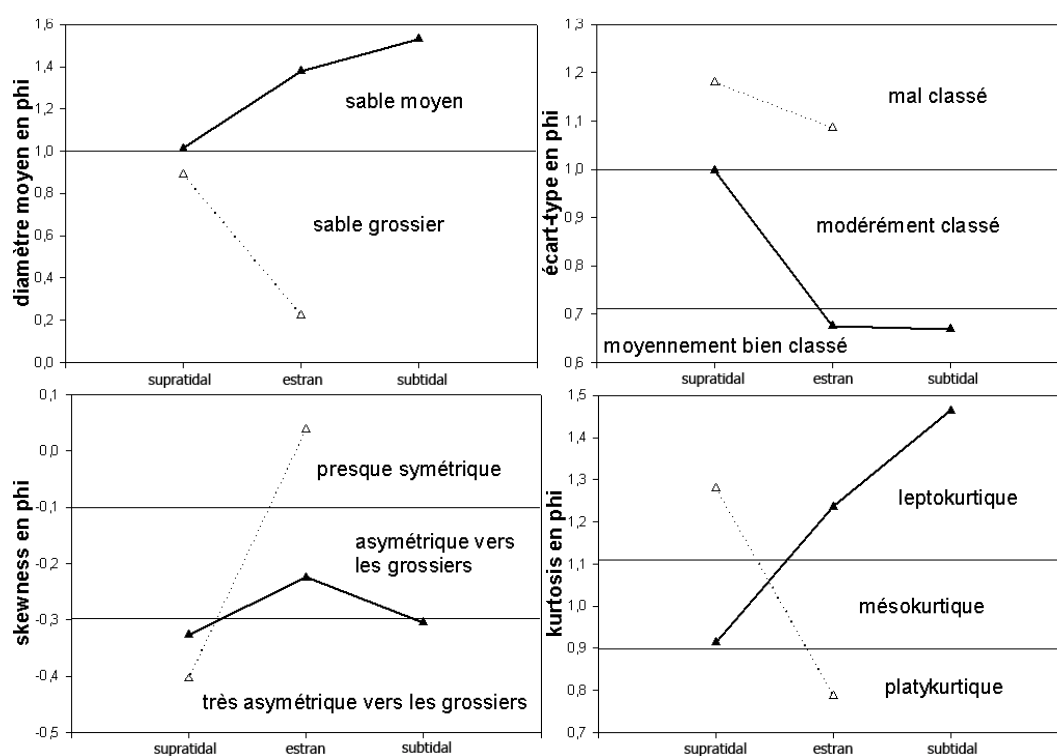


Figure II. 23 - Évolution cross-shore des indices granulométriques au niveau de la plage de Tres Piedras.

En été, les sables sont moyens modérément à bien classés, la partie haute de la plage présente des grains plus grossiers et mal classés par rapport aux autres compartiments, ceci peut s'expliquer par l'action des vents, qui, soufflant de terre, mobilisent les grains plus fins et laissent en place les plus grossiers ; la même explication peut être donnée pour l'échantillon d'été du domaine supratidal de Ksar Rimal de la figure II. 23. Le subtidal, assez profond reçoit peu d'énergie des houles d'été et présente donc des grains de plus faibles dimensions et mieux classés par rapport aux autres compartiments.

Vu qu'on n'a pas pu réaliser de prélèvements au niveau de subtidal en hiver, on se limitera à la comparaison des prélèvements du supratidal et de l'estran entre l'été et l'hiver.

Cette plage montre une différenciation assez nette entre les prélèvements réalisés en été et ceux réalisés en hiver, la taille des grains passe de moyenne à grossière et les dépôts deviennent mal classés. Les sédiments de l'estran montrent l'évolution la plus importante sous l'action des houles déferlantes.

IV NOTION DE CELLULE SÉDIMENTAIRE

Les résultats obtenus des deux chapitres de cette partie confirment l'existence de deux principales cellules sédimentaires séparées par le Cap Negro.

La cellule sédimentaire est une portion du littoral ayant un fonctionnement sédimentaire relativement autonome par rapport aux portions voisines. Ses limites sont, soit des ouvrages maritimes, soit des obstacles naturels (caps, embouchures,...) importants qui bloquent ou modifient le déplacement du sable sous l'action des houles (dérive littorale).

La micro-cellule est un sous-ensemble de la cellule qui a pour limites des ouvrages ou des éléments naturels impactant moins fortement la dérive littorale que les limites de la cellule.

Une cellule sédimentaire indique un mouvement local du sédiment et peut englober un groupe de plages à caractères similaires (Carter 1988 ; Sanderson & Eliot 1999). Elle peut être utilisée également pour définir le budget de sédiment disponible dans une location (Komar 1998).

Une cellule sédimentaire est définie par une source, un écoulement et un agent de transport actif entre des frontières fixes ou variables, et décrit donc le mouvement des courants littoraux longitudinaux et transversaux (Carter 1988).

Le potentiel du transport *longshore* peut être utilisé également pour distinguer des cellules sédimentaires.

La force du courant *longshore* est donnée par la formule de (Rosati et al, 2002) :

$$P = ECn = ECg$$

Avec : E est l'énergie de houle, et Cg la célérité du groupe.

E dépend de la hauteur de la houle (H) et de la densité de l'eau de mer (ρ) selon la formule de (Rosati et al, 2002) :

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

Les limites de la cellule sédimentaire se localisent à $P = 0$ et peuvent migrer selon les variations des houles incidentes, la morphologie antécédente et la bathymétrie. Ainsi, pour déterminer les cellules sédimentaires dans une zone, on combine les limites fixes comme les caps, les embouchures des cours d'eau et les structures anthropiques avec les variations dans

le transport *longshore*. Les cellules peuvent être calibrées après selon les variations longitudinales des caractéristiques des sédiments (Carter, 1988).

Ainsi, au niveau de la zone d'étude, on distingue selon les résultats de l'ensemble des analyses sédimentologiques réalisées, cinq sous-cellules, deux au sud et trois au nord du Cap Negro :

- Au sud, la zone d'Azla est alimentée essentiellement de matériaux grossiers issus des falaises, les courants dominants sont influencés par le Cap de Ras Mazari. La seconde sous-cellule s'étend de Sidi Abdeslam à Cap Negro.
- Au nord, la construction des ports a subdivisé le littoral en trois sous-cellules, une au centre entre les deux ports de Kabila et Marina Smir, alimentée essentiellement des dépôts biogènes, et deux aux extrémités : entre M'diq et le port Kabila (au sud) et entre le port Marina Smir et Fnideq (au nord).

V CONCLUSION

Les résultats des analyses granulométriques de ces cinq plages confirment la présence de deux cellules sédimentaires principales de part et d'autre du Cap Negro.

- ✓ Au sud, les plages sont constituées de sables moyens à fins, bien classées, avec une évolution de l'indice d'asymétrie vers les tailles fines généralement.
- ✓ Au nord, les plages présentent des sédiments moyens à grossiers, mal classés et asymétriques vers les grossiers.

La comparaison entre les échantillons d'été et ceux d'hiver montre une tendance générale à l'accroissement de la taille des grains, notamment au niveau de l'estran et du domaine subtidal sous l'effet des vagues, on note également que plus la pente est faible plus le frottement des houles incidentes avec les fonds augmente, et par conséquent, la tendance à l'accroissement des tailles des grains au niveau de subtidal augmente.

Finalement, la présence des dunes s'avère d'une grande importance dans le maintien de l'équilibre sédimentaire des deux plages de Sidi Abdeslam et Cabo Negro, elles assurent l'alimentation des autres compartiments pendant les périodes de mauvais temps, ainsi, on note la présence d'importants pourcentages de sables fins au niveau des estrans et du subtidal de ces deux plages dans les échantillons d'hiver. Ailleurs, les teneurs en éléments fins diminuent considérablement dans les échantillons d'hiver.

3^{ème} PARTIE

CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

CHAPITRE I

ÉVOLUTION SAISONNIERE DES PLAGES

Nous avons réalisé des mesures régulières à périodicité bimensuelle à saisonnière afin d'étudier les changements morphologiques survenus en réponse aux conditions hydrodynamiques existantes.

Les paramètres morphodynamiques sont calculés pour replacer les plages étudiées dans les trois classifications choisies dans ce travail :

Le *surf similarity parameter* (Battjes, 1974) :
$$\zeta_b = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}}$$

Le *surf scaling parameter* (Guza & Inman, 1975) :
$$\varepsilon = \frac{2\pi^2 H_b}{gT^2 \tan^2 \beta}$$

et le paramètre de Gourlay (Wright & Short, 1984) :
$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T}$$

I CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES DURANT LA PÉRIODE D'ÉTUDE

Nous avons analysé les caractéristiques des houles et ses variations pendant la période du suivi morphologique des plages étudiées, les paramètres pris en considération sont : la hauteur, la période, la direction et la cambrure obtenus à partir des données calculées du point WANA 2006006 de coordonnées (Latitude : 35.750 ; Longitude : - 5.250). La cambrure sert à déterminer s'il s'agit de mer de vent ou mer de fond (Anfuso, 2001).

En effet, plusieurs auteurs ont étudié les relations entre les paramètres des houles, de point de vue morphodynamique que purement océanographique (Anfuso, 2001). Ainsi, Pierson *et al.* (1953) décrièrent les différences entre mer de vent et mer de fond et présentèrent un modèle statistique du spectre de houle. Defant (1961) attribua une cambrure caractéristique de 0,05 à la mer de fond à partir de la recombinaison des données de la hauteur et de la longueur d'onde observées dans plusieurs zones du globe.

King & Williams (1949) et King (1972) déterminèrent une cambrure de 0,016 associée généralement à une mer de fond à partir des expériences au laboratoire et sur le terrain.

Svendsen & Johnson (1976) décrièrent des houles de différentes caractéristiques et affirmèrent que celles ayant des périodes élevées sont les plus hautes et énergétiques. En plus, ils mirent en évidence, pour la mer de vent, une relation linéaire directe entre la hauteur, la longueur et la période d'une houle.

Pethick (1984) décrivit les relations entre les caractéristiques des houles et la morphologie des plages et constata que les houles ayant des cambrures inférieures à 0,056 sont rares.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Selon Brown et *al.* (1989), les houles de mer de vent ont une cambrure entre 0,03 et 0,06, et il est difficile d'observer des houles ayant une cambrure supérieure à 0,1.

Horikawa (1988) indiqua différentes valeurs de cambrure, en relation avec le type de déferlement et la pente de plage. Hardisty (1986, 1990) fixa la limite entre mer de fond et mer de vent à une cambrure de 0,08, et décrit les relations entre ce paramètre et la pente de plage.

Plus récemment, Komar (1998) exposa les différences entre les spectres des houles de mer de vent et de mer de fond, en analysant comment la cambrure diminue quand les houles passent des eaux profondes en eaux intermédiaires, pour re-augmenter avant le déferlement.

Pour la caractérisation des houles dans la zone d'étude, nous avons utilisé la hauteur significative (H_s) définie comme la moyenne des tiers supérieurs des données enregistrées durant un intervalle du temps donnée (Thompson & Vincent, 1985) et considérés les houles ayant le rôle le plus important dans le modelage des côtes (Benavente, 2000). Quant à la période, nous avons utilisé les valeurs associées aux houles les plus hautes (T_p). A partir de ces deux paramètres, nous avons pu calculer la cambrure, l'énergie associée aux houles incidentes et leur puissance selon la théorie linéaire en eaux profondes. Les mers de vent sont associées à des cambrures comprises entre 0,03 et 0,06 (Brown et *al.*, 1989).

La figure III.1 montre les séries temporelles des variations des hauteurs significatives des houles pendant la période d'étude.

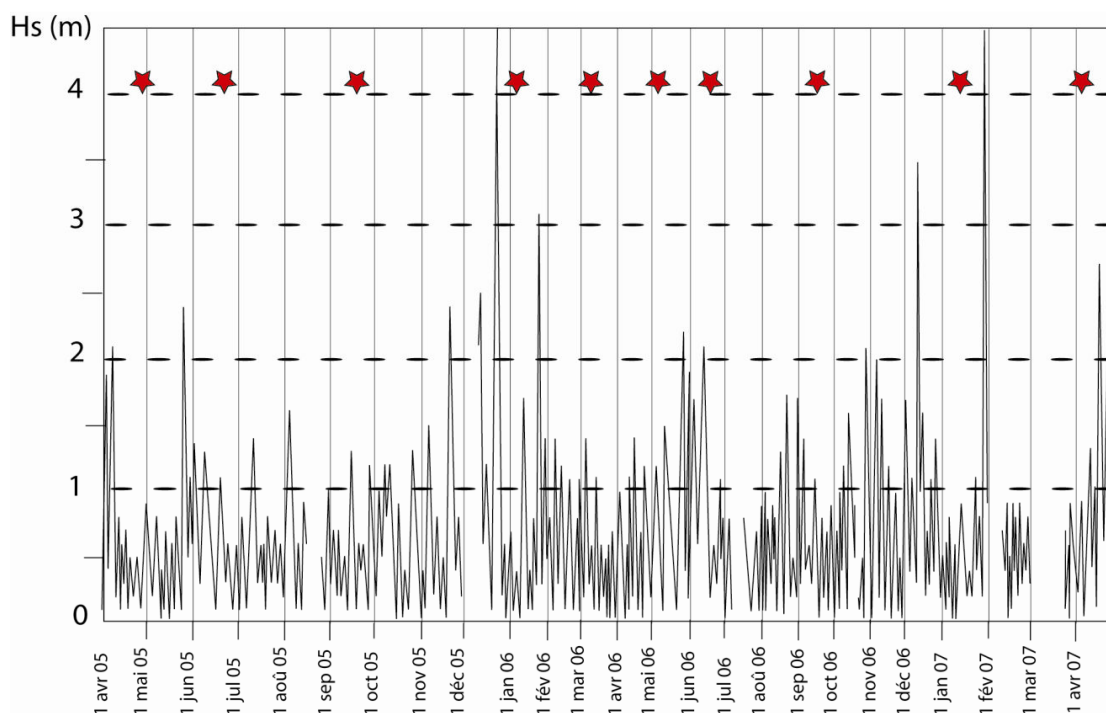


Figure III.1 – Variations des hauteurs significatives des houles au niveau du point WANA 2006006 durant la période d'étude. Les étoiles indiquent les dates de réalisation des levés topographiques des plages.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Ainsi, nous avons pris en considération la moyenne des hauteurs significatives des houles et des périodes enregistrées entre deux levés topo-bathymétriques successifs (tableau III.1).

Tableau III.1 – Valeurs des paramètres des houles pendant la période d'étude.

Période du suivi	Hs,moy (m)	Tp,moy (s)	λ (m)	Hs / λ	E (J / m ²)	Σ (J / s)	Hs,max (m)	Tp,max (s)	Direction de Hs,max (θ°)	Jour
a. avril – juin 05	0,36	6	56	0,0064	163	763	2,4	11,1	83°	24/05/2005
b. juin – septembre 05	0,4	4	25	0,016	201	628	1,6	9,8	82°	04/08/2005
c. septembre – décembre 05	1,1	5,9	54	0,02	1521	7009	4,1	9,3	78°	22/12/2005
d. janvier 06 – mars 06	1	4,5	31	0,032	1257	4418	3,1	8,9	78°	25/01/2006
e. mars – avril 06	0,46	7,4	85	0,0054	266	1537	1,4	9,8	79°	14/04/2006
f. mai – juin 06	0,55	6,2	60	0,0091	380	1840	2,5	11,6	82°	26/05/2006
g. juin – septembre 06	0,36	5,7	50	0,0072	163	725	2,2	10,7	81°	21/08/2006
h. septembre 06 – janvier 07	0,46	7,4	85	0,0054	266	1537	3,5	25,6	81°	11/12/2006
i. janvier – mars 07	0,5	7,3	83	0,006	314	1790	4,5	16	78°	28/01/2007

$$- E = \frac{1}{8} \rho g H_s^2, \text{ l'énergie associée aux houles incidentes.} \quad \text{Eq. III. 1}$$

Avec : ρ , la masse volumique de l'eau de mer ($= 1025 \text{kg.m}^{-3}$), et g , l'accélération de la pesanteur ($= 9,81 \text{m.s}^{-2}$).

$$- \Sigma = ECn, \text{ la puissance des houles incidentes.} \quad \text{Eq. III. 2}$$

Avec : C, La célérité du groupe au large (Equation I. 4), et $n = 1/2$, facteur sans dimensions.

Ce paramètre a l'avantage de prendre en considération la hauteur et la période de la houle.

De ce tableau, il ressort que :

- ✓ La cambrure a présenté un caractère très irrégulier.
- ✓ La moyenne des Hs confirme qu'il s'agit d'un littoral de faible agitation, les périodes les plus agitées s'enregistrent généralement en hiver, notamment en décembre et janvier dont les hauteurs significatives dépassent souvent 4m, cependant, on note des hauteurs importantes pendant les mois du printemps, et quelques exceptions en été.
- ✓ La période moyenne reste généralement faible, de même pour les périodes maximales, à l'exception des enregistrements des deux dernières périodes du suivi (h) et (i) (11 décembre 2006 et 28 janvier 2007).

- ✓ La direction dominante des Hs maximales est E-NE, cependant, on a enregistré trois exceptions pendant la période d'étude, la première le 05 mars 2006 (Hs,max = 1,4 et $\theta^\circ = 320^\circ$), la deuxième le 03 juillet 2006 (Hs,max = 0,8 et $\theta^\circ = 295^\circ$) et la dernière le 27 mars 2007 (Hs,max = 0,9 et $\theta^\circ = 288^\circ$).

Nous avons représenté dans la figure III.2 les fréquences d'apparition des différentes classes des hauteurs des houles pour les années 2005, 2006 et 2007.

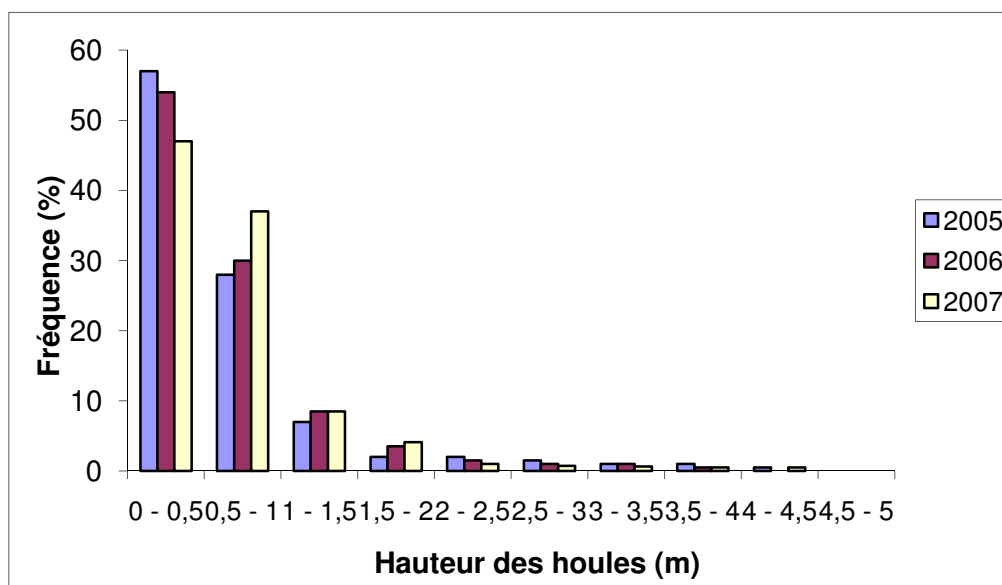


Figure III.2 – Fréquences de distribution des différentes classes des hauteurs significatives des houles pour les années 2005, 2006 et 2007.

En général, la distribution des hauteurs des houles est assez homogène sur les trois années. Les houles supérieures à 4m sont représentées uniquement dans les deux années : 2005 et 2007, il s'agit des tempêtes qui ont eu lieu le 22 décembre 2005 et le 28 janvier 2007.

II ÉVOLUTION SAISONNIERE DES PLAGES

On a réalisé un *monitoring* topographique sur deux années au niveau de cinq plages du littoral tétouanais. Ainsi, on a obtenu des surfaces en 3D pour chaque plage, ces modèles numériques de terrain (MNT) ont été utilisés ensuite pour tester l'érosion/accrétion.

II-1 ACQUISITION DES DONNÉES

L'étude des changements morphosédimentaires des plages repose sur la réalisation des mesures répétitives, ainsi, on comparant des mesures de dates différentes, on peut mettre en évidence l'évolution des profils considérés. Pour ce faire, nous avons utilisé une Station Totale Electronique Laser GTS 225 ayant une précision des mesures de +/- (2mm + 2 ppm x D), et un réflecteur au sommet d'une perche graduée. Les profils ont été réalisés à partir d'un point de mise en station fixe pour chaque plage, ces points ont été matérialisés par des clous topographiques ou bien peints sur une surface horizontale stable. La personne portant la

mire se déplace en s'arrêtant à chaque rupture de pente, tandis que l'autre personne se trouvant derrière le tachéomètre électronique échantillonne les coordonnées de chaque point par visée de la mire à chaque arrêt (figure III.3).

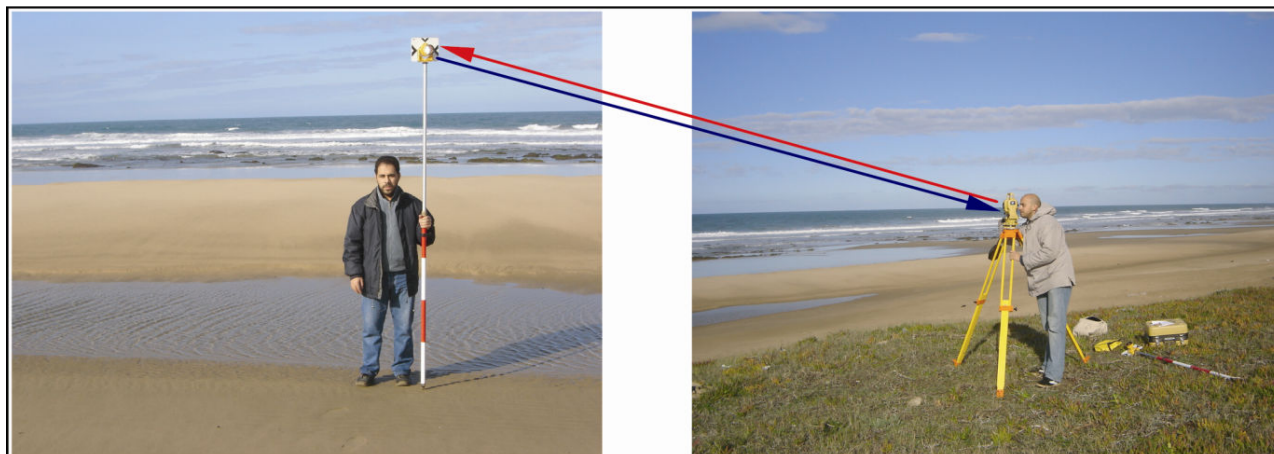


Figure III.3 – Echantillonnage des coordonnées d'un point à l'aide de la Station Totale Electronique TopCon GTS 225.

Au retour au laboratoire, les points enregistrés dans la mémoire de l'appareil ont été déchargés par l'intermédiaire de l'interface TopCon, puis convertis aux coordonnées x , y et z sous forme d'un tableau.

II-1-1 Les sources d'erreurs dues à la manipulation

Outre les agents morphogènes, la marge d'incertitude propre au matériel et les conditions atmosphériques, les changements peuvent être dus en partie aux erreurs inhérentes à la mesure. Leur origine tient quatre raisons fondamentales :

- ✓ Une mauvaise mise en station d'un levé à l'autre, ce qui induit un décalage angulaire de l'azimut qui se répercute sur le positionnement des points. La mesure de l'azimut correspond à l'angle horizontal qui oriente le plan cartésien dans lequel sont exprimées X et Y des points que l'on mesure (Suanez et *al.*, 2004).
- ✓ Un mauvais bullage de base fixe (figure III.4). La base fixe est calée sur un plan « virtuel » horizontal. Ce nivellement permet de fixer une surface plane de référence à partir de laquelle la hauteur des points se réfère. Cette erreur joue en grande partie sur les décalages altitudinaux enregistrés (coordonnée Z) (Suanez et *al.*, 2004).
- ✓ Un mauvais positionnement de la base mobile (canne + réflecteur) qui joue sur la position en X , Y et Z du point mesuré.
- ✓ Finalement, un mauvais réglage de la hauteur du réflecteur, ou bien, l'enfoncement variable de la mire, jouent sur les valeurs de ces coordonnées, notamment sur Z .

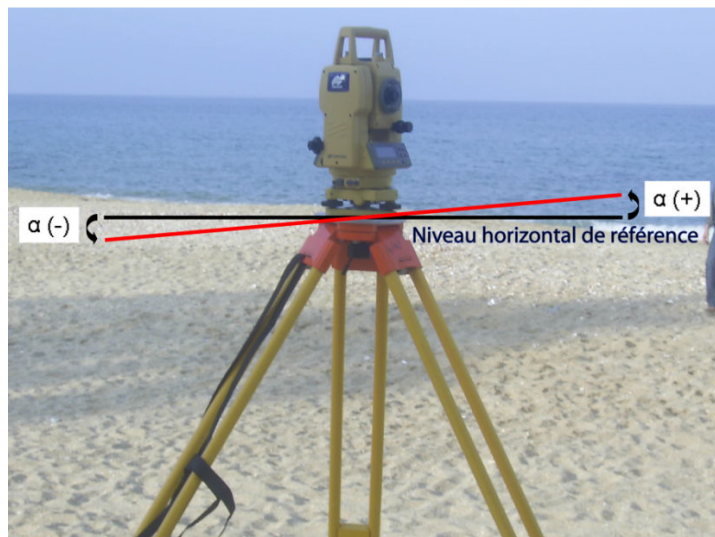


Figure III.4 – Mauvais ‘bullage’ ou mauvais nivellement de la base fixe et ses conséquences sur la mesure altitudinale (coordonnée Z).

II-1-2 Estimation des marges d’erreur en X, Y et Z

Les marges d’erreur ont été calculées à partir d’un ajustement linéaire (régression simple) réalisé sur les données de deux campagnes de mesure au niveau de la plage de Charf El Akab (sud de Tanger).

- ✓ dans un premier temps, nous avons calculé les vecteurs « distance » de chaque point de calage : *distance par rapport au point de mise en station (x=0 et y=0) qui correspond à l’hypoténuse du triangle rectangle*. Cette opération est effectuée par l’application de théorème de Pythagore.

$$\vec{v} = \sqrt{x^2 + y^2}$$

- ✓ dans un deuxième temps, nous avons construit une matrice de résultats comportant plusieurs informations (tableau III.2) : (i) le nombre d’individus ; (ii) les coordonnées X et Y de chaque individu (valeur moyenne calculée sur la répétitivité) ; (iii) les vecteurs « distance » calculés à partir des coordonnées précédentes ; (iv) les écart-type en X, Y et Z calculés sur la répétitivité.

Tableau III.2 – Matrice des résultats calculés pour l’ensemble des individus considérés.

individus	X	Y	V distance	écart-type X	écart-type Y	écart-type Z
E1	-100,201	-26,113	317,937	0,018385	0,006364	0,012728
E2	-102,385	-66,756	122,225	0,007778	0,086974	0,000707
E3	-102,153	-111,454	151,186	0,149200	0,060811	0,050912
E4	-83,079	-114,499	141,464	0,046669	0,056569	0,016971
E5	-66,607	-96,786	117,49	0,008485	0,010607	0,004950
E6	-64,618	-76,722	100,308	0	0,035355	0,007071

- ✓ enfin, nous avons calculé les marges d'erreur en X, Y et Z à partir d'une régression linéaire sur les trois couples de variables : V distance – écart-type X ; V distance – écart-type Y ; V distance – écart-type Z. Ces ajustements linéaires permettent d'obtenir l'équation $Y = ax + b$ pour chaque modèle mathématique, et de calculer une marge d'erreur pour une distance associée (figure III.5).

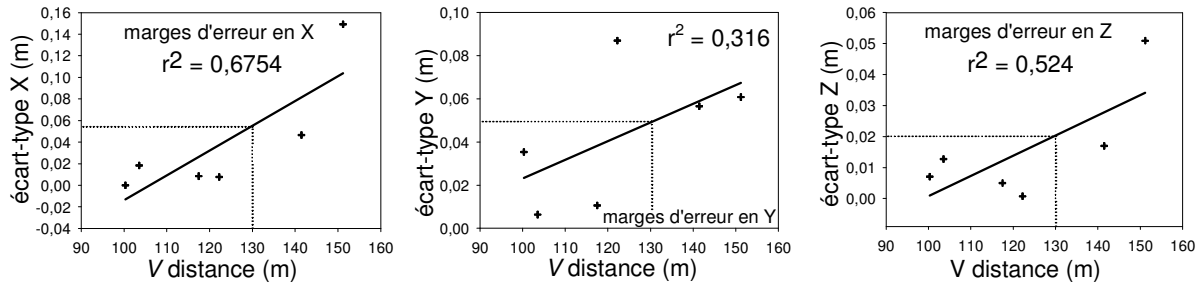


Figure III. 5 – Ajustements linéaires permettant de calculer les marges d'erreur en X, Y et Z pour une distance associée.

Ces résultats montrent que les mesures effectuées dans un rayon de 130m à partir du point de mise en station présentent des marges acceptables : +/- 5cm en X et Y et +/- 2cm en Z. On note également que, plus la distance est grande, plus les marges d'erreur augmentent. Cela s'explique, comme on l'a cité ci-dessus, par le fait que les erreurs sont liées à des mauvais positionnements angulaires dont l'origine est la base fixe ; plus l'on s'éloigne de ce point d'origine, plus l'angle augmente, plus l'erreur est importante (Suanez et al., 2004).

II-1-3 Estimation des volumes mobilisés

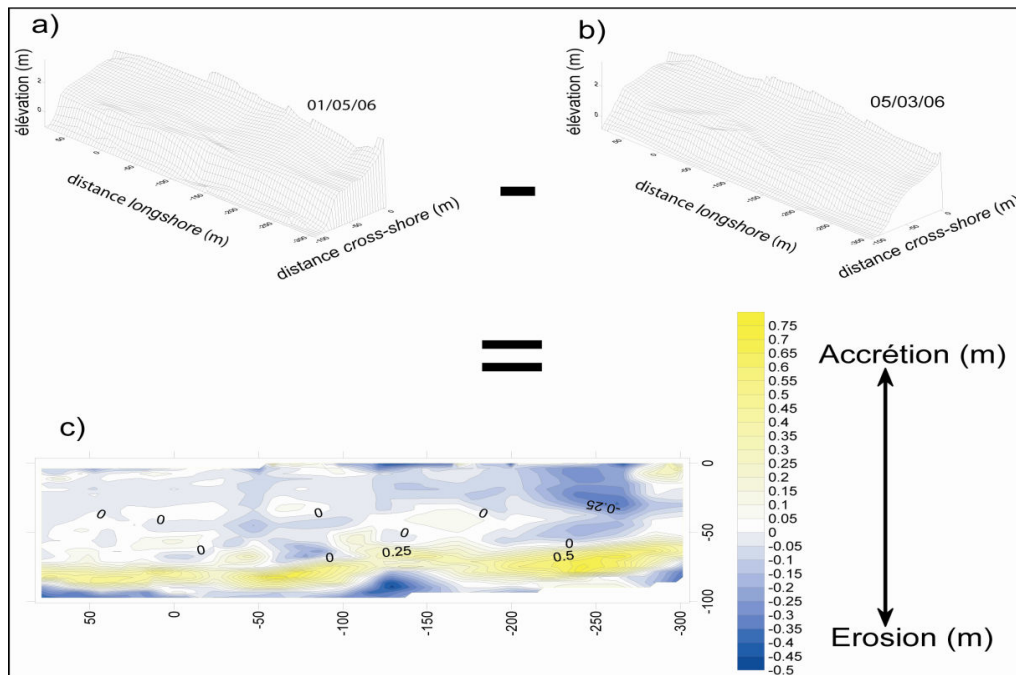


Figure III. 6 – Représentation des MNT (a et b) et des évolutions résiduelles (c) entre 05 mars 2006 et 01 mai 2006 au niveau de la plage de Martil. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée.

Les coordonnées correspondant à chaque campagne de mesure sont importées dans le programme *Surfer 8* afin de réaliser les différents traitements de forme et de volumes. Ainsi, on a obtenu l'MNT de chaque campagne, et, par différence des cubatures de deux MNT de dates différentes, nous avons pu représenter les évolutions résiduelles et les volumes impliqués entre ces deux dates (Figure III. 6).

Les évolutions résiduelles sont remarquables sur la carte des différentiels d'altitude qui distingue les zones d'accrétion et d'érosion.

II-2 ÉVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES DE CHAQUE PLAGE

Au total, on a réalisé 50 profils topographiques répartis sur cinq plages en deux secteurs : le secteur sud, entre Ras Mazari et Cap Negro, renfermant trois plages ; Sidi Abdeslam, Martil et Cabo Negro, et le secteur nord avec deux plages ; Ksar Rimal et Tres Piedras. La variabilité morphologique spatiale et temporelle des profils va nous permettre de déterminer le fonctionnement saisonnier et interannuel de ces plages. En raison de difficultés techniques, relatives au calcul de leurs volumes, les dunes n'ont pas été prises en considération pour les plages (ex. Cabo Negro et Sidi Abdeslam). Le zéro marin correspond à la valeur moyenne du niveau des eaux sur l'ensemble des levés topographiques pour chaque plage.

II-2-1 Secteur Ras Mazari – Cap Negro

II-2-1-1 La plage de Sidi Abdeslam

C'est le secteur le moins artificialisé du littoral étudié, les dunes y sont bien développées et stabilisées par la végétation, elles séparent la plage *stricto sensu* du lac de Sidi Abdeslam juste derrière.

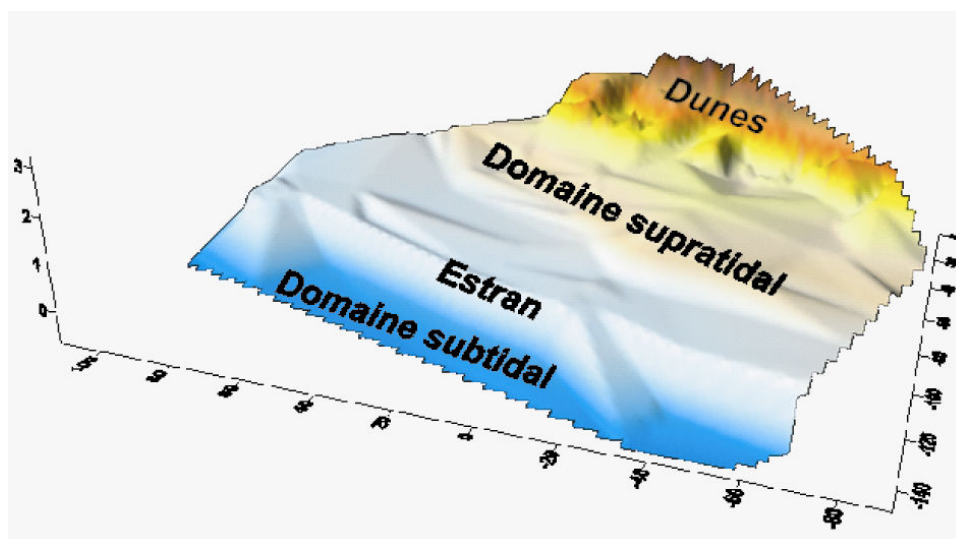


Figure III. 7 – Morphologie générale de la plage de Sidi Abdeslam (01/05/05).

Le profil moyen, obtenu par la moyenne des altitudes relevées pour chaque abscisse (distance *cross-shore*) au cours du suivi, met en évidence la pente moyenne et les enveloppes, maximale et minimale, ainsi que les principaux caractères morphologiques.

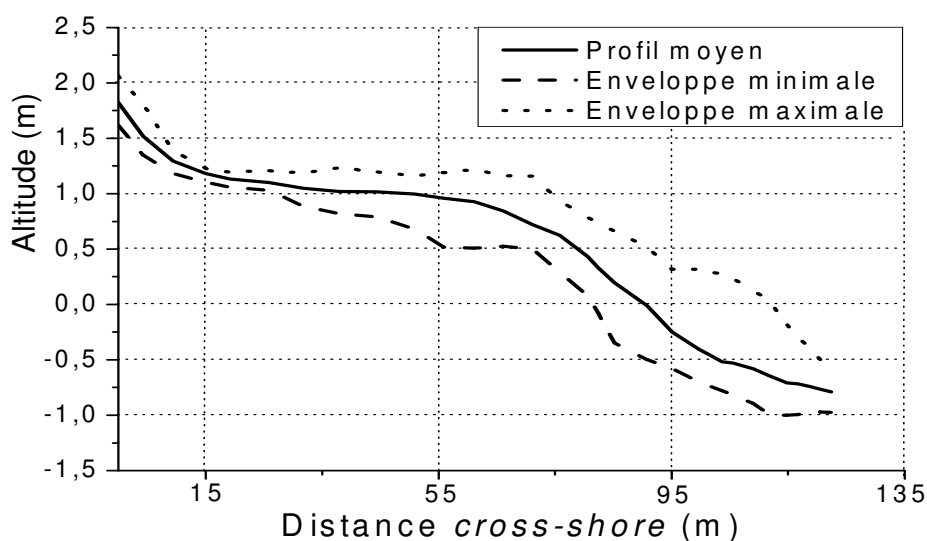


Figure III. 8 – Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.

La pente moyenne est assez douce, de l'ordre de 0,025, elle est de l'ordre de 0,0218 pour l'enveloppe minimale et de 0,0164 pour l'enveloppe maximale.

L'écart-type (Figure III. 9), exprime la mobilité de la plage en fonction de la distance *cross-shore*.

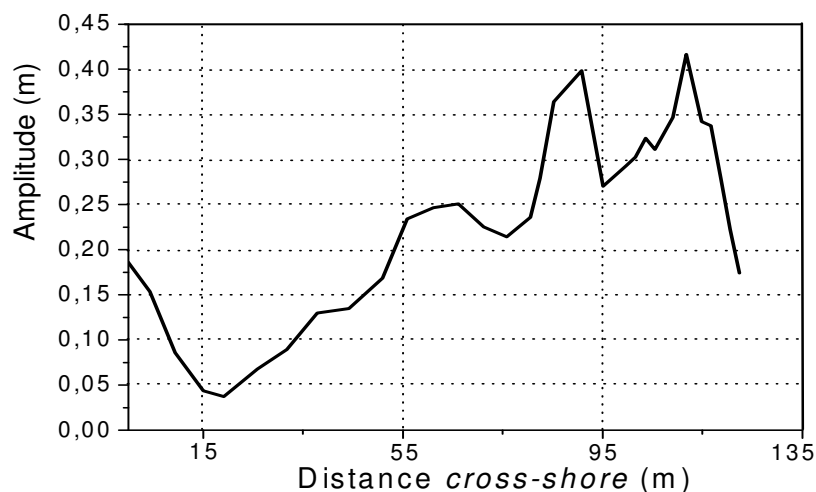


Figure III. 9 – Amplitude de l'écart-type entre les enveloppes : maximale et minimale.

Les évolutions les plus significatives sont enregistrées au niveau de l'estran, ce qui indique que le facteur le plus important dans la dynamique de cette plage est le déferlement des houles.

II-2-1-1-1 Variations saisonnières

Dans le but de mieux visualiser les évolutions topographiques, tous les profils en 2D ont été, pour chaque année, reportés sur la même figure.

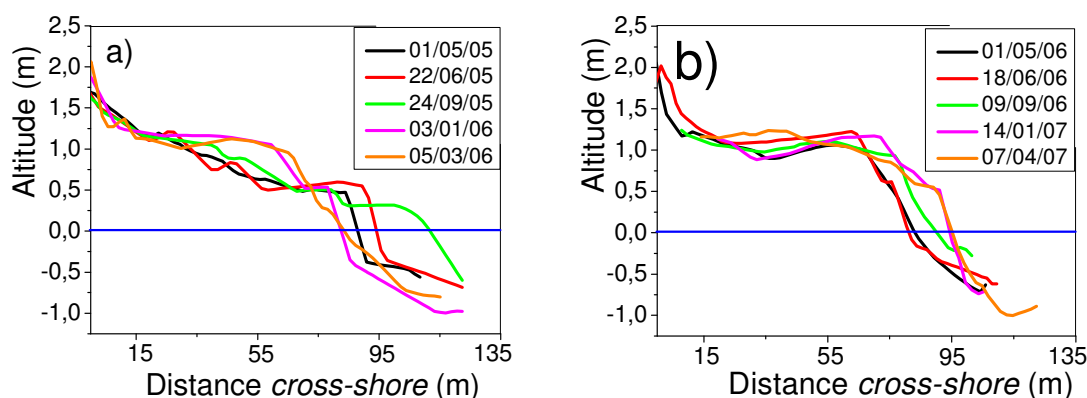


Figure III. 10 – Superposition des profils centraux de la plage de Sidi Abdeslam ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.

Cette plage a gardé, plus au moins, le même profil le long de la période d'étude, les profils coïncidant avec les périodes de beaux temps sont les plus aggradants. La berme reste pratiquement présente pour tous les profils, ce qui montre la tendance de la plage à développer et conserver une telle morphologie, l'évolution morphologique est contrôlée principalement par la dynamique de cette structure : construction – migration – destruction.

D'autre part, les variations ne présentent pas un comportement saisonnier clair, ce qui est plus évident au cours de la deuxième année du suivi, étant le profil de juin 2006, qui correspond théoriquement à l'été, le plus érosif, alors que le profil de janvier 2007 est le plus aggradant.

On observe également un effet non négligeable de la déflation au niveau de la plage sèche, l'érosion éolienne coïncide généralement avec les périodes de beau temps, et le matériel mobilisé sert à l'alimentation de la berme. Aux moments de mauvais temps, on observe le début de formation d'une barre subtidale au profit de la berme.

De mai à septembre 2005, la plage montre une tendance nette à l'engraissement, avec la déflation de la zone haute de plage et la progradation de la berme vers la mer.

Les tempêtes de fin décembre 2005 étaient les plus intenses de la période du suivi, le profil de 03 janvier 2006 est le plus érodé, notamment au niveau de l'estran et de la partie submergée de la plage. La récupération postérieure était lente et de faible amplitude (profil 05 mars 2006). Ce n'est qu'en mai 2006 que le profil reprend sa forme initiale avec une haute plage légèrement concave et une berme bien développée.

II-2-1-1-2 Variations volumiques

Nous présentons ici les variations des volumes survenues pendant deux campagnes successives, avec la détermination des zones d'accumulation ou d'érosion (Figure III. 11).

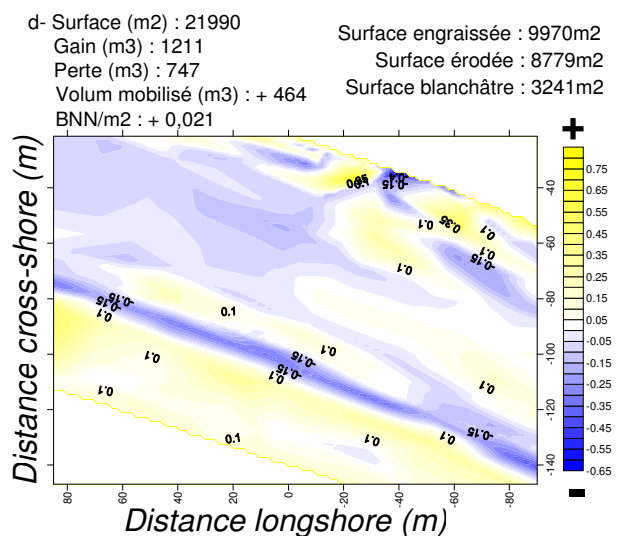
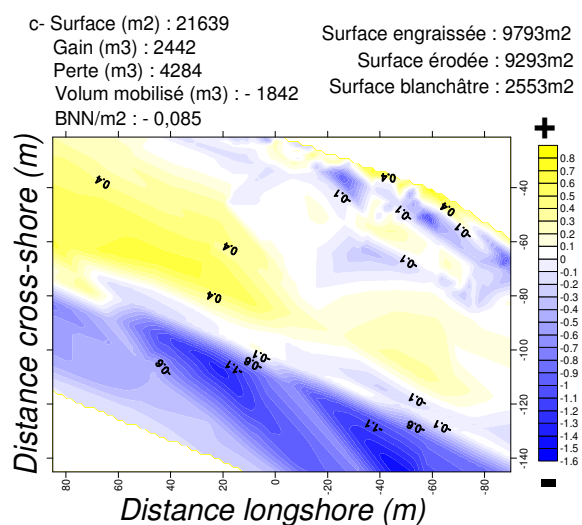
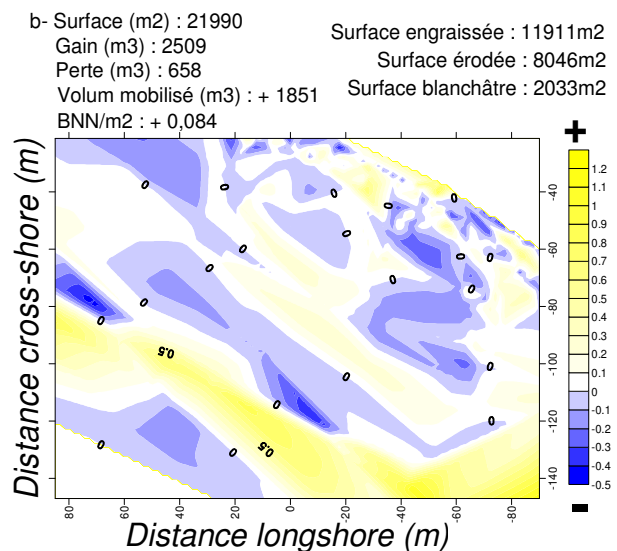
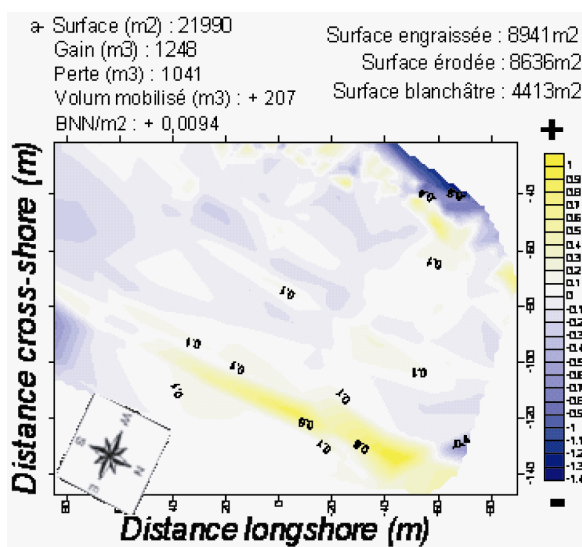
3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

a- 01 mai 2005 – 22 juin 2005

Cette période a été calme avec une moyenne des hauteurs significatives des houles de 0,36m, les conditions énergétiques les plus importantes ont été enregistrées le 24 mai 2005 où la $H_s = 2,4m$. Quant aux variations volumiques, on n'a pas enregistré de grandes variations, les matériaux enlevés au niveau de la partie haute de la plage, notamment au niveau des pieds des dunes, sous l'effet de la déflation très importante pendant les mois du printemps dans la zone d'étude, sont compensés au niveau de la berme. Les surfaces engraisées et érodées sont de même taille pratiquement.

b- 22 juin 2005 – 24 septembre 2005

C'est la période qu'a connu le minimum d'énergie incidente durant toute la période du suivi (Tableau, III.1), ainsi, on a enregistré le gain le plus important au niveau de cette plage estimé de $0,084 \text{ m}^3/\text{m}^2$, l'engraissement a intéressé essentiellement l'estran et on observe parallèlement le développement de la berme.



3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

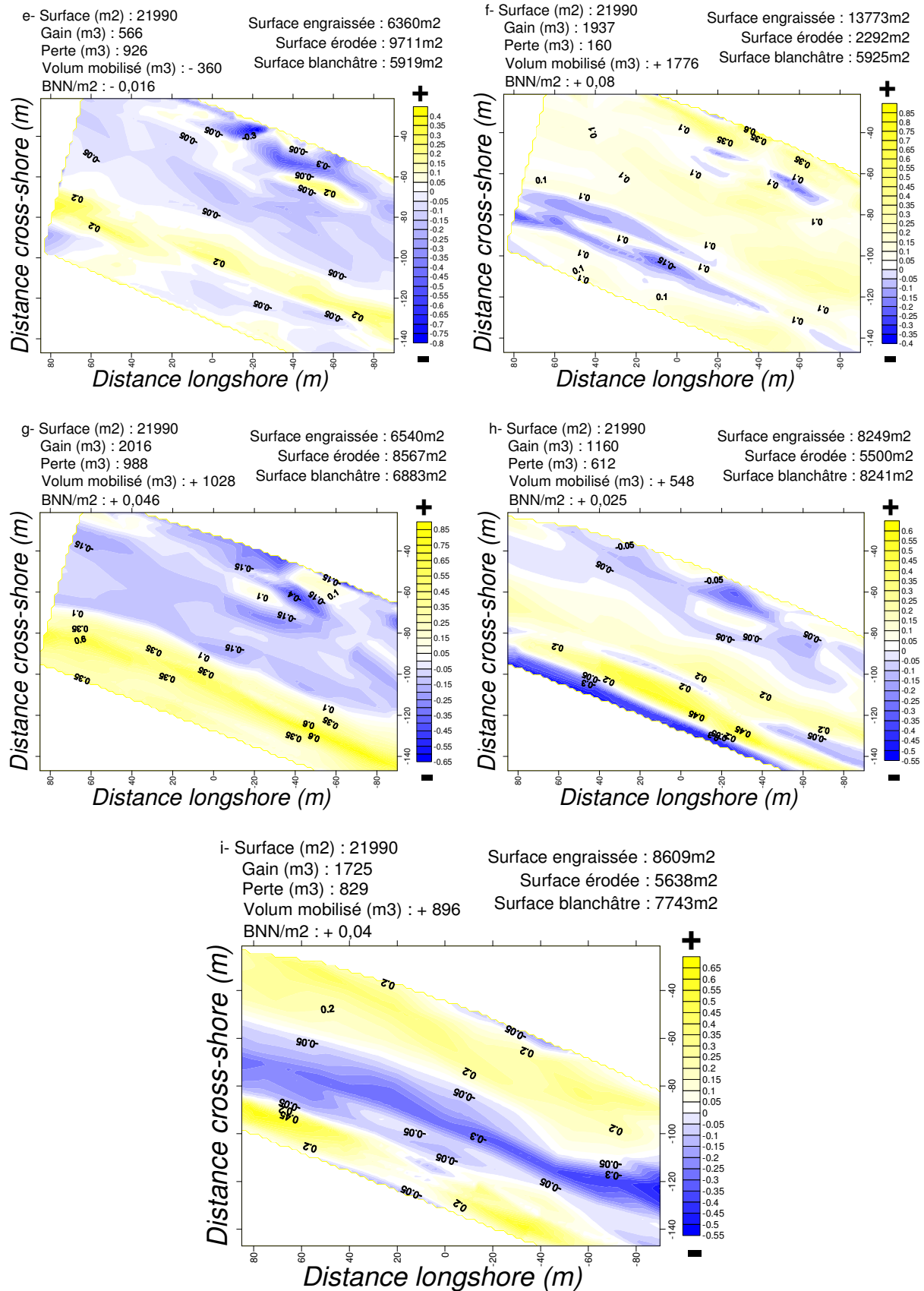


Figure III. 11 – Variations volumiques enregistrées le long de la période du suivi au niveau de la plage de Sidi Abdeslam. BNN = Budget Net Normalisé obtenu par la division du volume mobilisé sur la surface du suivi.

c- 24 septembre 2005 – 03 janvier 2006

Contrairement à la période précédente, cette période a été la plus énergétique sur les deux années du suivi, les moments les plus énergétiques ont été enregistrés quelques jours avant la réalisation du levé topographique, avec une hauteur maximale qui dépassait 4m et une période associée de 9,3s. Ainsi, la plage a été soumise à la plus importante érosion, le volume érodé ($- 0,085\text{m}^3/\text{m}^2$) est le même gagné pendant la période précédente, l'érosion a intéressé surtout l'estran, la berme a été totalement arasée, alors qu'on note un léger engraissement de la partie haute de la plage sous l'effet des vents venants de mer. Ce comportement indique que les changements morphologiques correspondent en réalité à une redistribution des sédiments.

d- 03 janvier 2006 – 05 mars 2006

Pendant cette période, la plage n'a pas subi de changements significatifs en volume, on a enregistré un léger gain de $0,021\text{m}^3/\text{m}^2$ qui a intéressé essentiellement l'estran et la partie submergée de la plage. Quant à la plage sèche, on observe une légère perte sous l'effet de la déflation (Figure III.12).



Figure III. 12 - Alimentation de l'estran par déflation du Backshore (plage de Sidi Abdessalam le 05/03/2006).

e- 05 mars 2006 – 01 mai 2006

Cette période a été faible énergétiquement, cependant, on a estimé une légère perte de $- 0,016\text{m}^3/\text{m}^2$, cette perte a été concentrée au niveau de la partie haute de la plage et au pied des dunes, ce qui confirme l'importance de la déflation durant cette période (Figure III.13). Le comportement général du profil de la plage a montré une tendance à l'engraissement avec le développement de la berme.

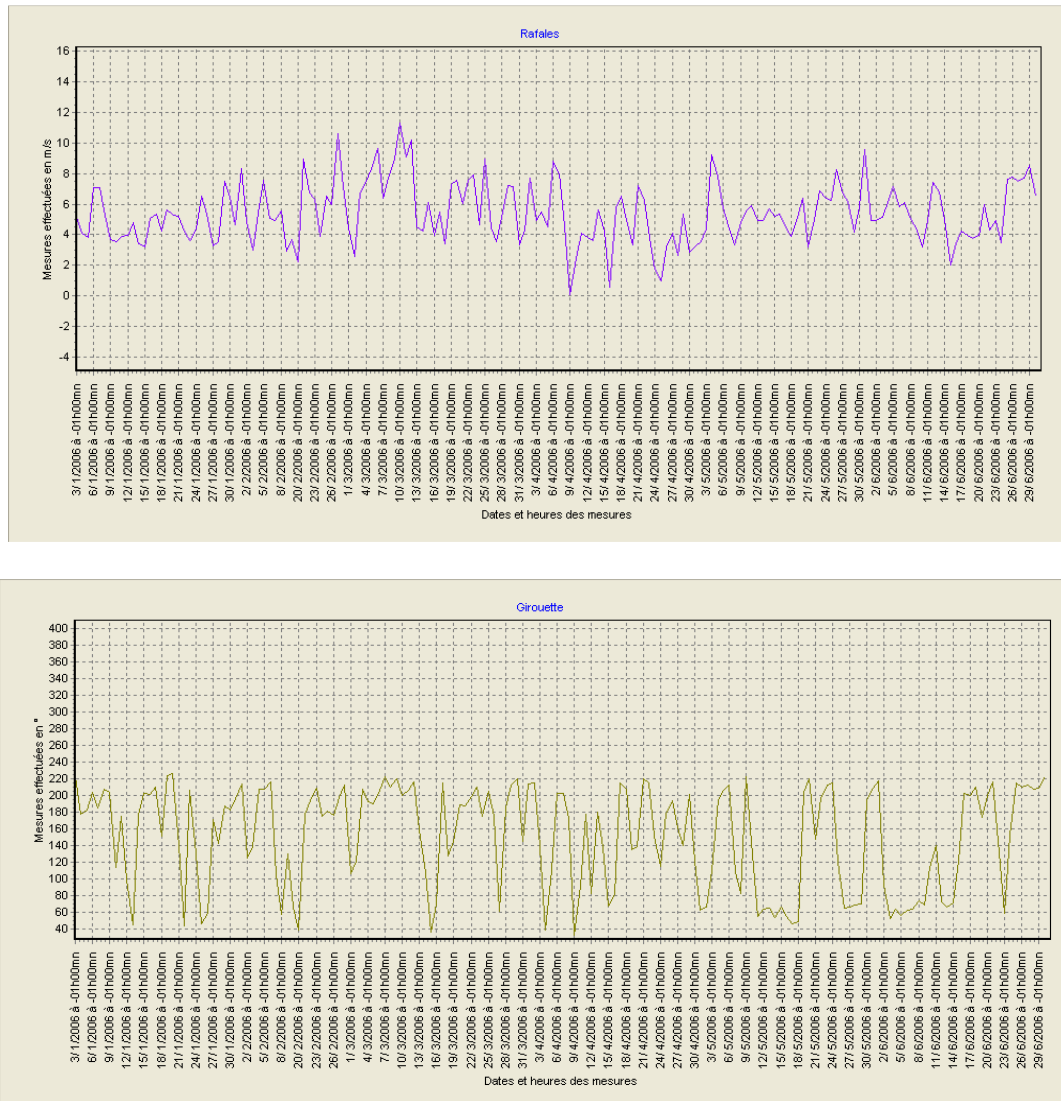


Figure III.13 – Vitesse des rafales et directions des vents pendant la première moitié de l’année 2006 (anémomètre et girouette installés au toit de la Faculté des Sciences du Tétouan).

f- 01 mai 2006 – 18 juin 2006

Cette période a été relativement énergétique par rapport à cette hauteur d’année avec une moyenne de $H_s = 0,55m$. Les variations volumiques montrent qu’il y a eu un gain assez important estimé à $0,08m^3/m^2$, ce gain a intéressé la plage sèche essentiellement, la figure III.13 montre que la direction dominante des vents était du secteur Est ce qui a favorisé l’engraissement à ce niveau. Cependant, la carte d’altitudes résiduelles (Figure III.11 (f)) montre qu’il s’agit d’un profil d’érosion, avec la destruction de la berme.

g- 18 juin 2006 – 09 septembre 2006

Pendant la longue période d’été caractérisée par les conditions de beau temps, l’estran s’engraisse, la berme se développe, et la plage sèche subit de nouveau l’action éolienne, la figure III. 14 montre que les jours qui ont précédés le levé du 09 septembre 2006 ont été dominés par des vents d’ouest. Le volume gagné est estimé à $+ 0,046m^3/m^2$.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

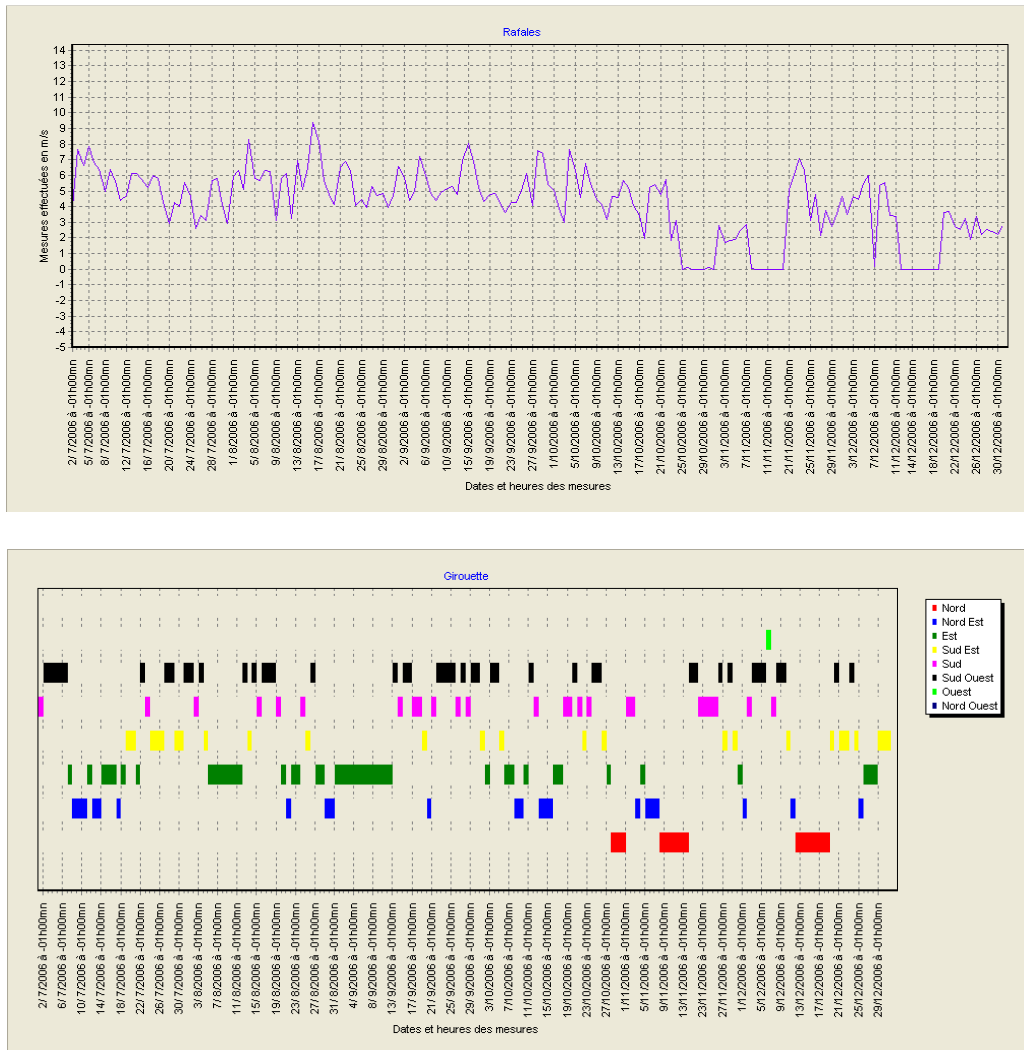


Figure III.14 – Vitesse des rafales et directions des vents pendant la deuxième moitié de l’année 2006.

h- 09 septembre 2006 – 14 janvier 2007

L’énergie incidente était relativement faible par rapport à cette période de l’année, la hauteur significative moyenne des houles incidentes a été de 0,46m, on a enregistré un léger gain de 0,024 m³/m², l’accumulation s’est concentrée au niveau de la berme, alors que la partie submergée de la plage a accusé le plus d’érosion.

i- 14 janvier 2007 – 07 avril 2007

L’état d’engraissement se poursuit puisque cette période hivernale n’a pas été assez énergétique, les périodes les plus énergétiques ont été enregistrées en janvier 2007. Cependant, l’examen de la carte des différentielles d’altitude (Figure III.11 (i)) montre que le profil est caractéristique des périodes érosifs, avec érosion de l’estran, destruction de la berme et construction d’une barre au niveau de la plage submergée. Quant à la partie supratidale, elle est soumise à une érosion déclenchée par les vents d’ouest dominants pendant cette période (Figure III.15).

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

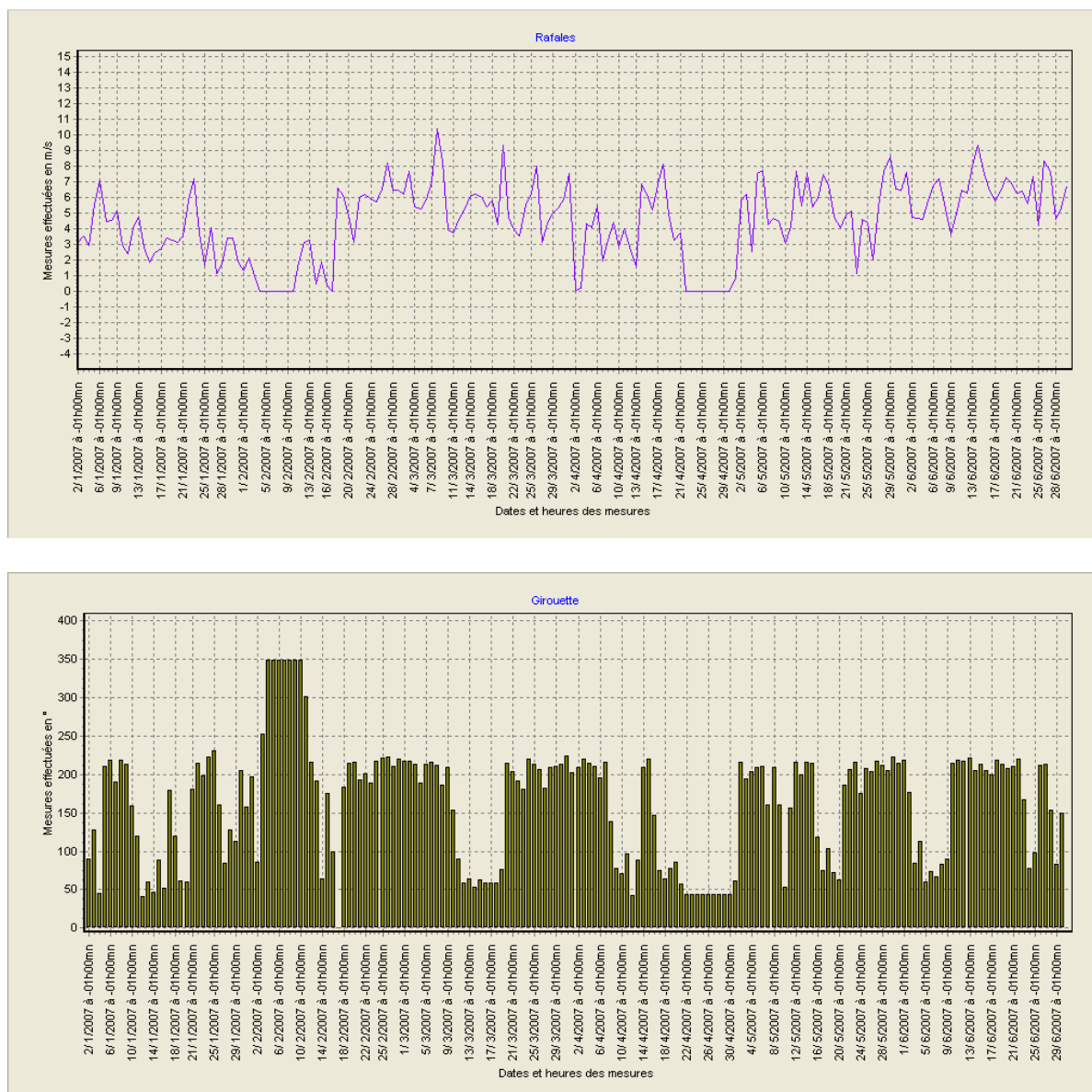


Figure III.15 – Vitesse des rafales et directions des vents pendant la première moitié de l’année 2007.

II-2-1-1-3 Classification morphodynamique

Les différents compartiments des plages sont souvent associés à des caractéristiques morphologiques qui sont en interaction perpétuelle avec les différents forçages externes. Dans ce travail, nous avons réalisé une caractérisation morphodynamique de différentes plages du littoral tétouanais, dans le but de comprendre la réponse de leurs profils face aux houles incidentes. Les valeurs de pente prises en considération pour chaque campagne, et pour chaque plage, correspondent à la pente de l’estran qui subit le plus l’action des vagues.

La figure III.16 montre l’évolution de la pente de l’estran de la plage de Sidi le long de la période du suivi.

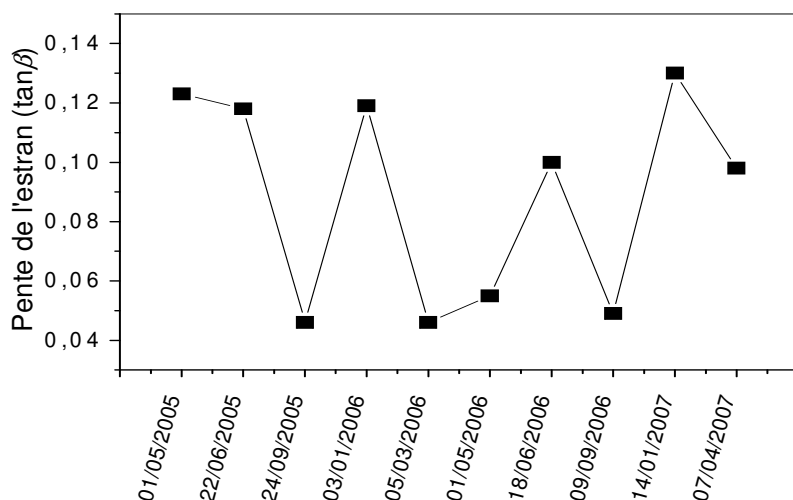


Figure III. 16 – Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.

La figure montre des oscillations assez importantes de la pente, les pentes les plus douces sont enregistrées en septembre après la période estivale, et les estrans les plus pentus sont ceux de janvier et celle qui corresponde aux deux premiers levés.

La figure III.17 montre qu'elle n'existe pas une bonne corrélation entre l'énergie des houles et les variations de la pente.

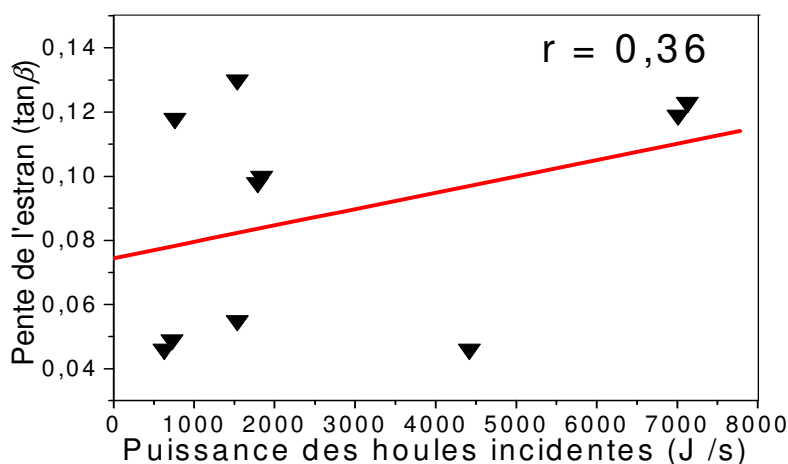


Figure III. 17 – Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Sidi Abdeslam.

Les pentes les plus élevées ont été enregistrées au niveau des levés de mai 2005 et janvier 2006 d'une part, qui montrent une bonne corrélation avec la puissance des houles, et des levés de juin 2005 et janvier 2007 dont l'énergie incidente n'est pas importante sur une longue période, cependant, ces levés ont été précédés par des évènements ponctuels de grande agitation. Ce comportement est largement cité dans la littérature ; les phénomènes de basse

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

fréquence et de haute magnitude génèrent plus de changements morphologiques dans un temps court que les périodes longues caractérisées par une faible agitation (Carter, 1988).

Connaissant la pente de l'estran et les conditions d'agitation pendant les campagnes de mesures, on peut calculer les indices morphodynamiques considérés dans cette étude : ξ_b caractérise le type de déferlement, ε et Ω sont deux paramètres adimensionnels caractérisant l'état de plage ou le type du profil de plage (réflectif, intermédiaire ou dissipatif). Pour le premier levé, on a considéré les conditions énergétiques qui correspondent aux deux mois précédents à la mesure ($H_s, moy = 1,1m$; $T_p, moy = 6s$; $\Sigma = 7127J/s$)

Dans le tableau III. 3 on présente les valeurs de ses trois paramètres.

Tableau III. 3 – Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de la plage de Sidi Abdeslam.

Campagnes	H_s (m)	H_b (m)	T_p (s)	D_{50} (μm)	W_s ($m.s^{-1}$)	$\tan\beta$	ξ_b	ε	Ω
01/05/2005	1,1	1,35	6	255	0,0304	0,123	0,79	5	7,4
22/06/2005	0,36	0,55	6	235	0,0278	0,118	1,1	2,6	3,3
24/09/2005	0,4	0,51	4	235	0,0278	0,046	0,32	30	4,6
03/01/2006	1,1	1,34	5,9	255	0,0304	0,119	0,75	5,5	7,4
05/03/2006	1	1,11	4,5	255	0,0304	0,046	0,24	54	8
01/05/2006	0,46	0,73	7,4	255	0,0304	0,055	0,59	9	3,2
18/06/2006	0,55	0,78	6,2	235	0,0278	0,1	0,87	4,1	4,5
09/09/2006	0,36	0,54	5,7	235	0,0278	0,049	0,47	14	3,4
14/01/2007	0,46	0,73	7,4	255	0,0304	0,13	1,4	1,6	3,2
07/04/2007	0,5	0,77	7,3	255	0,0304	0,098	1	3,1	3,4

Les deux paramètres caractérisant l'état de la plage indiquent que Sidi Abdeslam a un comportement de plage intermédiaire, avec une valeur moyenne de 13 pour le paramètre d'échelonnement de la barre (ε) et de 4,8 pour le paramètre de Gourlay. Le seul profil qui a montré un clair comportement dissipatif est celui de 05 mars 2006, si on revient à la carte des différentiels d'altitude de cette période (Figure III.11 (d)) on constate que ce profil a été caractérisé par la destruction de la berme et l'engraissement de l'estran et de la partie submergée de la plage contribuant ainsi à l'adoucissement de la pente.

Le nombre d'Iribarren montre que le déferlement dominant est de type mixte-plongeant, la valeur moyenne est de 0,43, la valeur la moins élevée coïncide avec les profils de mars 2006 montrant une tendance vers un déferlement glissant. D'autre part, deux valeurs indiquent un déferlement frontal et coïncident avec les profils ayant une tendance vers un comportement réflectif « juin 2005 et janvier 2007 » (Tableau III.3).

II-2-1-2 La plage de Martil

Cette plage, très anthropisée, se trouve en bordure du centre urbain de Martil. L'emplacement des dunes est actuellement occupé par le *paseo* maritime et les constructions de la station balnéaire.



Figure III. 18 – Vue aérienne de la plage de Martil.

Le profil moyen et les enveloppes, maximale et minimale, montrent qu'il n'existe pas de grandes variations, notamment dans le supratidal. La pente moyenne n'a pas connu également de changements importants, elle est de 0,0334 pour le profil moyen, 0,039 pour l'enveloppe minimale et 0,0275 pour l'enveloppe maximale.

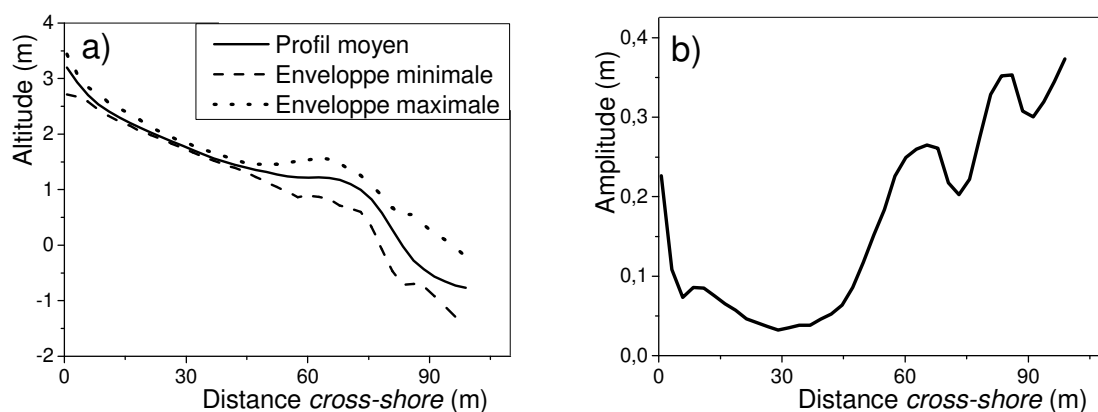


Figure III. 19 – Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Martil a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).

L'écart-type montre, comme dans le cas de la plage de Sidi Abdeslam, que les variations les plus importantes se localisent au niveau de l'estran (Figure III. 19).

II-2-1-2-1 Variations saisonnières

Les profils en 2D (Figure III. 20), montrent que cette plage présente un comportement en recul parallèle selon la description de (Nordstrom & Jackson, 1992). Les variations les plus importantes sont le résultat de la dynamique de la berme.

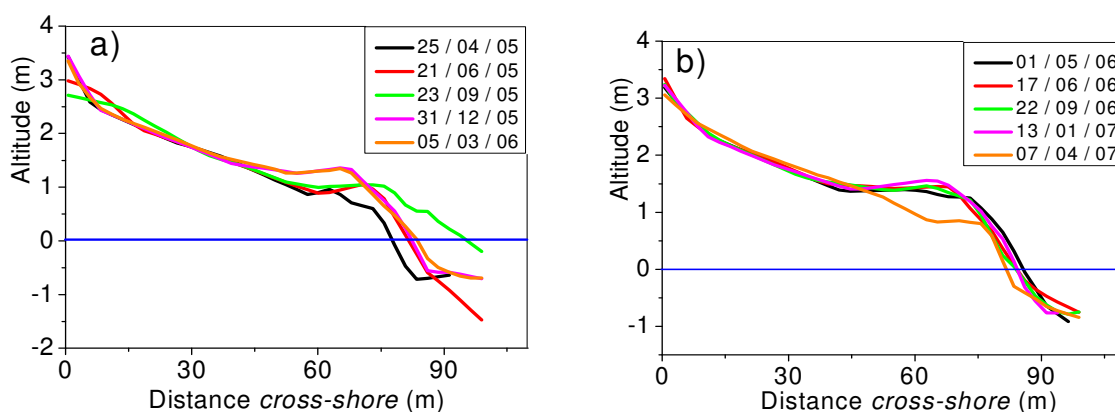


Figure III. 20 – Superposition des profils centraux de la plage de Martil ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.

Dans la première année du suivi, on observe une érosion au niveau des premiers cinq mètres de supratidal et un avancement progressif de la berme vers la mer, conséquence des vents soufflant de la terre et des houles de beaux temps depuis avril 2005 jusqu'à septembre 2005, puis, on observe un renversement de cette situation dans les deux profils de fin décembre 2005 et mars 2006 qui apparaissent pratiquement identiques. La deuxième année ne connaît pas de grandes variations, et ce n'est qu'en avril 2007 que le profil a montré un changement significatif avec érosion au niveau du replat de la berme.

II-2-1-2-2 Variations volumiques

Pour l'étude des volumes impliqués, nous avons considéré une surface de 36562m² (Figure III.21).

a- 25 avril 2005 – 21 juin 2005

Contrairement au cas de la plage de Sidi Abdeslam, cette période a montré une perte de sédiment estimée à $-0,05 \text{ m}^3/\text{m}^2$, l'érosion a été généralisée sur toute la plage à l'exception d'une portion constituant l'estran, cependant, la carte des différentielles d'altitudes montre le développement de la berme par endroits.

b- 21 juin 2005 – 23 septembre 2005

Pendant cette période on observe un renversement de la situation précédente, l'accrétion intéresse toute la plage pratiquement, notamment au niveau de l'estran, le volume accumulé est estimé à $0,151 \text{ m}^3/\text{m}^2$, cette accumulation a été la plus importante durant toute la période du suivi au niveau de la plage de Martil.

c- 23 septembre 2005 – 31 décembre 2005

Après les tempêtes de fin décembre 2005, on observe une érosion qui a intéressé essentiellement l'estran et la partie submergée de la plage, le volume mobilisé est estimé à -

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

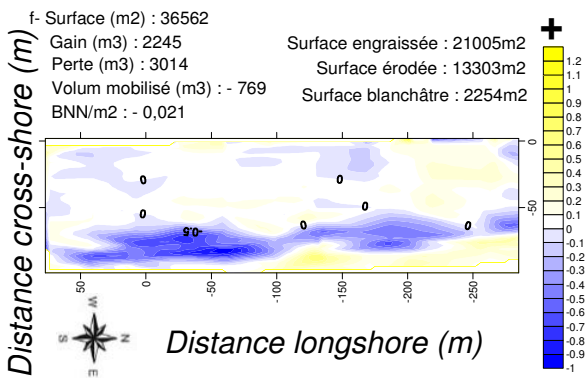
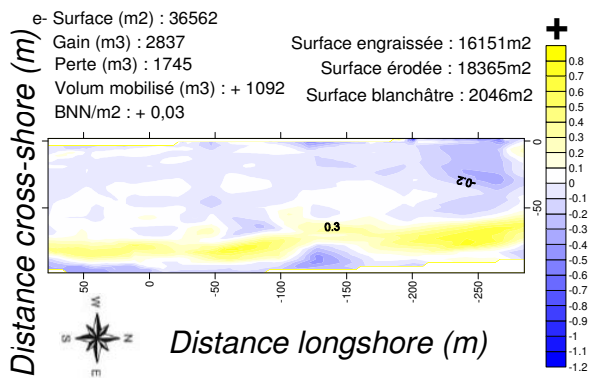
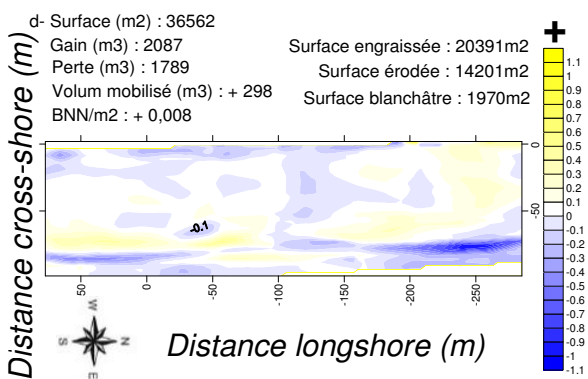
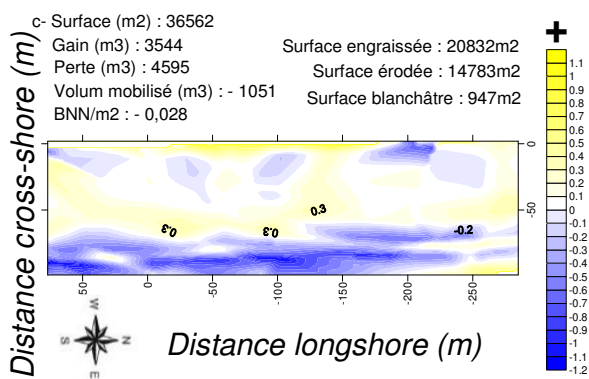
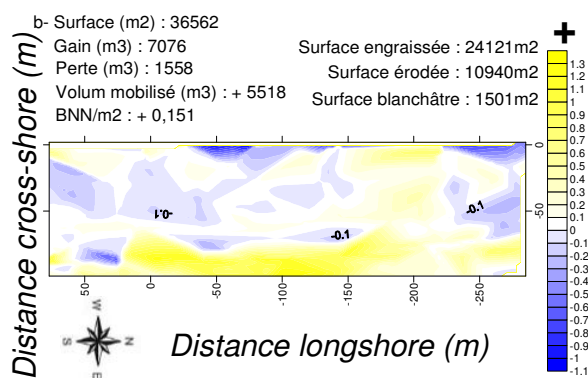
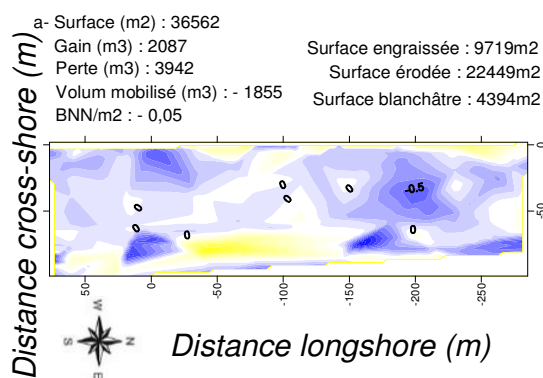
0,028m³/m². La surface d'accumulation a été très réduite et concentrée essentiellement au pied du mur qui protège la corniche sous l'action des vents venants de mer.

d- 31 décembre 2005 – 05 mars 2006

Cette période n'a pas montré de grandes variations, le volume impliqué est estimé à 0,008m³/m².

e- 05 mars 2006 – 01 mai 2006

La plage continue son accrétion, on observe ainsi le développement et l'avancement de la berme vers la mer, le volume accumulé est estimé à 0,03m³/m².



3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

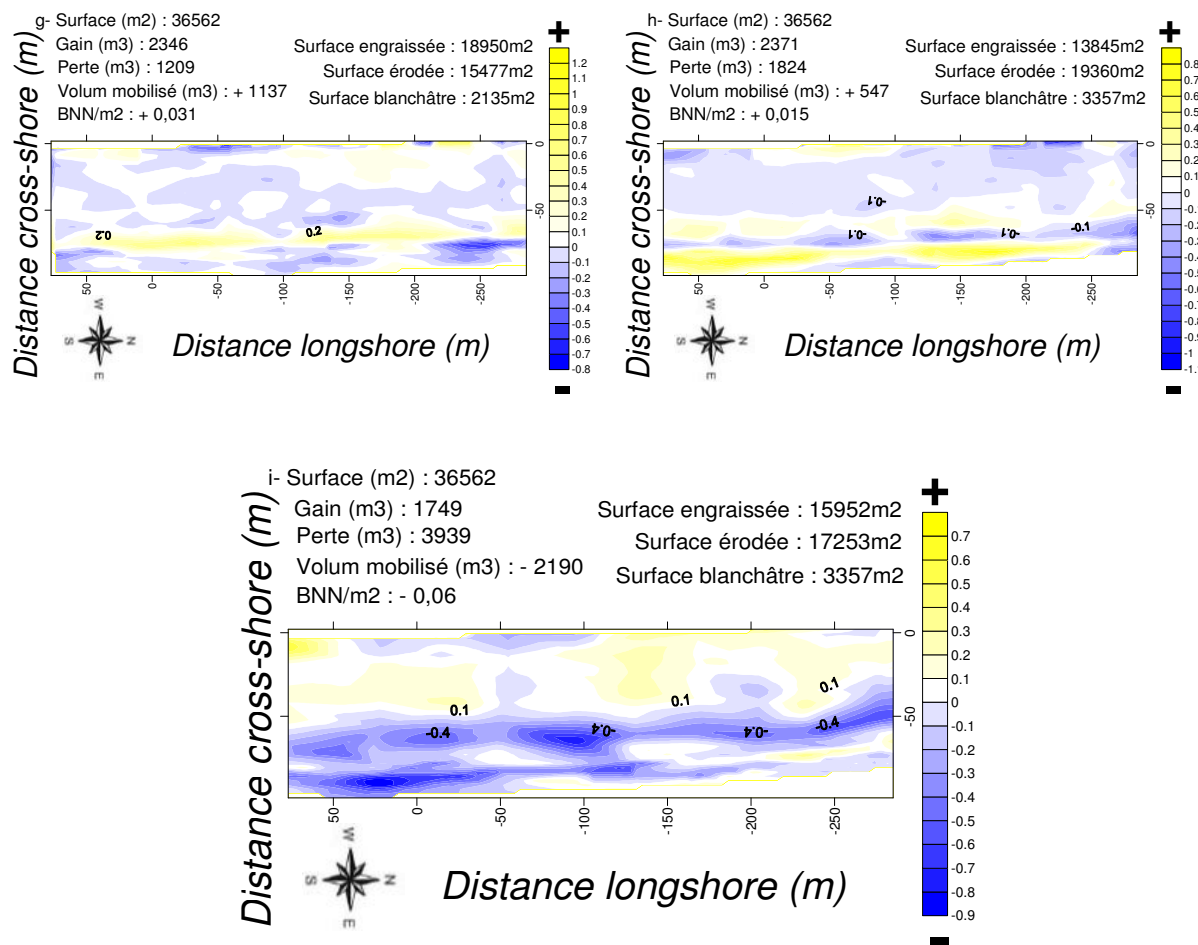


Figure III. 21 – Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Martil le long de la période du suivi.

f- 01 mai 2006 – 17 juin 2006

Pendant cette période on observe un renversement de la situation précédente, La berme a été totalement arasée suite aux fortes houles qui ont précédés le levé de juin 2006, on observe également un léger engraissement au niveau de la plage submergée qui indique le début de formation d'une barre, le volume mobilisé est de $-0,021\text{m}^3/\text{m}^2$.

g- 17 juin 2006 – 22 septembre 2006

Ces trois mois d'été n'ont pas connu de grands évènements énergétiques, ainsi, on a enregistré un gain notable de sédiments, estimé à $+0,031\text{m}^3/\text{m}^2$ entre juin et septembre 2006, les matériaux accumulés ont contribué à l'édification de la berme.

h- 22 septembre 2006 – 13 janvier 2007

L'état d'engraissement se poursuit durant cette période hivernale qui n'a pas été assez violente, on n'a pas enregistré de grands phénomènes énergétiques les jours qui ont précédé la réalisation du levé topographique, on observe ainsi une continuation du développement de la berme et sa migration vers la mer. Le volume accumulé est estimé à $+ 0,015\text{m}^3/\text{m}^2$.

i- 13 janvier 2007 – 07 avril 2007

Pendant cette dernière période du suivi on a eu une perte assez importante estimée à $-0,06\text{m}^3/\text{m}^2$, la carte des différentiels d'altitude (Figure III. 21 (i)) montre qu'il s'agit d'un profil d'érosion, avec une perte concentrée au niveau de la berme et de l'estran et une légère accumulation au niveau de la plage sèche. La partie submergée montre une tendance vers la formation d'une barre subtidale.

II-2-1-2-3 Classification morphodynamique

Le tracé général est plus ou moins identique à celui de l'évolution de la pente de la plage de Sidi Abdeslam, cependant, les écarts sont moins importants, à l'exception de la pente du profil de septembre 2005 qui montre une pente assez douce par rapport aux autres profils (Figure III.22).

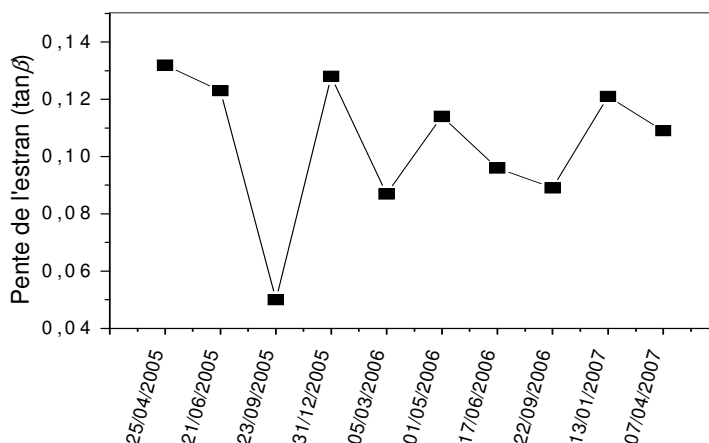


Figure III. 22 – Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Martil.

La corrélation entre l'énergie incidente et les variations de la pente n'est pas assez forte également, mais qui reste plus élevée que dans le cas de la plage de Sidi Abdeslam (Figure III.23).

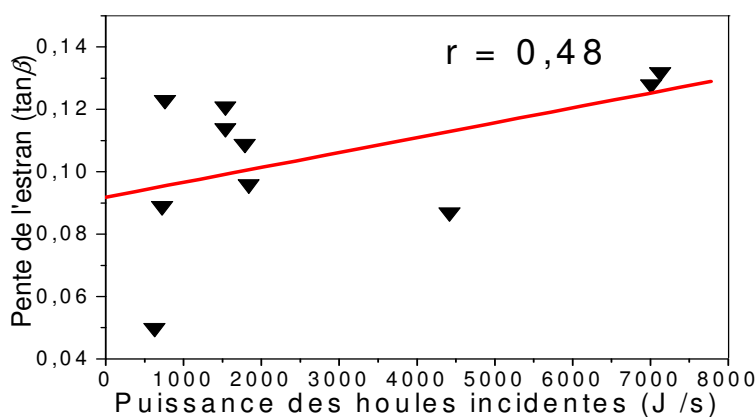


Figure III.23 - Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Martil.

Ceci confirme que les longues périodes de beau temps adoucissent la pente de l'estran, et les événements ponctuels de grande magnitude remanient le matériel de l'estran contribuant ainsi à l'augmentation de sa pente.

Cette tendance est également observable au niveau des indices morphodynamiques, le tableau III.4 montre que seul le levé de 23 septembre 2005 présente un profil tendant vers un état dissipatif, les autres levés replacent la plage de Martil dans la catégorie des plages intermédiaires avec un déferlement de type mixte-plongeant et des valeurs moyennes de 6,74 et 4,25 pour les paramètres d'échelonnement de la barre et de Gourlay respectivement, et de 0,9 pour le nombre d'Iribarren.

Tableau III. 4 – Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Martil.

Campagnes	H_s (m)	H_b (m)	T_p (s)	D_{50} (μm)	W_s (m.s^{-1})	$\tan\beta$	ξ_b	ε	Ω
25/04/2005	1,1	1,35	6	283	0,0341	0,132	0,85	4,35	6,59
21/06/2005	0,36	0,55	6	276	0,0335	0,123	1,24	2	2,73
23/09/2005	0,4	0,51	4	276	0,0335	0,05	0,35	25,65	3,8
31/12/2005	1,1	1,34	5,9	283	0,0341	0,128	0,81	4,79	6,66
05/03/2006	1	1,11	4,5	283	0,0341	0,087	0,45	15,5	7,23
01/05/2006	0,46	0,73	7,4	283	0,0341	0,114	1,23	2	2,9
17/06/2006	0,55	0,78	6,2	276	0,0335	0,096	0,84	4,45	3,75
22/09/2006	0,36	0,54	5,7	276	0,0335	0,089	0,85	4,35	2,82
13/01/2007	0,46	0,73	7,4	283	0,0341	0,121	1,3	1,86	2,9
07/04/2007	0,5	0,77	7,3	283	0,0341	0,109	1,13	2,46	3,1

Durant cette période du suivi trois profil ont montré un comportement réfléchif assez clair associé à un déferlement frontal, il s'agit des levés de juin 2005, mai 2006 et janvier 2007 (Voir figure I.33).

II-2-1-3 La plage de Cabo Negro

Ce secteur côtier possède une plage à pente douce qui se prolonge jusqu'à la plage sous marine, des dunes bien développées qui dépassent 4 mètres de hauteur et des constructions (résidences secondaires) situées juste à l'arrière de la zone dunaire.

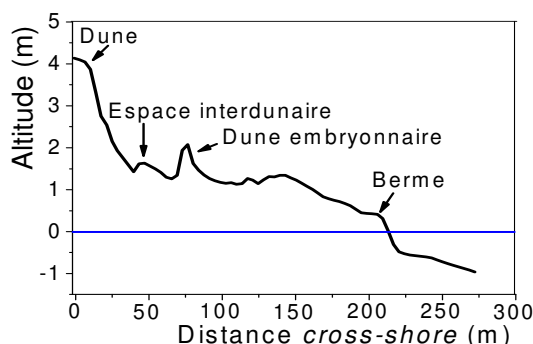


Figure III. 24 – Photo et profil cross-shore de la plage de Cabo Negro montrant sa morphologie générale.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Cette plage est la plus vaste du secteur étudié. La dynamique de sa zone haute se caractérise par le développement et la mobilité des dunes embryonnaires (Figure III.24).

L'existence du Cap Negro juste au nord, joue un rôle très important dans la dynamique de cette plage également, il la protège contre les houles de tempête venant du secteur NE, en plus, il constitue un obstacle en face de la dérive sud – nord dominante, contribuant ainsi au dépôt du matériel sédimentaire transporté.

Nous avons exclu la zone des dunes du suivi topographique à cause de la grande marge d'erreur qui peut être engendrée, en effet, cette zone nécessite un suivi particulier. On a exclu également le premier levé réalisé le 24 avril 2005, à cause de la grande différence qui montre par rapport aux autres levés.

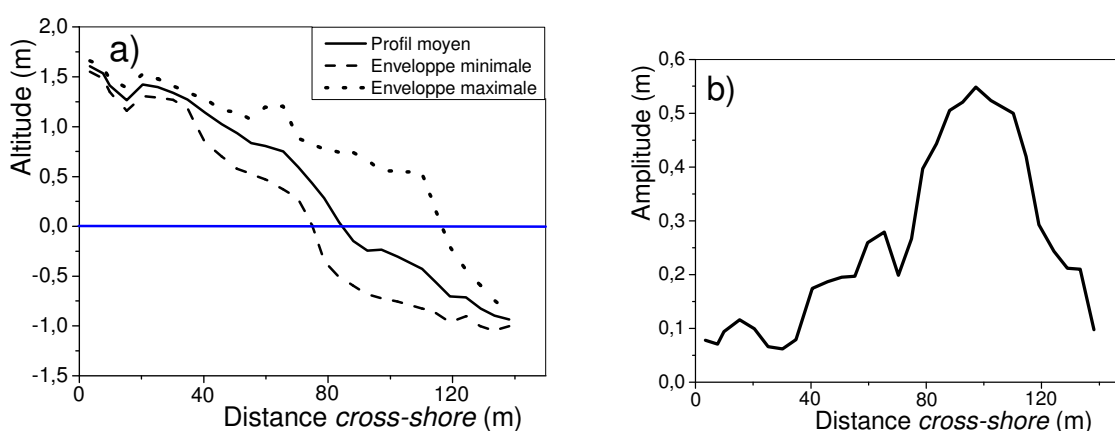


Figure III. 25 – Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Cabo Negro a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).

La figure III. 25 montre que les variations les plus importantes sont enregistrées au niveau de l'estran. La pente moyenne est de l'ordre de 0,0204 pour le profil moyen, 0,0219 pour l'enveloppe minimale et 0,0165 pour l'enveloppe maximale.

II-2-1-3-1 Variations saisonnières

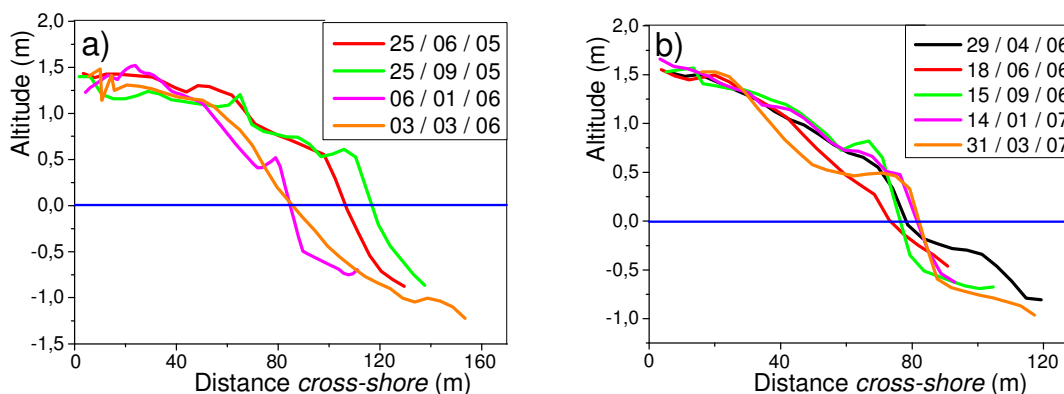


Figure III. 26 - Superposition des profils de la plage de Cabo Negro ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

La première année du suivi montre une différence entre les profils d'été et ceux d'hiver. Pendant l'été, on observe la migration du profil vers la mer et le développement de la berme, ainsi, le profil réalisé en septembre 2005 est le plus aggradant. Après les tempêtes de fin décembre 2005, on observe le recul du profil et on note le début de la destruction de la berme, puis, en mars 2006, on a une destruction totale de la berme et la formation d'une barre subtidale.

Pour la deuxième année du suivi, les variations du profil et le comportement saisonnier ne sont pas aussi prononcés comme dans le cas précédent. Le profil de juin est le plus érosif, puis, après la période d'été suivante, on observe une aggradation du profil de septembre 2006 et le développement de la berme. Les mois qui suivent, n'ont pas connu de grands événements énergétiques, ainsi, la berme a continué son développement et sa progradation.

II-2-1-3-2 Variations volumiques

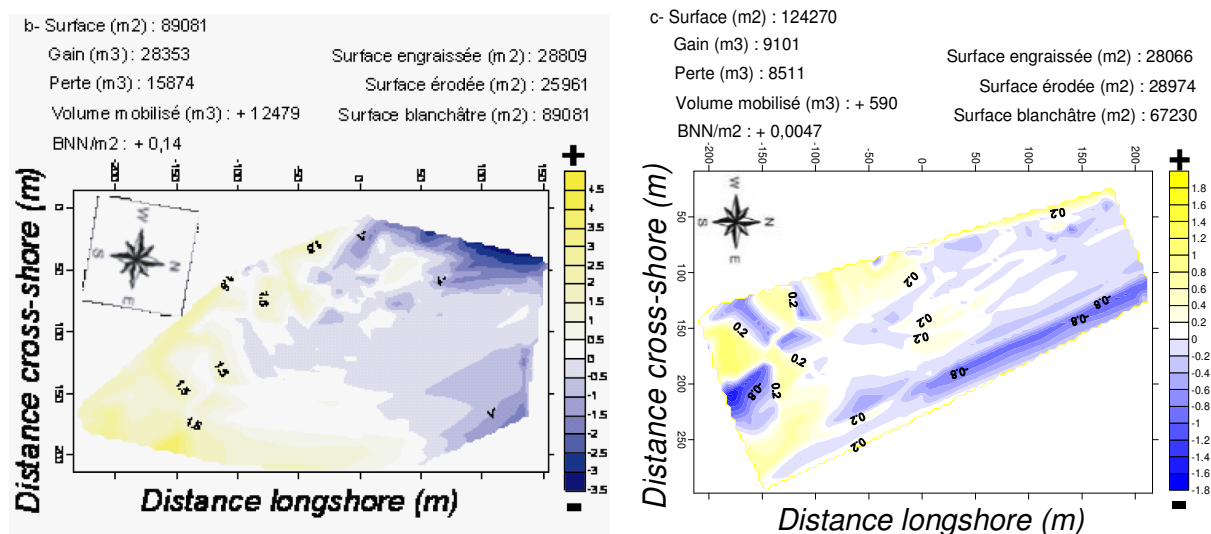
b- 25 / 06 / 2005 – 25 / 09 / 2005

Comme dans le cas des deux plages précédentes, c'est la période qu'a connu le plus d'accumulation, on a eu un important engraissement de $0,14\text{m}^3/\text{m}^2$ entre les levés de juin 2005 et septembre 2005, l'engraissement a intéressé l'estran et la partie basse de la plage, alors que la plage sèche a été soumise à la déflation.

c- 25 / 09 / 2005 – 06 / 01 / 2006

Les variations volumiques n'ont pas été importantes cette fois, même si cette période était la plus énergétique, le volume mobilisé est estimé à $+ 0,0047\text{m}^3/\text{m}^2$ (Figure III.27 (c)).

Cependant, la carte des différentielles d'altitudes montre une érosion au niveau de la berme et de l'estran, et une légère accumulation, par endroits, au niveau de la plage sèche, ce qui est caractéristique des profils d'érosion.



3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

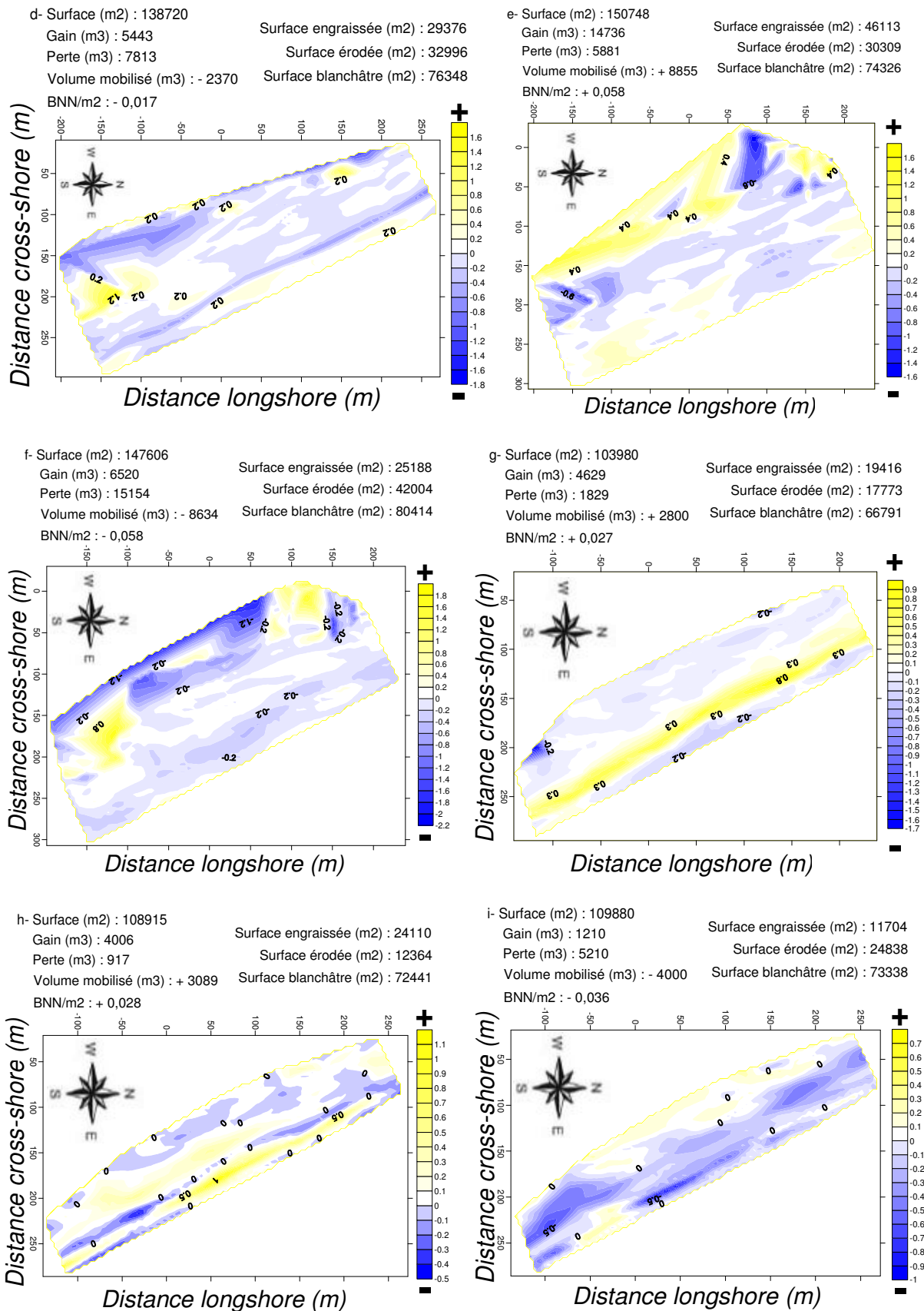


Figure III. 27 – Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Cabo Negro le long de la période du suivi.

d- 06 / 01 / 2006 – 03 / 03 / 2006

La dominance du mauvais temps entre janvier 2006 et mars 2006 a contribué à une perte plus ou moins importante en sédiments estimé à $-0,0171\text{m}^3/\text{m}^2$, cette érosion a intéressé toute la plage pratiquement avec la destruction de la berme. Au niveau de la partie submergée, on observe une accumulation sous forme d'une barre subtidale.

Ceci est en accord avec des recherches réalisées par Lee et *al.* (1998), de "*Field Research Facility USACE*" sur les plages de Duck, North Carolina, qui ont montré que, deux tempêtes ou plus, dans des moments successifs (39 jours), amplifient l'impact morphologique avec érosion du *nearshore* couplée à une accumulation sous forme de barres.

e- 03 / 03 / 2006 – 29 / 04 / 2006

Entre mars et fin avril 2006, période caractérisée par une forte action éolienne, on observe une accumulation au niveau de la plage sèche, l'estran et la partie submergée n'ont pas enregistré de grandes variations, le volume mobilisé est estimé à $+0,058\text{m}^3/\text{m}^2$.

f- 29 / 04 / 2006 – 18 / 06 / 2006

Le même volume accumulé dans la période précédente a été enlevé ($-0,058\text{m}^3/\text{m}^2$) entre fin avril 2006 et juin 2006, l'examen des cartes différentielles d'altitudes montre que l'érosion a intéressé les zones engraisées au cours de la période précédente, ce qui confirme que les variations morphologiques et volumiques correspondent à une redistribution des sédiments.

g- 18 / 06 / 2006 – 15 / 09 / 2006

De juin à septembre 2006, on a de nouveau le développement de la berme, le volume accumulé est estimé à $0,027\text{m}^3/\text{m}^2$.

h- 15 / 09 / 2006 – 14 / 01 / 2007

La plage maintient le développement de la berme qui migre d'avantage vers la mer. Le volume mobilisé est estimé à $+0,028\text{m}^3/\text{m}^2$.

i- 14 / 01 / 2007 – 31 / 03 / 2007

Finalement, entre janvier 2007 et fin mars 2007, on observe une érosion généralisée sur toute la plage, le volume érodé est de $-0,036\text{m}^3/\text{m}^2$ environ.

Ce comportement, caractérisé par des pertes assez réduites de sédiments même aux moments de mauvais temps (janvier 2006 par exemple), et une érosion plus ou moins importante aux moments relativement faibles énergétiquement est due à l'existence du Cap Negro, ce Cap protège la plage contre les houles de tempêtes venant généralement du secteur E – NE ($\theta^\circ = 83$ pour le levé de janvier 2006). Pour les levés de mars 2006 et mars 2007 les données de houles du point *WANA 2006006* montrent que les maximales mensuelles qui avaient lieu juste

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

avant la réalisation des levés topographiques, s'approchaient de directions : 320° ($H_s = 1,4\text{m}$ et $T_p = 5,1\text{s}$) le jour même la réalisation du levé de mars 2006, et 288° ($H_s = 0,9\text{m}$ et $T_p = 3,9\text{s}$) le 27 mars 2007.

II-2-1-3-3 Classification morphodynamique

Les variations temporelles de la pente montrent toujours que les levés de janvier sont les plus pentus. Cependant, on observe cette fois l'individualisation de trois profils : mars 2006, avril 2006 et juin 2006 qui montrent les pentes les plus douces.

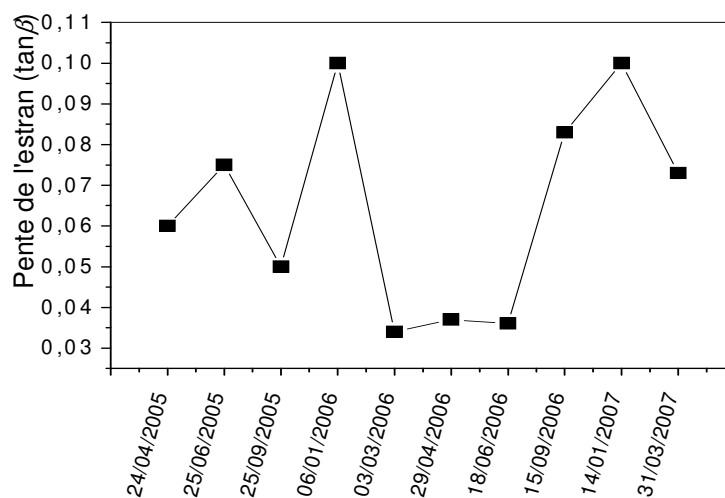


Figure III. 28 – Variations temporelles de la pente moyenne de la plage de Cabo Negro.

Ce comportement serait attribué au développement des barres de *swash* après la période des tempêtes en janvier 2006, et qui jouent un rôle important dans la dissipation de l'énergie incidente.

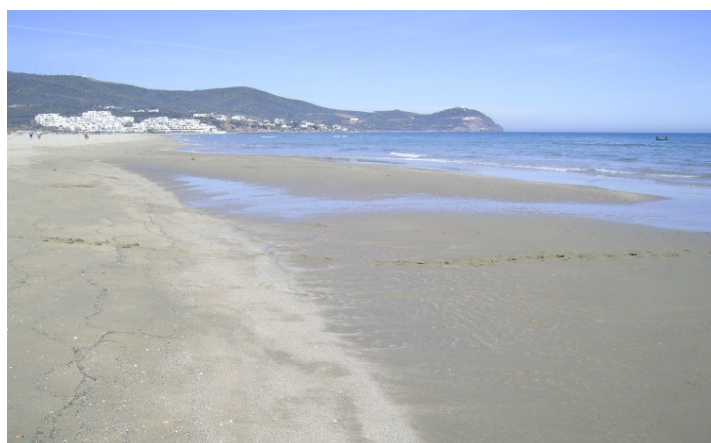


Figure III. 29 – Développement de la barre de swash au niveau de Cabo Negro.

En ce qui concerne la corrélation entre l'énergie incidente et l'évolution de la pente de l'estran, la plage de Cabo Negro présente un rapport très faible, (Figure III. 30).

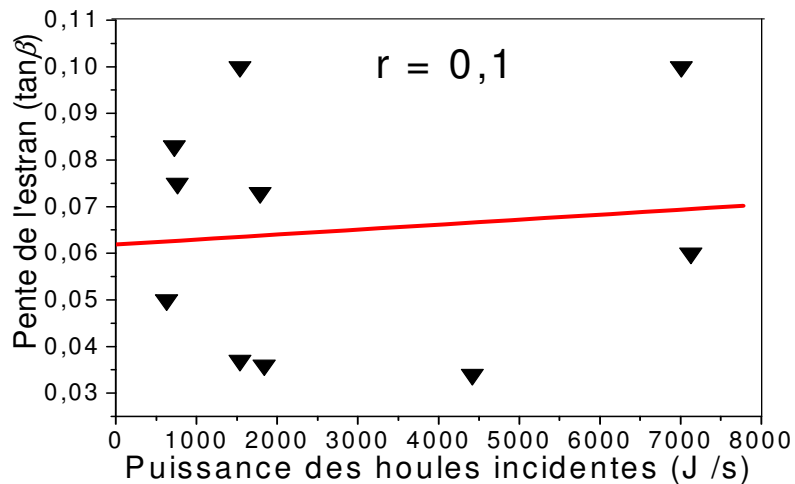


Figure III.30 - Corrélation puissance des houles / pente de l'estran au niveau de la plage de Cabo Negro.

Ainsi, cette plage étant protégée des houles d'E-NE par le Cap Negro, interagit peu avec les houles, sauf aux moments de grande agitation qui génèrent des courants assez forts. En plus, la présence des dunes bien développées intervient dans l'alimentation des zones en déficit sédimentaire.

Les indices morphodynamiques replacent la plage de Cabo Negro dans la catégorie des plages intermédiaires, avec des valeurs moyennes de 22,4 pour le paramètre d'échelonnement de la barre et de 4,93 pour le paramètre de Gourlay. Quant au nombre d'Iribarren, il indique un déferlement de type mixte – plongeant avec une moyenne de 0,55.

Tableau III. 5 – Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Cabo Negro.

Campagnes	H_s (m)	H_b (m)	T_p (s)	D_{50} (μm)	W_s (m.s^{-1})	$\tan\beta$	ξ_b	ε	Ω
24/04/2005	1,1	1,35	6	250	0,0297	0,06	0,38	21,75	7,5
25/06/2005	0,36	0,55	6	235	0,0278	0,075	0,75	5,58	3,3
25/09/2005	0,4	0,51	4	235	0,0278	0,05	0,35	25,64	4,6
06/01/2006	1,1	1,34	5,9	250	0,0297	0,1	0,63	7,91	7,6
03/03/2006	1	1,11	4,5	250	0,0297	0,034	0,18	96,96	8,3
29/04/2006	0,46	0,73	7,4	250	0,0297	0,037	0,40	19,63	3,3
18/06/2006	0,55	0,78	6,2	235	0,0278	0,036	0,31	32,69	4,5
15/09/2006	0,36	0,54	5,7	235	0,0278	0,083	0,79	5	3,4
14/01/2007	0,46	0,73	7,4	250	0,0297	0,1	1	3,14	3,3
31/03/2007	0,5	0,77	7,3	250	0,0297	0,073	0,75	5,58	3,5

Le levé de mars 2006 présente un caractère dissipatif très prononcé associé à un déferlement glissant.

Ainsi, les figures sédimentaires jouent un rôle important dans le comportement morphodynamique de cette plage, la barre pour les levés de mars et juin 2006 font que la plage montre un caractère dissipatif.

II-2-1-4 Discussion

Les trois plages du secteur entre Ras Mazari et Cap Negro ne montrent pas un comportement saisonnier comme décrit dans des modèles classiques (Shih & Komar, 1994), dont les plages présentent un profil d'été accumulatif et un profil d'hiver érosif. Les changements les plus significatifs sont observés après des tempêtes importantes et de haute fréquence, comportement similaire à celui décrit par autres auteurs (Carter, 1988), caractérisé par des profils en recul parallèle en périodes érosives.

Aux moments de beau temps, les houles de faible énergie et les vents soufflants de terre contribuent à l'alimentation de l'estran et la construction de la berme, l'action des vents et plus notable au niveau des plages de Sidi Abdeslam et Cabo Negro présentant des dunes dont la teneur en sables fins est très importante. La berme se développe d'avantage et migre vers la mer, et fini par sa destruction pour former des barres subtidales après les moments de grande agitation. Le mouvement *offshore* des sables durant les tempêtes est souvent attribué aux courants *down-welling* (Niedoroda et al., 1985).

Quant aux variations volumiques, trois périodes ont enregistré des balances positifs, (b) et (g) correspondant aux périodes estivales, et (h), dont la hauteur des houles enregistrés avant les profils de janvier 2007 était de faible amplitude. La période (b), coïncidant avec la plus faible énergie incidente montre les gains les plus importants (Figure III.31).

L'autre remarque qui ressort de cette figure, pour les périodes qui restent, est l'opposition des balances des plages de Sidi Abdeslam et Cabo Negro, quant on a un gain au niveau de la première, on a une perte dans la seconde et vice-versa, ceci serait dû à l'exposition de ces deux plages aux houles incidentes, la plage de Cabo Negro est protégée des houles E-NE par le Cap du même nom et exposée aux houles venant E-SE, alors que la plage de Sidi Abdeslam est en partie protégée des houles E-SE par Ras Mazari et exposée aux houles E-NE. La plage de Martil se trouve dans une situation intermédiaire.

Malheureusement, on ne dispose pas de séries temporelles des directions des houles incidentes pour confirmer cette hypothèse, les directions associées aux maximales mensuelles montrent des valeurs de 320° et 288° enregistrées les jours précédents aux levés de mars 2006 et avril 2007 respectivement, d'où les balances négatives de la plage de Cabo Negro pendant les périodes (d) et (i). En plus, les vents (principaux générateurs des houles) ont montré des directions aux alentours de 200° pour les deux périodes précédentes, et les jours juste avant la réalisation du profil de juin 2006 (période (f)) (Figures III.13 et III.15).

Le degré d'exposition des plages aux houles incidentes expliquerait également les bilans enregistrés pendant la période la plus énergétique (c), et dont les houles incidentes les plus violentes avaient une direction E-NE, ainsi, la plage de Sidi Abdeslam exposée à ces houles, montre la perte la plus importante de toute la période du suivi dans ce secteur, alors que la plage de Cabo Negro, protégée, a enregistré un léger gain. Ceci rappelle au comportement des baies en « Z » (Finkelstein, 1982), qui présentent une zone d'ombre (dans ce cas la plage de

Cabo Negro), une zone exposée (plage de Sidi Abdeslam) et une zone intermédiaire (plage de Martil) (El Mrini et *al.*, 2008).

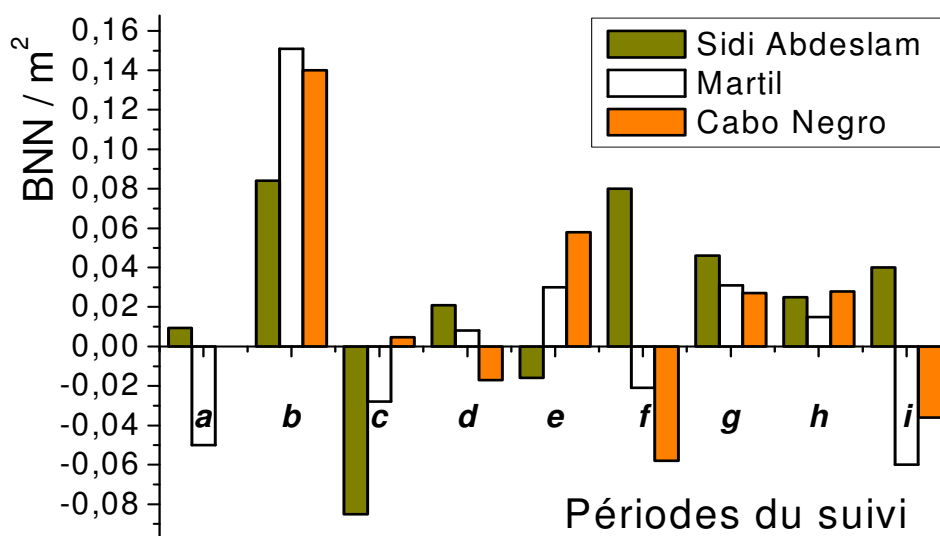


Figure III.31 – Histogrammes montrant les variations des budgets nets normalisés pendant les périodes du suivi au niveau des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro.

L'examen des profils en 2D et des cartes des différentiels d'altitudes montre que les principales variations sont localisées au niveau de la berme et de l'estran pour les trois plages. Cependant, les plages de Cabo Negro et Sidi Abdeslam montrent d'importantes variations également au niveau de la plage sèche, les cartes des différentiels d'altitudes montrent que les gains les plus importants au niveau de "Backshore" coïncident généralement avec les périodes d'agitation importantes avec des vents venants de mer, alors qu'aux moments de beau temps et avec des vents soufflants de terre on a érosion à ce niveau.

Plusieurs auteurs ont mis en évidence dernièrement le rôle de "shoreface" dans l'alimentation de la zone supratidale et des dunes (Aagaard et *al.*, 2004 ; Anthony & Héquette, 2005). Ainsi, les variations du stock sédimentaire sont épisodiques, et dues aux tempêtes les plus importantes, capables de véhiculer d'importantes quantités de sable, le sable est mobilisé dans la direction "offshore" et déposé à la rencontre d'une surface humide, ou bien dans la direction "onshore" pour être attrapé par les dunes. L'effet du régime éolien est important à ce niveau, le sable déposé au "Backshore" est redistribué par les vents, l'existence d'un large "Backshore" comme dans le cas de la plage de Cabo Negro, favorise le développement et le mouvement des dunes embryonnaires. Ainsi, ces plages ont un comportement d'un système complet, l'enlèvement du sable dans certaines unités est récompensé par des dépôts dans d'autres unités, ce qui expliquerait les faibles variations volumiques. A cet égard, il est à noter qu'à partir de la protection du développement des dunes embryonnaires contre l'érosion aux moments des tempêtes, on renforce la capacité d'accrétion du système plage – dune (cas de la plage de Cabo Negro pendant la période (c)).

En ce qui concerne le comportement morphodynamique, les trois plages de ce secteur présentent en moyenne un profil de type intermédiaire associé à un déferlement de type mixte

– plongeant. Cependant, on observe des fluctuations dans l'état de ces plages selon les périodes du suivi (Figure III. 32).

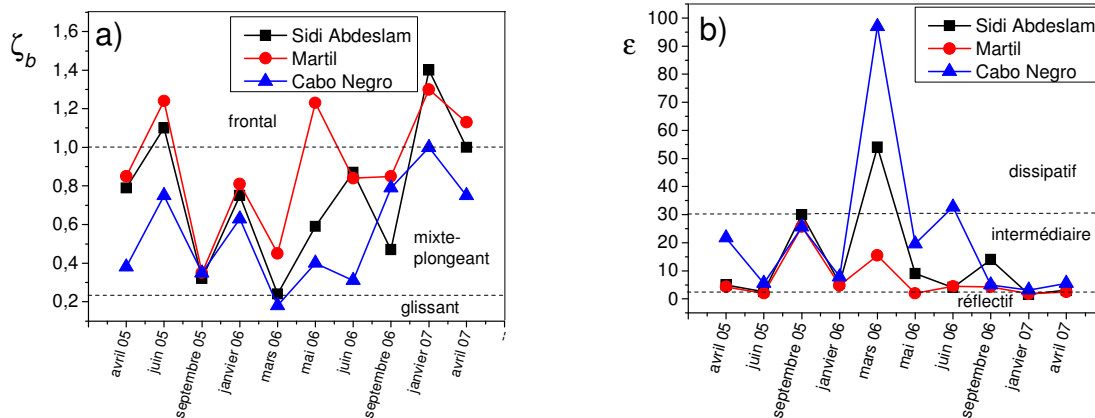


Figure III. 32 – Évolution temporelle des indices caractérisant l'état des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro ; a) nombre d'Iribarren et b) paramètre d'échelonnement de la barre.

Cette figure montre les variations des deux indices, qui prennent en considération les caractéristiques de la houle et la pente de la plage, et permet donc de comparer la réponse de chaque plage aux houles incidentes.

Les trois plages présentent une évolution presque identique des indices, les valeurs les plus proches entre les trois plages sont enregistrées en septembre 2005, après une longue période de beau temps permettant l'engraissement de l'estran et qui reflètent un comportement intermédiaire tendant vers un état dissipatif, et de janvier 2006 et 2007 qui reflètent un comportement intermédiaire tendant vers un état réfléchitif. Ceci montre que les trois plages de ce secteur se comportent de façon identique face aux événements extrêmes.

La campagne de mars 2006 montre des profils dissipatifs associés à un déferlement glissant, notamment pour les plages de Cabo Negro et Sidi Abdeslam, ce qui montre l'importance du rôle des dunes dans l'alimentation de l'estran aux moments de forts vents de terre. La plage de Martil ne présente aucun profil dissipatif. En ce qui concerne les états réfléchitifs, la plage de Martil en reflète quatre associés à un déferlement frontal : juin 2005, mai 2006, janvier 2007 et avril 2007.

En récapitulatif, les réponses morphodynamique des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro coïncident avec ce qu'on a dit de la corrélation entre la pente et l'énergie incidente, ainsi, les trois plages reflètent des réponses intermédiaires, avec une tendance vers des états réfléchitifs pour la plage de Martil et une tendance vers des états dissipatifs pour la plage de Cabo Negro. La plage de Sidi Abdeslam montre un comportement intermédiaire entre les deux états. Ceci montre que le degré d'exposition de ces plages aux houles incidentes joue un rôle important dans leur comportement morphodynamique.

II-2-2 Secteur Cap Negro – Fnideq

II-2-2-1 La plage de Ksar Rimal

Cette plage présente une forte pente, une berme et des croissants de plage bien développés, le passage entre l'estran et le subtidal se fait par une rupture de pente assez prononcée. Les ruptures de pentes sont associées avec un changement dans les caractères des sédiments, l'estran est caractérisé par des sédiments grossiers riches en fragments coquilliers, notamment des lamellibranches (*Glicemeris* et *Cardium*). Actuellement, cette plage est fortement occupée par des résidences et des complexes à vocation touristique que, souvent, l'on continue à édifier à l'emplacement même de supratidal (Figure III. 33).



Figure III. 33 – Photo de la plage de Ksar Rimal.

Les échanges sédimentaires de cette plage sont influencés par les aménagements, la destruction des dunes et l'existence du port Kabila juste au sud perturbent les échanges longitudinaux et transversaux, ce qui contribue à la mobilisation des sédiments récents et l'affleurement des dépôts plus anciens.

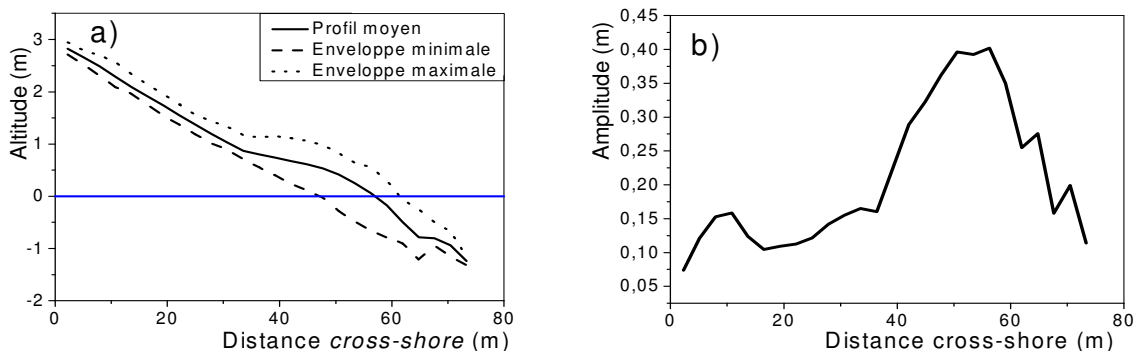


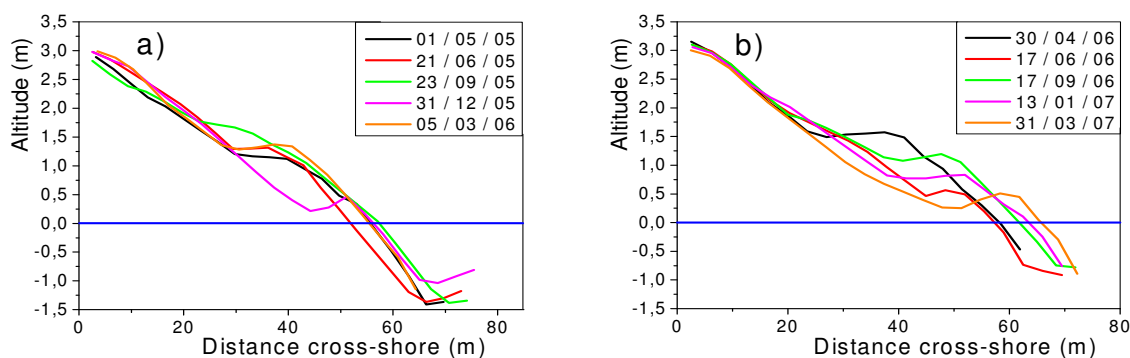
Figure III. 34 – Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Ksar Rimal a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Le profil moyen et les enveloppes, maximale et minimale, montrent que les variations les plus significatives se concentrent au niveau de l'estran et de la zone de développement des bermes. La pente moyenne n'a pas connu également de changements importants, elle est de 0,053 pour le profil moyen, 0,057 pour l'enveloppe minimale et 0,049 pour l'enveloppe maximale.

II-2-2-1-1 Variations saisonnières

Les variations saisonnières se caractérisent également par une évolution en recul parallèle selon la description de (Nordstrom & Jackson, 1992).



III. 35 - Superposition des profils de la plage Ksar Rimal ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.

Durant la première année du suivi, on met en évidence l'individualisation de deux profils, celui de septembre 2005, qui reflète un profil d'été typique avec une allure convexe, le plus aggradant, avec érosion de la partie supratidale, et celui de décembre 2005, caractéristique d'un profil d'hiver, avec accumulation au niveau de supratidal, érosion au niveau du replat de la berme (voir figure I. 32) et développement de la barre subtidale.

Pour la deuxième année du suivi, on n'observe pas une claire évolution saisonnière, et comme dans le cas de la plage de Cabo Negro, les profils les plus érosifs sont ceux de juin 2006 et de fin mars 2007 montrant un début de destruction de la berme.

II-2-2-1-2 Variations volumiques

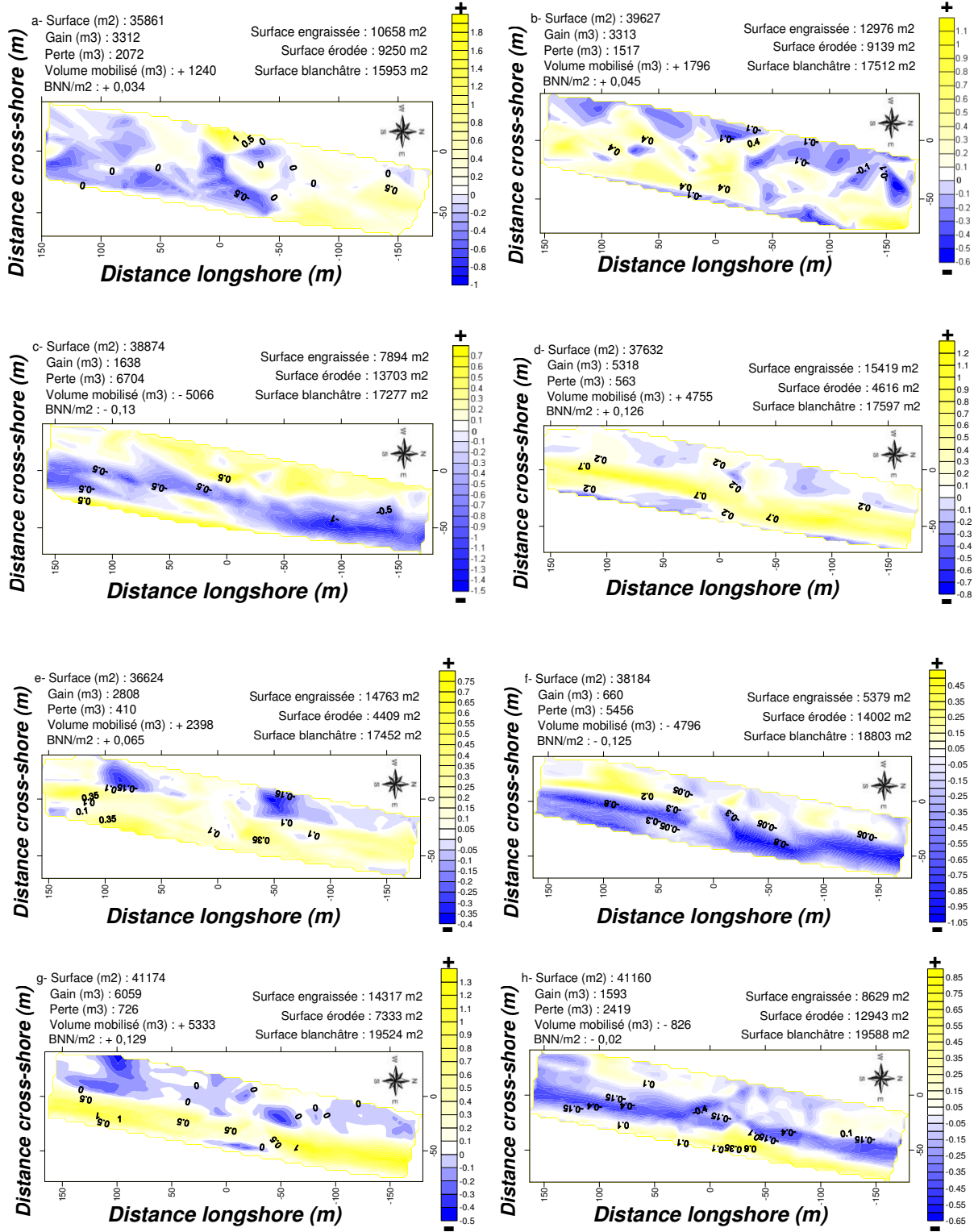
a- 01 mai 2005 – 21 juin 2005

Cette période n'a pas connu une tendance nette des flux de sédiments, les surfaces d'engraissement et d'érosion sont presque de même taille, le volume mobilisé est estimé à + 0,034 m³/m².

b- 21 juin 2005 – 23 septembre 2005

On a enregistré une accumulation pendant cette période également, cependant, elle n'a pas été assez importante comme dans le cas des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro, le volume gagné est estimé à 0,045 m³/m², et l'accumulation a intéressé l'estran essentiellement.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS



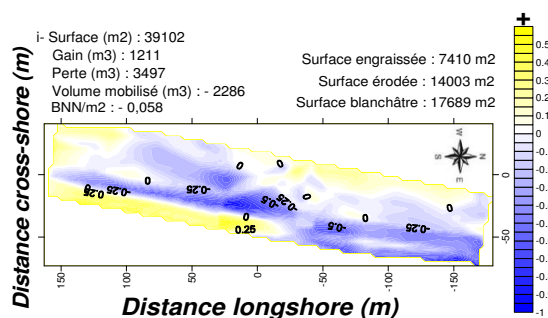


Figure III. 36 – Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Ksar Rimal le long de la période du suivi.

c- 23 septembre 2005 – 31 décembre 2005

Lors de la réalisation du levé de 31 décembre 2005, la plage de Ksar Rimal montra de claires indices d'érosion (voir figure I. 32), le volume mobilisé est le plus important pendant toute la période de suivi, estimé à $- 0,13 \text{ m}^3/\text{m}^2$, la carte des différentielles d'altitudes montre que l'érosion a été concentrée au niveau de la berme et de l'estran, alors que le supratidal, et notamment, la barre subtidale ont connu une accumulation de sédiments.

d- 31 décembre 2005 – 05 mars 2006

Cette fois aussi la plage de Ksar Rimal présente une réponse différente aux autres plages, la carte des différentielles d'altitudes montre que, pendant cette période on a une récompense des volumes érodés précédemment, le volume accumulé est estimé à $+ 0,126 \text{ m}^3/\text{m}^2$, localisé au niveau de la berme et de l'estran, ce qui confirme que l'évolution de ce type de plages est en réalité une redistribution des stocks sédimentaires.

e- 05 mars 2006 – 30 avril 2006

Cette période a été caractérisée au niveau de la zone par des vents assez violents, cependant, l'action de la déflation a été moins prononcée cette fois à cause de l'étroitesse de cette plage, l'absence de dunes et l'importance de la taille des sédiments, ainsi, on a eu un gain assez important on compare avec les plages précédentes, estimé à $+ 0,065 \text{ m}^3/\text{m}^2$, et qui a intéressé une grande surface de cette plage.

f- 30 avril 2006 – 17 juin 2006

Pendant cette période, exceptionnellement énergétique, on a enregistré une érosion généralisée, le volume enlevé est de $- 0,125 \text{ m}^3/\text{m}^2$ environ, la berme et l'estran ont accusé le plus cette érosion.

g- 17 juin 2006 – 17 septembre 2006

Le volume enlevé pendant la période précédente a été restitué, une autre fois, durant cette période d'été, ainsi, on a enregistré un gain de volume estimé à $+ 0,129 \text{ m}^3/\text{m}^2$ localisé au niveau de la berme et de l'estran.

h- 17 septembre 2006 – 13 janvier 2007

Cette période n'a pas connu de grandes variations en volumes, on a noté une légère perte de $-0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$, la carte des différentielle d'altitude indique qu'il s'agit d'une période érosive, avec pertes au niveau de la berme et de l'estran et développement de la barre.

i- 13 janvier 2007 – 31 mars 2007

L'érosion se poursuit pendant cette période et elle est plus prononcée ($-0,058 \text{ m}^3/\text{m}^2$), le développement de la barre et l'érosion de l'estran se poursuivent également.

En récapitulatif, on assiste à de faibles variations de volumes au niveau de la plage de Ksar Rimal, les changements les plus significatifs sont enregistrés suite aux événements énergétiques de grande amplitude, les volumes enlevés pendant ces événements sont rapidement restitués à l'arrivée de périodes moins violentes.

II-2-2-1-3 Classification morphodynamique

La pente de la plage de Ksar Rimal n'a pas connu de grandes variations durant la période de suivi, et oscille entre 0,09 et 0,12, les valeurs moins fortes suivent des longues périodes de beau temps. Ces valeurs confirment la relation directe entre la pente et la granulométrie, observée par plusieurs auteurs (Bascom, 1951 ; Shih & Komar, 1994 ; Reis & Gama, 2010).

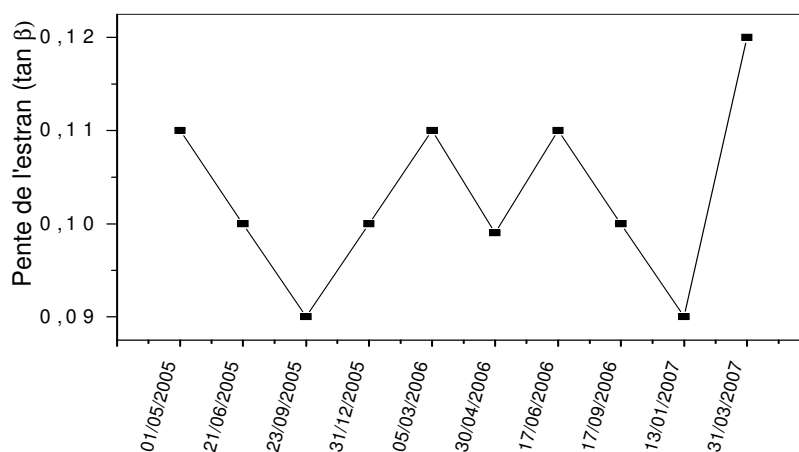


Figure III. 37 – Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Ksar Rimal.

A cause des faibles variations de la pente, on a jugé que la représentation de la corrélation entre celle-ci et la puissance des houles incidentes ne serait pas de grande signification.

En ce qui concerne l'état morphodynamique, la plage de Ksar Rimal reflète un caractère nettement réfléchissant à intermédiaire, avec des valeurs moyennes de 5 pour le paramètre d'échelonnement de la barre et de 1,5 pour le paramètre de Gourlay. Le nombre d'Iribarren indique un déferlement de type mixte-plongeant à frontal avec une valeur moyenne de 0,86.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Les limites des paramètres morphodynamiques ne coïncident pas avec les limites proposées par autres auteurs (Wright et *al.*, 1985 ; Carter, 1988). Le paramètre de Gourlay présente une valeur caractérisant une plage réfléchive pour tous les levés, alors que le paramètre d'échelonnement de la barre indique des états intermédiaire à l'exception de dernier levé réalisé en fin mars 2007, où la valeur est clairement réfléchive.

Tableau III. 6 – Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Ksar Rimal.

Campagnes	H _s (m)	H _b (m)	Tp (s)	D ₅₀ (µm)	W _s (m.s ⁻¹)	tanβ	ξ _b	ε	Ω
01/05/2005	1,1	1,35	6	781	0,104	0,11	0,7	6,41	2,1
21/06/2005	0,36	0,55	6	641	0,084	0,1	1	3,14	1,1
23/09/2005	0,4	0,51	4	641	0,084	0,09	0,63	7,91	1,5
31/12/2005	1,1	1,34	5,9	781	0,104	0,1	0,63	7,91	2,1
05/03/2006	1	1,11	4,5	781	0,104	0,11	0,58	9,33	2,3
30/04/2006	0,46	0,73	7,4	781	0,104	0,099	1	3,14	0,95
17/06/2006	0,55	0,78	6,2	641	0,084	0,11	0,96	3,4	1,5
17/09/2006	0,36	0,54	5,7	641	0,084	0,1	0,96	3,4	1,1
13/01/2007	0,46	0,73	7,4	781	0,104	0,09	0,97	3,33	0,95
31/04/2007	0,5	0,77	7,3	781	0,104	0,12	1,24	2	1

Le nombre d'Iribarren présente une évolution similaire à celle de (ε), le levé de fin mars 2007 est le seul qui présente un déferlement frontal.

II-2-2-2 La plage de Tres Piedras

C'est une plage étroite située au sud de la ville de Fnideq et qui présente une forte rupture de pente entre l'estran et la zone infralittorale. La partie supérieure de la plage est constituée de sédiments consolidés (plage fossile) ravinée par de nombreuses crevasses.

Sa morphologie indique clairement des conditions de réflexion selon Wright & Short (1984) et Carter (1988), avec une berme bien développée, ce qui augmente la valeur de la pente de l'estran.

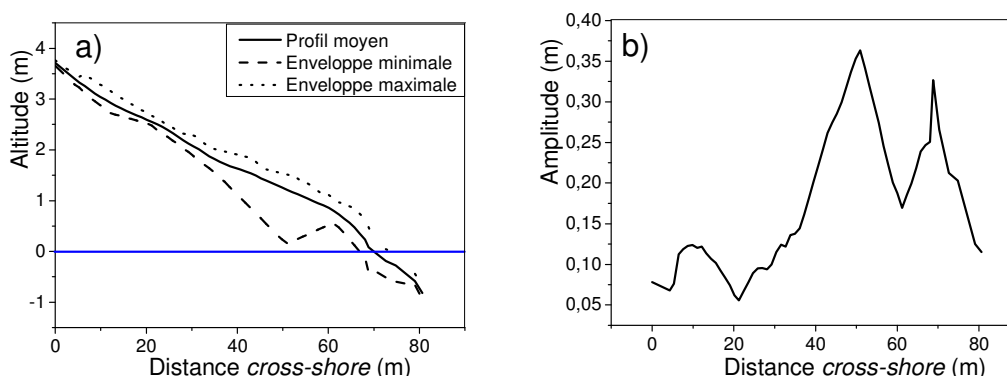


Figure III. 38 – Profil moyen et enveloppes au niveau de la plage de Tres Piedras a) et amplitude de l'écart-type entre les enveloppes b).

Le profil moyen et les enveloppes, maximale et minimale, montrent que les variations les plus significatives se déroulent au niveau de l'estran et de la berme (Figure III. 38), notamment au replat de la berme suite aux conditions de grande agitation.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

La pente du profil moyen est de 0,048, celle de l'enveloppe minimale est de 0,054 et celle de l'enveloppe maximale est de 0,046, elle est proche de la valeur moyenne, ceci indique que les variations morphologiques les plus considérables s'observent au niveau des profils de tempête.

II-2-2-2-1 Variations saisonnières

La figure III. 39 montre que les variations sur le profil de la plage de Tres Piedras sont minimales, probablement parce qu'elle est moins exposée que la plage de Ksar Rimal, du fait qu'elle se trouve protégée par des fonds rocheux.

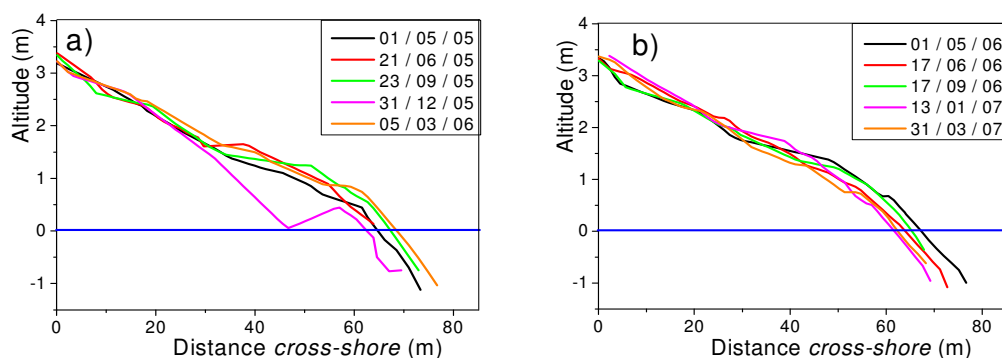


Figure III. 39 - Superposition des profils de la plage de Tres Piedras ; a) première année du suivi, b) deuxième année du suivi.

Les variations morphologiques observées entre les campagnes des périodes calmes et celles des périodes d'agitation importante se font suivant le modèle de recul parallèle, caractéristique des plages réfléchives (Jackson & Nordstrom, 1992). On observe également l'absence d'une tendance saisonnière claire ; les changements les plus importants étant dus à des événements ponctuels de grande énergie, comme la tempête de fin décembre 2005, caractérisée par une érosion généralisée, notamment au niveau du replat de la berme qui forme un chenal rempli d'eau (Figure III. 40).



Figure III. 40 – La plage de Tres Piedras juste après tempête (31 décembre 2005).

II-2-2-2-2 Variations volumiques

La figure III. 41 montre les différentiels d'altitudes entre des campagnes successives pendant de la période du suivi. Il est à noter que pour les périodes a) et b), les mesures se limitent à l'estran à cause d'une invasion de méduses qu'on a connue la zone en juin 2005, et on a pas pu ainsi faire des mesures dans la partie immergée de la plage.

a- 01 mai 2005 – 21 juin 2005

Cette première période du suivi a été caractérisée par une accrétion relativement importante, cet engraissement a été réparti sur la surface suivie, le volume mobilisé est estimé à + 0,07 m³/m².

b- 21 juin 2005 – 23 septembre 2005

L'état d'engraissement se poursuit et le même volume que la période précédente a été engraisé, cependant, cette fois l'accumulation est plus concentrée au niveau de la berme et de l'estran, ce qui est caractéristiques des périodes estivales et de beaux temps.

Les cartes des différentiels d'altitudes des périodes a) et b) montrent un comportement presque identique à celui de la plage de Ksar Rimal pour les mêmes périodes.

c- 23 septembre 2005 – 31 décembre 2005

On a enregistré une érosion accentuée et généralisée au niveau de toute la plage, la berme a souffert le plus des tempêtes de fin décembre 2005, et on y observe une perte de sédiments très importante et qui dépasse 1m par endroit. Le volume mobilisé a été le plus important durant la période du suivi et estimé à -0,2 m³/m².

d- 31 décembre 2005 – 05 mars 2006

Contrairement à la période précédente, cette période a été dominée par une accumulation, qui a intéressée la berme, l'estran et une partie de la plage immergée, le volume accumulé est estimé à +0,138 m³/m² environ.

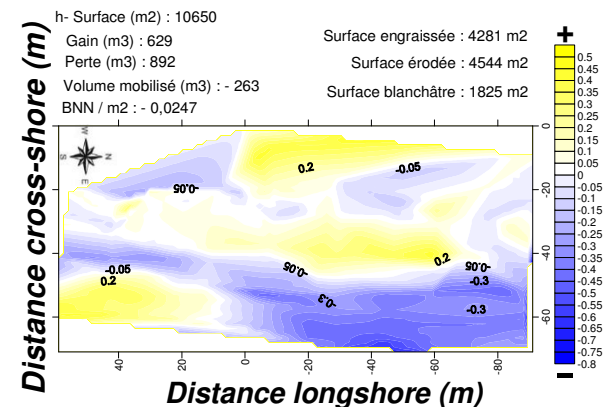
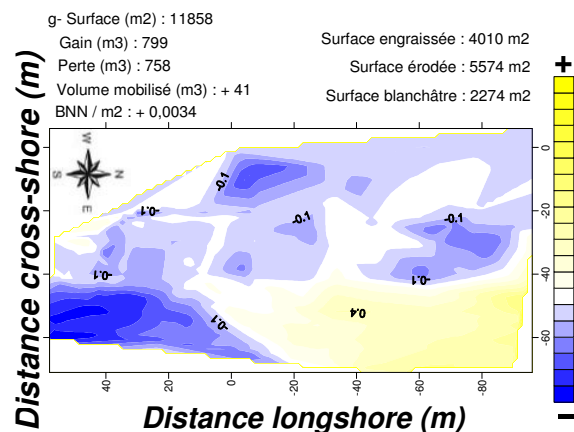
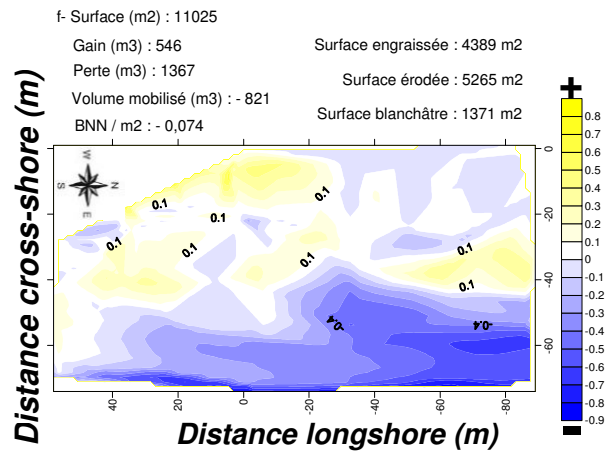
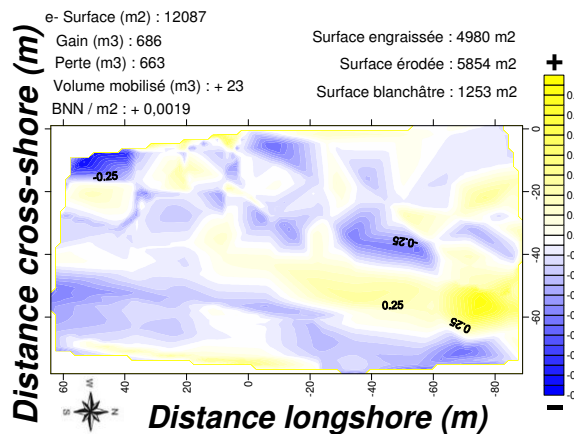
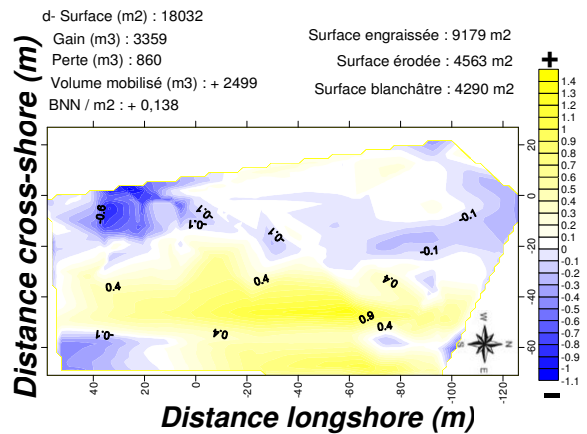
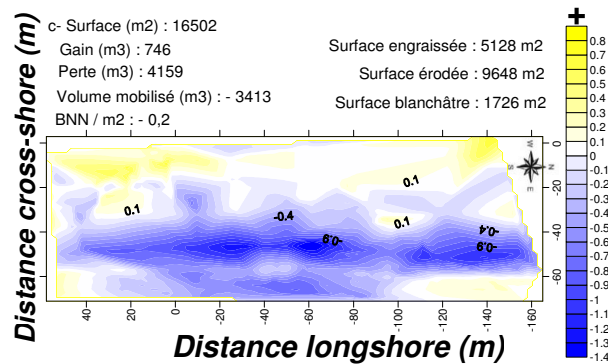
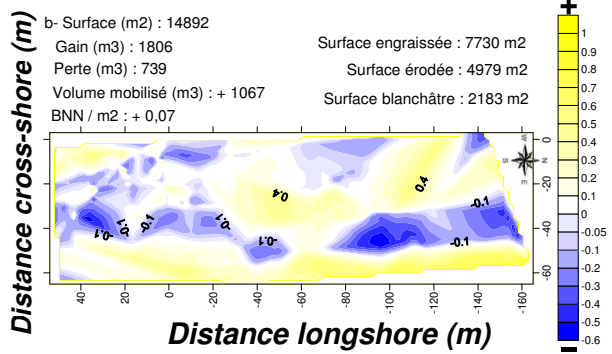
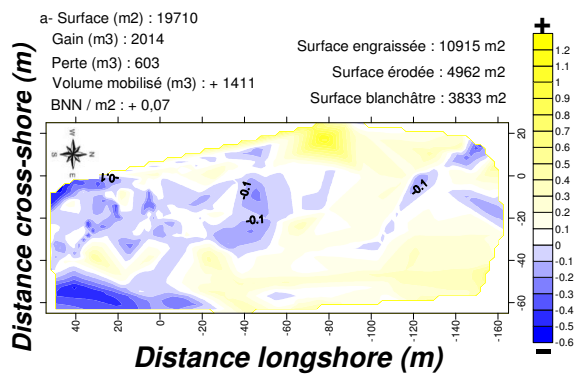
e- 05 mars 2006 – 01 mai 2006

Durant cette période la plage n'a pas enregistré de changements significatives, le volume mobilisé est très négligeable, estimé à +0,0019 m³/m².

f- 01 mai 2006 – 17 juin 2006

Cette période a été dominée par une érosion relativement importante, particulièrement au niveau de la partie atteinte par l'eau, et ceci suite à des événements d'agitation importante enregistrés quelques jours avant la réalisation du levé topobathymétrique ($H_s = 2m$). Le volume mobilisé est estimé à -0,074 m³/m².

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS



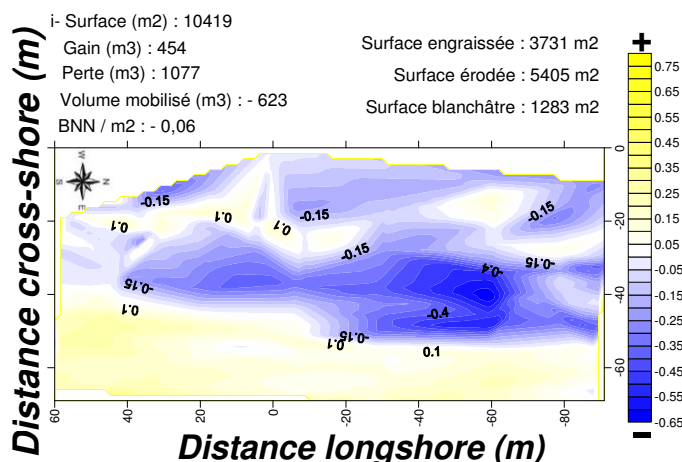


Figure III. 41 – Variations volumétriques enregistrées au niveau de la plage de Tres Piedras le long de la période du suivi.

g- 17 juin 2006 – 17 septembre 2006

Contrairement au cas de la plage de Ksar Rimal, cette période a été marquée par un changement mineur, le volume mobilisé est estimé à $+ 0,0034 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Cependant, la surface érodée a été plus importante et a intéressée tous les compartiments de la plage pratiquement. Quant à l'accumulation, elle a été concentrée au niveau de la berme, et spécialement dans la partie nord de la plage, accompagnée d'une augmentation de la pente de l'intertidal (El Mrini et al, 2007).

h- 17 septembre 2006 – 13 janvier 2007

Une claire tendance à l'érosion a été observée en janvier 2007, reliée à l'impact des tempêtes qui avaient lieu en octobre et novembre, et qui ont eu comme résultat l'érosion de la berme, et un transport des flux sédimentaires *onshore* et *offshore* (El Mrini et al, 2007). Le volume mobilisé est estimé à $- 0,0247 \text{ m}^3/\text{m}^2$ environ.

i- 13 janvier 2007 – 31 mars 2007

Cette période a été plus énergétique que la précédente, et par conséquent, le taux d'érosion a augmenté sensiblement atteignant une valeur de $- 0,06 \text{ m}^3/\text{m}^2$, cette perte a été généralisée, et on observe la destruction de la berme dont les sédiments enlevés ont servi à l'alimentation de la partie submergée de la plage.

II-2-2-2-3 Classification morphodynamique

Comme dans le cas de la plage de Ksar Rimal, on a enregistré de faibles variations de la pente de l'estran qui oscille entre 0,08 et 0,12, la différence réside, cette fois, en l'augmentation de la pente après une longue période du temps calme (septembre 2005), et sa relative diminution après des périodes caractérisées par une grande agitation (décembre 2005 et juin 2006), ce comportement est à relier avec l'érosion de la berme dans le second cas, et son développement dans le premier (El Mrini et al, 2007).

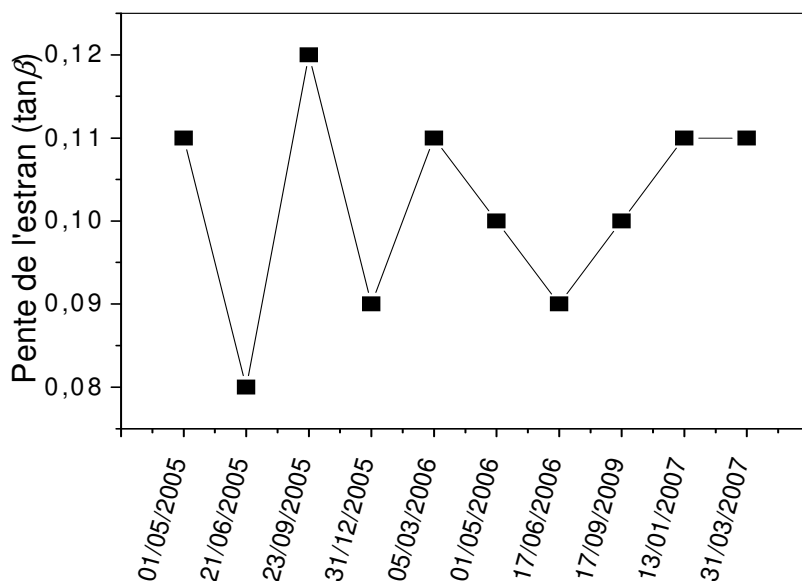


Figure III. 42 – Variations temporelles de la pente de l'estran au niveau de la plage de Tres Piedras.

Ainsi, et à la différence du secteur sud, les plages du secteur nord du littoral tétouanais ne présentent pas d'importantes variations de pente de l'estran à cause de l'importance de la taille des grains et l'étroitesse de l'estran, ce qui diminue l'interaction entre l'estran et les eaux de mer. En plus, l'existence d'une berme plus développée dans les plages de ce secteur fait augmenter la pente de l'estran, l'érosion de la berme en période de tempêtes fait diminuer la valeur de la pente.

On considérant l'analyse qualitative des états morphologiques de la plage de Tres Piedras (Tableau III.7), les paramètres morphodynamiques présentent des valeurs proches à celle de la plage de Ksar Rimal, avec une moyenne de 0,85 pour le nombre d'Iribarren, indiquant un déferlement plongeant, ceci est en accord avec les observations sur le terrain (Figure III. 43).

Tableau III. 7 – Indices morphodynamiques caractérisant le type de déferlement et le type du profil de plage de Tres Piedras.

Campagnes	H_s (m)	H_b (m)	T_p (s)	D_{50} (μm)	W_s (m.s^{-1})	$\tan\beta$	ξ_b	ε	Ω
01/05/2005	1,1	1,35	6	735	0,0975	0,11	0,7	6,4	2,3
21/06/2005	0,36	0,55	6	495	0,0631	0,08	0,8	4,9	1,45
23/09/2005	0,4	0,51	4	495	0,0631	0,12	0,84	4,45	2
31/12/2005	1,1	1,34	5,9	735	0,0975	0,09	0,57	9,66	2,33
05/03/2006	1	1,11	4,5	735	0,0975	0,11	0,58	9,33	2,53
01/05/2006	0,46	0,73	7,4	735	0,0975	0,1	1	3,14	1
17/06/2006	0,55	0,78	6,2	495	0,0631	0,09	0,79	5	2
17/09/2006	0,36	0,54	5,7	495	0,0631	0,1	0,96	3,4	1,5
13/01/2007	0,46	0,73	7,4	735	0,0975	0,11	1,18	2,25	1
31/03/2007	0,5	0,77	7,3	735	0,0975	0,11	1,14	2,41	1

Quant au paramètre d'échelonnement de la barre, il reflète un comportement allant d'intermédiaire à réfléchif, la valeur moyenne étant de 5,1, les conditions de réflectivité sont confirmées par le paramètre de Gourlay qui montre une valeur moyenne de 1,7.



Figure III. 43 - Déferlement plongeant au niveau de la plage de Tres Piedras (05 / 05 / 2006).

Le tableau III. 7 montre l'existence de trois profils hautement réfléchifs par rapport aux autres, et dont les houles tendent à avoir un déferlement frontal, il s'agit des profils de mai 2006, janvier 2007 et celui de fin mars 2007.

II-2-2-3 Discussion

Comme le secteur sud, les deux plages de secteur Cap Negro – Fnideq présentent de faibles variations saisonnières, étant les changements les plus significatifs observés après des tempêtes importantes et de haute fréquence, comme celles enregistrées pendant les périodes (c) et (f), et un comportement en recul parallèle selon la description de (Nordstrom & Jackson, 1992). L'effet du vent a moins d'influence dans la dynamique des plages de ce secteur comme le montrent les profils en 2D et les cartes de différentiels d'altitude, vue l'absence des dunes, l'étroitesse de la plage sèche, l'importance de la taille des grains et la présence du jbel Zem-Zem qui constitue un obstacle face aux vents d'ouest.

Les variations volumiques montrent une tendance plus prononcée à l'érosion par rapport aux plages de secteur sud, les deux plages présentent les mêmes tendances, les périodes les plus érosives sont enregistrées aux moments de tempêtes, en plus, les volumes enlevés coïncident *grosso modo* avec l'intensité des houles incidentes (Figure III. 44).

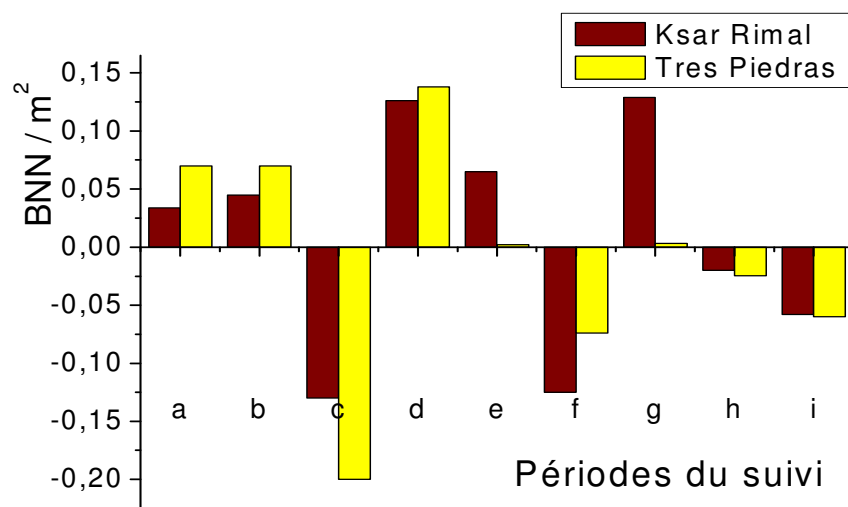


Figure III.44 – Histogrammes montrant les variations des budgets nets normalisés pendant les périodes du suivi au niveau des plages du secteur Ras Cap Negro – Fnideq.

En ce qui concerne les périodes d'accrétion, les gains les plus importants ne coïncident pas forcément avec les périodes les plus calmes, mais occurrent pendant une période calme se produisant juste après une période de tempêtes, ce comportement est mieux observé pour la plage de Ksar Rimal, dont les volumes accumulés sont proches des volumes enlevés pendant la période agitée précédente (c et d) et (f et g). Quant à la plage de Tres Piedras, elle montre une faible capacité de récupération pour les mêmes périodes, ceci est peut être dû à la présence d'une avant-côte plus accidentée à ce niveau, et où on passe à des profondeurs assez importantes tout près de la ligne du rivage (Figure II. 15), ce qui diminue la capacité des houles de beau temps d'emporter leur charge solide à des faibles profondeurs.

Ce secteur se caractérise également par la présence d'un grand nombre de structures anthropiques et d'obstacles naturels, la présence du Cap Negro et du port Kabila inhibent la plage de Ksar Rimal de recevoir les apports de la dérive sud-nord, ainsi, on assiste à ce niveau à un remaniement des sédiments et l'affleurement de dépôts plus anciens matérialisés par les fragments de coquilles, notamment en période de tempêtes, la présence de ces dépôts grossiers contribue à l'augmentation de la pente de l'estran en considérant la relation classique proposée par Bascom (1951) et au développement de la berme. Durant les conditions d'agitation, l'érosion se concentre au niveau de la berme, ce qui contribue à la diminution de la pente de l'estran, ceci est typique du comportement des plages ayant des valeurs de pente intermédiaires à élevées (Wright & Short, 1984), et tout à fait similaire au *beach pivoting mechanism* décrit par CERC (1984), Hardisty (1986), Hughes & Cowell (1987), Thom & Hall (1991) et Benavente & Reyes (1999). Anfuso et al (2007) avait évoqué le même comportement pour d'autres plages du même secteur.

Quant au comportement morphodynamique, les deux plages présentent des réponses plus ou moins similaires aux houles incidentes, reflétant ainsi un état intermédiaire tendant vers réfléchif et un déferlement mixte – plongeant tendant à frontal (Figure III.45).

Au contraire du secteur sud, le profil de tempête (dans ce cas celui de fin décembre 2005) montre des valeurs plus élevées pour le paramètre d'échelonnement de la barre (ϵ) et moins élevées pour le nombre d'Iribarren, ceci est dû à la diminution de la valeur de la pente de l'estran suite à l'érosion de la berme.

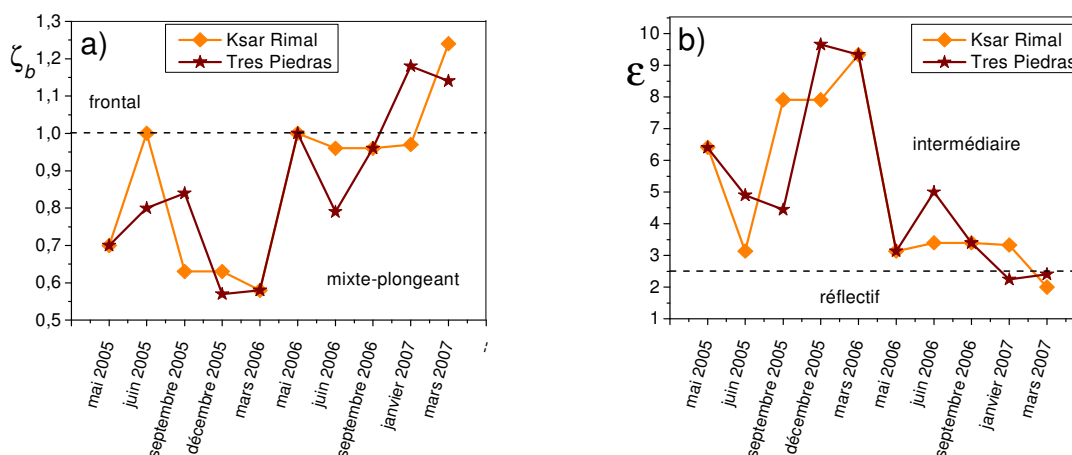


Figure III. 45 – Évolution temporelle des indices caractérisant l'état des plages du secteur Cap Negro - Fnideq ; a) nombre d'Iribarren et b) paramètre d'échelonnement de la barre.

III SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Les données des houles confirment qu'il s'agit d'un littoral de faible agitation, les périodes les plus énergétiques sont enregistrées généralement en hiver, pendant les mois de décembre, janvier et février, où les H_s dépassent souvent 4m.

Pour caractériser le comportement des plages du littoral tétouanais, nous avons réalisé un suivi topographique à périodicité bimensuelle à saisonnière sur une durée de deux ans, et nous avons essayé d'établir la relation entre les variations des profils de ces plages avec les paramètres des houles incidentes et les caractéristiques des sédiments. Les mesures ont couvert la zone comprise entre la plage subaérienne jusqu'à une profondeur de -1m environ du niveau moyen des eaux, ce dernier a été considérée comme étant la valeur moyenne des niveaux d'eaux de toutes les campagnes. Cette méthode a résolu les problèmes de la variation de la position du niveau de mer (Anfuso et al., 2007), en plus, on a enregistré une bonne corrélation érosion/recul linéaire avec les variations volumiques calculées.

Les Cinq plages choisies pour ce suivi ont montré peu de changements, les variations du profil et des volumes impliqués les plus significatives sont enregistrées après des événements ponctuels d'agitation importante, ainsi, le littoral étudié ne montre pas un comportement saisonnier, ce comportement a été décrit également dans autres études et autres plages : (Davis & Fox., 1972), (Owens & Frobel., 1977), (Carr et al., 1982), (Martinez., 1986), (Donnelly et al., 2001), (Morton & Sallenger., 2003) et (Anfuso et al., 2007). Le profil de plage varie selon le model de recul parallèle, ce comportement est plus prononcé au niveau

des plages montrant une tendance vers des états réfléchies, ce qui est en accord avec la description de Nordstrom & Jackson (1992) et Jackson et *al.* (2002).

Le comportement morphodynamique des plages du littoral tétouanais confirme l'individualisation de deux grandes cellules morphosédimentaires séparées par le Cap Negro, on distingue :

- Le secteur nord, entre Cap Negro et Fnideq (ou *Tamuda Bay*), Très exposé aux houles E et E-NE, ces houles s'approchent ainsi à la côte avec un faible angle ou bien perpendiculairement. Les deux plages de ce secteur choisies dans cette étude ont montré une tendance vers des états de réflectivité, ceci montre l'importance de l'héritage géologique dans la détermination de type de ces plages par son influence sur la source et le type de leur sédiment (Klein & Menezes, 2001) en plus de leur configuration géomorphologique.

Les plages de ce secteur sont constituées de sédiments grossiers résultant de remaniement de dépôts plus anciens (fragments de coquilles). Pendant les tempêtes, nous avons observé la formation d'escarpements et des dépôts sous forme de terrasses. La pente de l'estran est assez importante et a montré peu de variation pendant la période du suivi, ceci est typique des plages évoluant en recul parallèle, l'étroitesse de la pente ne permet pas la formation des barres qu'occasionnellement après des tempêtes très violentes. Les profils en 2D montrent une allure linéaire à convexe avec une ou deux bermes (cas de Ksar Rimal) composées de sédiments grossiers. Les croissants de plage sont également souvent présents à cause de l'étroitesse de la pente et la taille importante des grains. L'érosion de la berme pendant les tempêtes contribue à la diminution de la pente, on distingue ainsi un profil de tempête érosif et un profil de beau temps constructif avec une berme bien développée et une pente plus prononcée.

- Le secteur sud, entre Ras Mazari et Cap Negro, ce dernier joue un rôle très important dans le comportement des plages de ce secteur, il définit en effet des zones exposées, des zones d'ombre et des zones à exposition intermédiaire.

Les sables sont intermédiaires au niveau de la plage de Martil, et tendant vers les fins pour Cabo Negro et Sidi Abdeslam, l'alimentation est assurée par les apports de l'O. Martil pour la première plage et par les dunes pour les deux dernières. Les variations de la pente sont plus importantes que dans le secteur nord, on observe une certaine relation entre ces variations et la taille des grains, plus le sédiment est fin plus les changements de la pente de l'estran sont importants. En plus, est au contraire des plages du secteur nord, on observe que les périodes de beau temps présentent des pentes plus douces que les périodes agitées, ces dernières sont caractérisées par la destruction de la berme et la formation des barres subtidales, notamment au niveau de Cabo Negro et Sidi Abdeslam.

La plage de Martil montre un comportement de plage intermédiaire tendant vers réfléchive, et une pente plus élevée que les plages de Cabo Negro et Sidi Abdeslam qui reflètent un comportement tendant vers dissipatif, ceci est à mettre en relation avec les apports en sables fins à partir des dunes pendant les périodes de beau temps et des vents soufflant de terre, et qui alimentent l'estran contribuant ainsi à l'adoucissement de la pente.

La figure III. 46 représente un modèle de comportement des plages du littoral tétouanais ; le type des plages et leur mobilité est fonction de leur courbature et distance des Caps, exposition aux houles, source et taille des grains et pente de l'estran (Short & Masselink, 1999 ; Klein & Menezes, 2001 ; Klein et *al.*, 2009).

Les plages du littoral tétouanais peuvent être classées ainsi :

- ✓ Exposées, présentent une pente moyenne de l'estran d'environ 0,1 et des grains allant de moyens pour la plage de Martil, à grossiers pour Tres Piedras à très grossiers et riches en débris coquilliers pour Ksar Rimal, ce gradient est conforme au degré d'exposition de ces plages, et se reflète sur leur comportement morphodynamique, la plage de Ksar Rimal est celle qui montre le plus une tendance vers la réflectivité et le contraire pour la plage de Martil.
- ✓ La plage de Sidi Abdeslam, semi exposée vue sa relative proximité de Ras Mazari au sud, elle présente une importante teneur en sédiments fins grâce à l'existence des dunes et une pente intermédiaire.
- ✓ Finalement, la plage de Cabo Negro, protégée par le Cap Negro, présente un enrichissement en grains fins également grâce à l'existence de dunes bien développées. Cette plage montre une courbature et une zone d'ombre importantes, ainsi, aux moments de tempêtes E-NE, seules les houles diffractées peuvent y atteindre. Le comportement morphodynamique de cette plage montre une forte tendance vers des états dissipatives.

Cette classification est basée essentiellement sur une approche géomorphologique, une approche tenant en compte des données courantologiques, des enregistrements plus précis des houles, des mesures sur le terrain de la réfraction / diffraction et de modèle de propagation des houles dans la zone d'ombre est nécessaire pour prouver nos connaissances de ce type de plages (Klein et *al.*, 2009).

Quant aux volumes impliqués, on n'a pas enregistré d'importantes variations également, comportement typique des cellules presque fermées dont les changements volumiques sont le résultat d'une redistribution des sédiments.

On observe cependant des différences entre les plages du secteur nord et celles du secteur sud, les premières montrent une tendance claire à l'érosion avec une faible capacité de

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

récupération des matériaux enlevés, notamment pour la plage de Tres Piedras à cause de l'absence des sources d'alimentation en apports continentaux et la présence d'une pente très accidentée pour sa partie immergée. Les périodes qui ont enregistré les variations les plus significatives sont celles associées aux tempêtes (c) et (f), la période (c) a connu l'érosion la plus importante de toute la période du suivi au niveau de tout le littoral tétouanais ($-0,2 \text{ m}^3/\text{m}^2$) enregistrée à la plage de Tres Piedras.

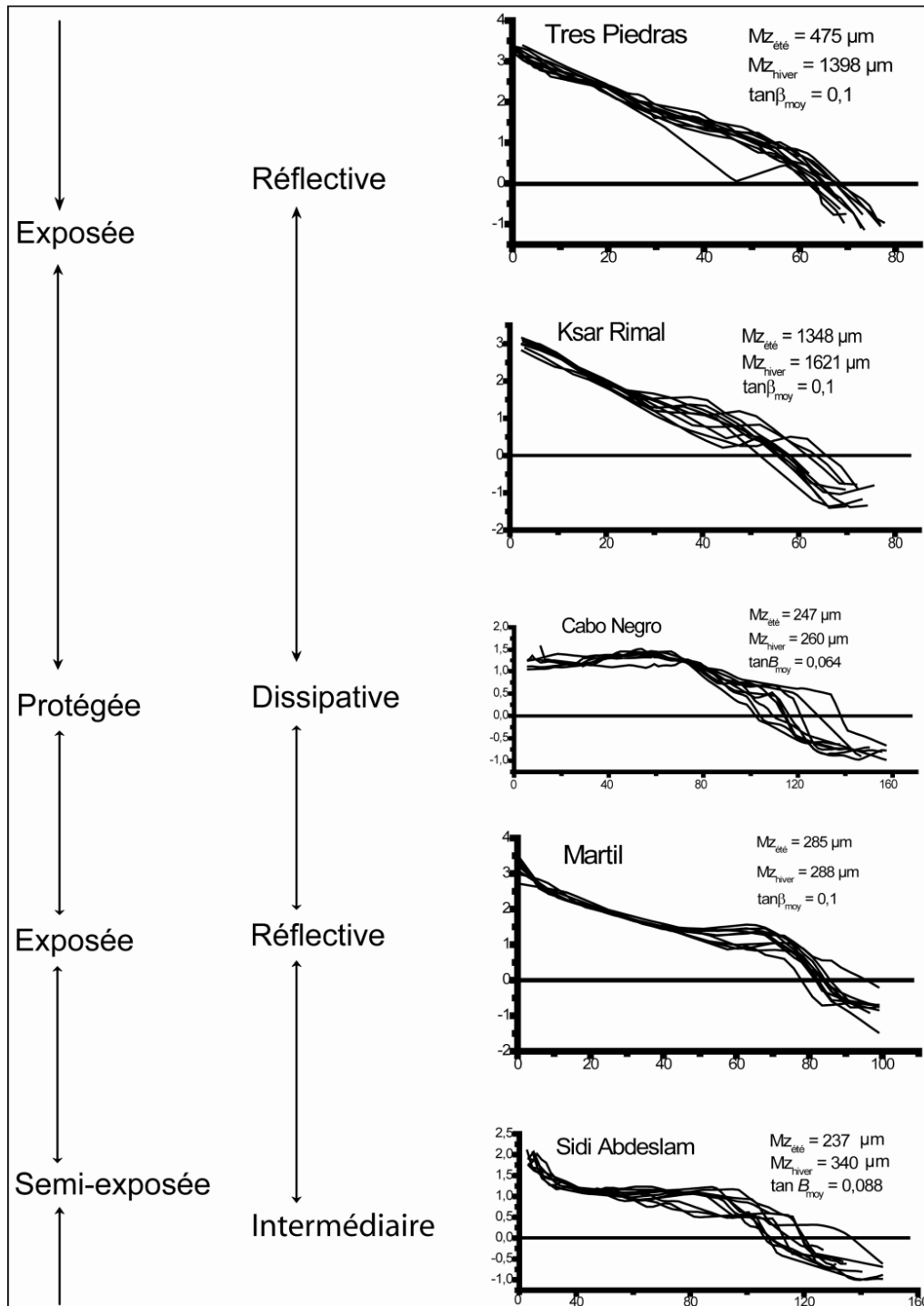


Figure III. 46 – Model séquentiel de profils et types des plages du littoral tétouanais caractérisé par une succession de systèmes Caps – Baies.

Pour le secteur sud, les changements volumiques sont plus complexes à cause de l'existence des deux Caps ; Mazari et Negro, on distingue ainsi deux réponses opposées des deux plages Sidi Abdeslam et Cabo Negro, La plage de Martil se trouve dans une position intermédiaire. La tendance générale des plages de ce secteur est à l'engraissement, ceci est grâce aux apports de l'Oued Martil qui débouche au sud de la plage de Martil, et à la contribution des dunes dans l'alimentation des estrans des plages de Sidi Abdeslam et Cabo Negro.

Les considérations tirées de ce chapitre peuvent être utilisées dans des approches pratiques : (1) la courbature des plages et leur degrés d'exposition sont nécessaires si l'on veut introduire des structures comme les brise-lames ou les épis ou bien pour définir la surface à alimenté en sédiments dans le cas d'un projet de régénération de plages ; (2) la compréhension de comportement morphodynamique des plages est de grande importance pour les travaux de régénération des plages.

CHAPITRE II

COMPORTEMENT DES PLAGES PENDANT LES PÉRIODES DE GRANDE AGITATION ET RISQUES DE SUBMERSION

L'étude réalisée dans le chapitre précédent nous a révélé l'importance des tempêtes dans le modelage de l'état des plages et le contrôle des cycles d'érosion / accrétion des plages du secteur étudié.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la réponse de deux plages à caractères contrastés face aux conditions de grande agitation : d'une part, la plage de Cabo Negro, protégée des houles de tempêtes par le Cap Negro, présentant des dunes assez développées et dont la taille moyenne des grains tend vers les fins, et d'autre part, la plage de Ksar Rimal, exposée, fortement occupée par les résidences et dont les dépôts sont très grossiers et riches en fragments de coquilles. Pour ce faire, on a réalisé un *monitoring* sur deux semaines afin d'analyser la réponse de ces plages à une série de tempêtes enregistrées entre mi-février et début mars, les dates des profils sont respectivement : 28 février 2008, 06 mars 2008 et 12 mars 2008. D'autre part, nous allons déterminer la côte d'inondation suite à la surélévation due aux tempêtes.

En effet, au niveau des côtes basses, comme c'est le cas des plages étudiées, les changements majeurs dans leur configuration se produisent durant les tempêtes (Birkemeier, 1979), ainsi, il est nécessaire la prédiction du possible impact d'une tempête pour une bonne planification des usages et des possibles plans de contingence (Morton, 2002).

I. CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES ET CLIMAT MARITIME PENDANT LA PÉRIODE DU SUIVI

I. 1 Les houles

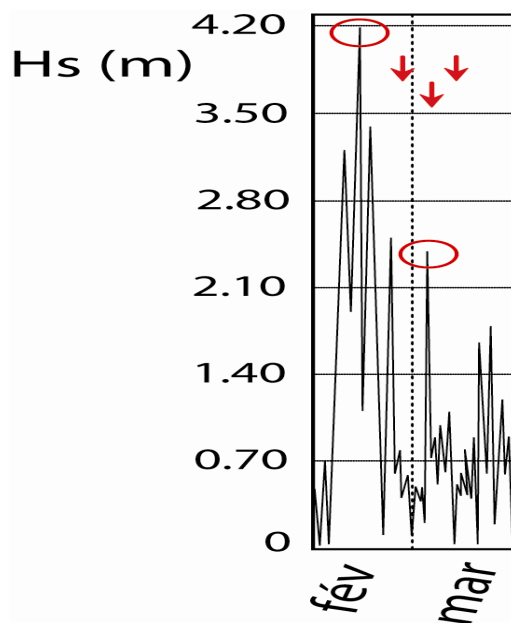


Figure III. 47 - Variations des hauteurs significatives des houles au niveau du point WANA 2006006 durant les mois de février et mars 2008, les cercles indiquent les maximales mensuelles et les flèches indiquent les dates de réalisation des levés topographiques.

L'évolution des séries temporelles des conditions de houles pendant les mois de février et mars 2008, incluant la période de la réalisation des profils topographiques sont reportées sur la figure III. 47, on observe que le mois de février était assez énergétique, avec des hauteurs significatives arrivant à 4,2m le 14 février 2008, quant au mois de mars, il était moins agité, on a enregistré cependant une maximale atteignant 2,4m pour la hauteur significative.

Le tableau III. 8 confirme que les houles les plus élevées sont associées généralement à des périodes importantes, et ayant une provenance du secteur E-NE.

Tableau III.8 – Valeurs des maximales mensuelles des hauteurs des houles et périodes associées pour février et mars 2008.

mois	Hs (m)	Tp (s)	θ°	jour	heure
février	4,2	9,2	84	14	3
mars	2,4	6,3	52	5	9

I. 2 Les vents

Les données des vents mesurées par un anémomètre installé à la Faculté des Sciences de Tétouan montrent que les vitesses les plus élevées ont été enregistrées en mars. Quant à la provenance, on observe une alternance entre les directions est et ouest, étant les vents d'ouest plus dominants en mars (Figure III. 48).

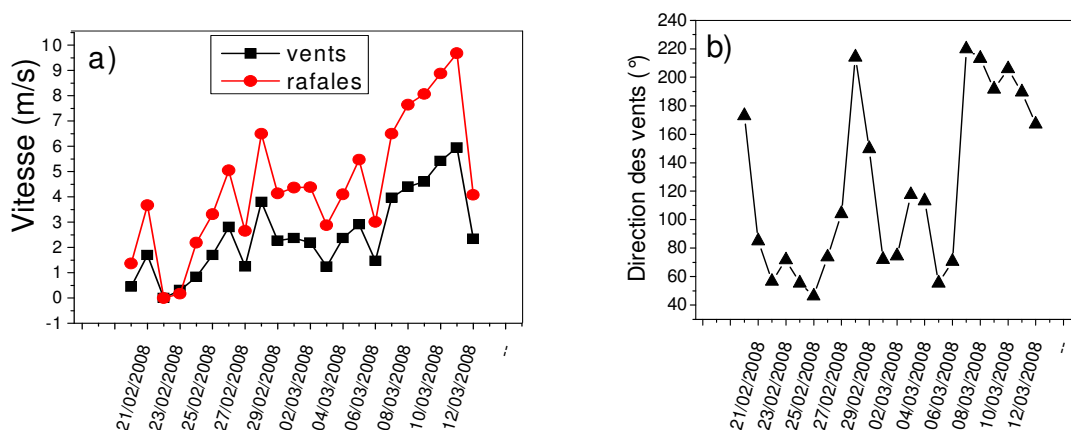


Figure III. 48 – Caractéristiques des vents à Tétouan pendant la période du suivi ; a) vitesses et b) directions.

II ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Dans le suivi topographique relatif aux conditions d'agitation importantes nous avons inclus la zone des dunes pour la plage de Cabo Negro afin d'avoir une idée sur la réponse de la totalité de la plage et de mettre en évidence le rôle des dunes dans son comportement.

Les profils en 2D (Figure III. 49) confirment que la dynamique de la plage de Ksar Rimal est contrôlée essentiellement par la dynamique de la berme, on observe ainsi une berme dont la

crête est relativement aplatie indiquant un début d'érosion pour le premier profil de février 2008, et ce n'est qu'au 06 mars 2008 qu'on a eu sa destruction totale, ceci indique que cette structure est assez stable, et il est nécessaire une succession de tempêtes pour la détruire. Le profil de 12 mars 2008 montre l'édification de nouveau de la berme, ce qui confirme sa stabilité et sa capacité de régénération importante.

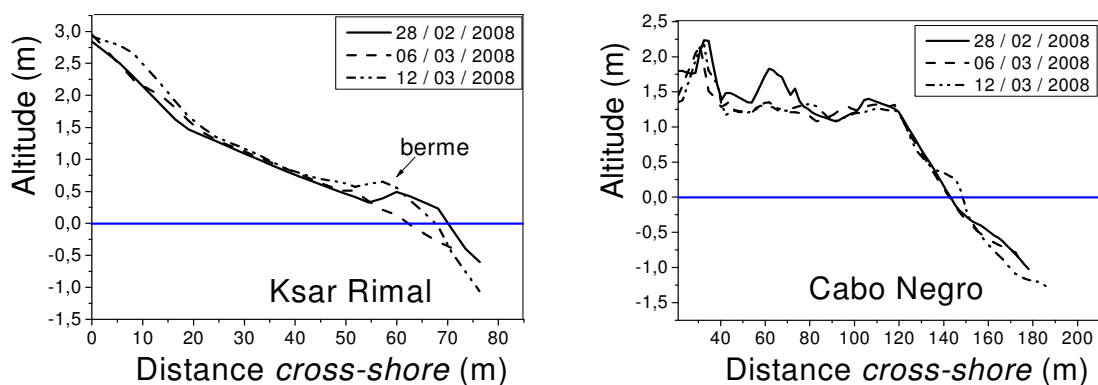


Figure III. 49 – Superposition des profils en 2D des plages de Cabo Negro et Ksar Rimal.

Pour la plage de Cabo Negro, l'essentiel des changements se localise au niveau des dunes, ainsi, on observe des dunes bien développées dans un premier lieu en février 2008, puis elles ont été détruites en partie pour les deux levés de mars 2008. Pour le dernier profil réalisé le 12 mars 2008, on observe une légère accumulation au niveau de l'estran conduisant à la formation d'une barre.

II. 1 Volumes impliqués

Les évolutions topographiques résiduelles, qui distinguent les zones en accrétion des zones en érosion, sont reportées sur la figure III. 50.

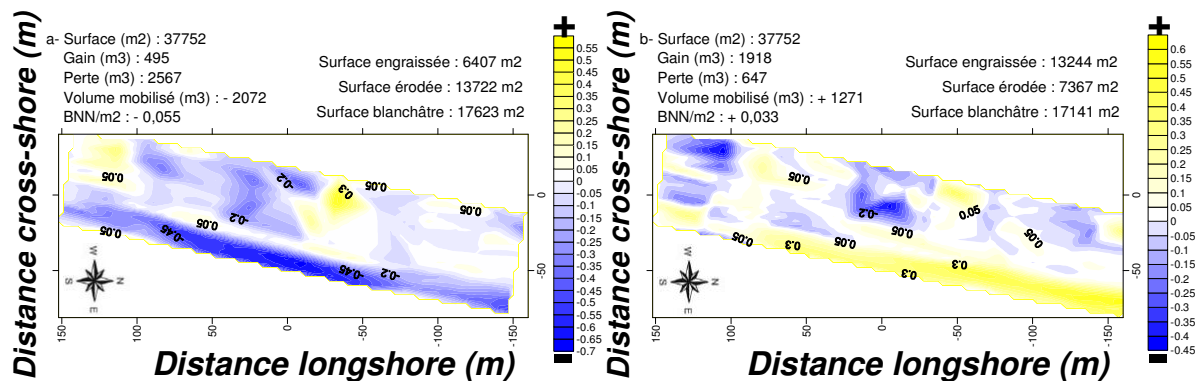
Cette figure confirme que l'essentiel des changements se concentre au niveau de la berme pour Ksar Rimal et au niveau de la Dune pour Cabo Negro, cette dernière n'a pas enregistré de variations significatives au niveau du reste de la plage, ainsi, au niveau de cette plage, l'essentiel des évolutions morphologiques et volumiques est dû à l'action éolienne.

Les volumes impliqués confirment les conclusions du chapitre précédent, ainsi, durant la période des tempêtes, la plage de Ksar Rimal a souffert plus de l'effet de l'érosion que la plage de Cabo Negro, puis, après une semaine de faible agitation (de 06 mars au 12 mars 2008), on observe une importante capacité de régénération, notamment au niveau de la plage de Cabo Negro, dont le volume récupéré en période de beau temps ($+0,091 \text{ m}^3/\text{m}^2$) dépasse largement celui érodé pendant les tempêtes ($-0,047 \text{ m}^3/\text{m}^2$). Le contraire est observé au niveau de la plage de Ksar Rimal, on a eu une perte de $-0,055 \text{ m}^3/\text{m}^2$ entre 28 février et 06 mars 2008, et un faible gain estimé à $+0,033 \text{ m}^3/\text{m}^2$ entre 06 et 12 mars 2008. Ceci confirme les tendances observées à une échelle spatio-temporelle plus grande conclues du chapitre

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

précédent, dont les plages exposées ont une tendance à l'érosion, alors que les plages protégées ont une tendance plutôt à l'engraissement.

a) Plage de Ksar Rimal



b) Plage de Cabo Negro

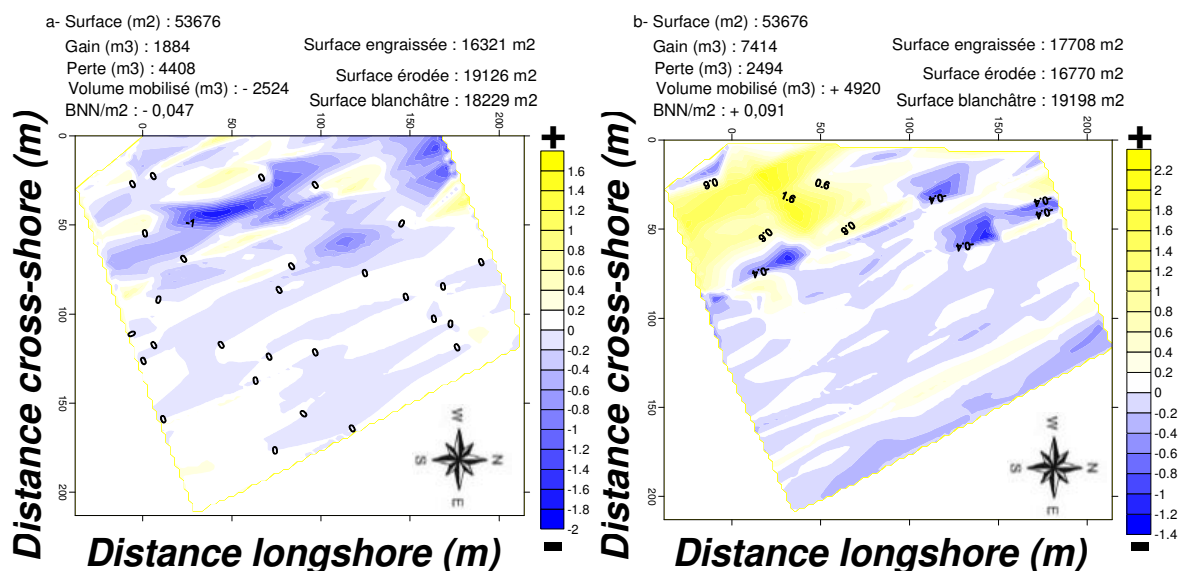


Figure III. 50 - Variations volumiques enregistrées au niveau des plages de Ksar Rimal et Cabo Negro pendant la période du suivi.

III ESTIMATION DE LA SURÉLÉVATION

La surélévation du niveau de mer causée par les tempêtes (*storm surges*) a une grande influence au niveau des plages microtidales. En effet, la faible amplitude des marées astronomiques et la faible fréquence des événements de tempêtes donnent une fausse sensation de sécurité aux populations riveraines, ce qui permet le développement urbain dans telles zones (Benavente et al., 2007).

La formation de cette surélévation est contrôlée par la coaction de plusieurs facteurs pendant les tempêtes :

- ✓ Les vents qui soufflent vers le continent produisent une action sur la surface de la mer, en provoquant une augmentation du niveau marin connue sous le nom de (*wind setup*).
- ✓ La pression atmosphérique exerce une force verticale continue sur la surface de la mer, de sorte que ses variations dans le temps et dans l'espace produisent une onde d'une longue période dénommée marée météorologique de pression (*barometric setup*).
- ✓ Quand la houle se brise sur l'estran d'une plage, elle provoque une surélévation du niveau de mer nommée (*wave setup*), qui ne dépasse pas souvent la zone de *swash*. L'érosion des dunes, des falaises ou bien des structures côtières a lieu quand la surélévation totale dépasse le front de plage, on a ainsi le (*wave runoff*) (Figure III. 51).

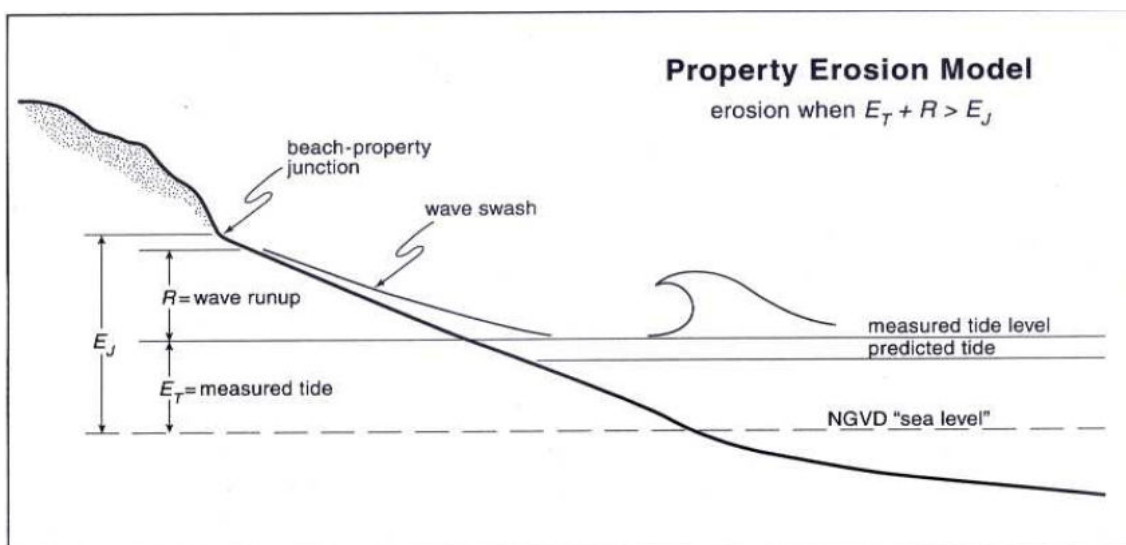


Figure III. 51 – Model d'estimation quantitative de susceptibilité d'érosion des dunes et falaises causée par la houle (Ruggiero et al., 2001).

La combinaison de ces trois processus causent des inondations sévères des côtes, notamment aux moments de tempêtes coïncidant avec des pleines mers astronomiques (Cheung et al., 2003). D'autre part, le *storm surge* est parmi les principaux agents contrôlant l'évolution du profil dans des plages de basse énergie (Dally et al., 1984 ; Ciavola & Corbau., 2002).

La prédiction du risque d'inondation est essentielle pour les travaux de protection (Briganti et al., 2005) et de régénération des plages (Dean, 2001), ainsi que pour le développement des zones urbaines et l'élaboration des normes spécifiques d'édification (Zerger et al., 2002) et la planification des schémas d'aménagement côtier (Muñoz-Perez et al., 2001 ; Xue, 2001 ; Kroon et al., 2007).

La première tentative à déterminer le *runup* a été effectuée par Hunt (1959), qui a suggéré la relation :

$$R = H_0 \xi$$

D'autres études ont été effectuées plus tard visant la prédiction de *runup* et la détermination d'une relation entre la hauteur de la houle, la pente de la plage et le nombre d'Iribarren. Ainsi, Holman (1986) a mesuré *le wave runup* à partir d'un suivi en imagerie vidéo et a suggéré l'expression :

$$R = (0,83\xi + 0,2) H_0$$

qui peut s'écrire également :

$$R = 0.36 g^{0,5} H_0^{0,5} T \tan \beta$$

Plus tard, Douglass (1992) en utilisant une approche similaire a proposé une relation indépendante de la pente pour déterminer une hauteur maximale du *runup* :

$$\frac{R_{\max}}{H_0} = \frac{0,12}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}}$$

Il y avait d'autres études similaires reliant le *wave runup* à la pente (Guza & Thornton, 1982 ; Raubenheimer et al., 1995 ; Raubenheimer & Guza, 1996 ; Nielsen & Hanslow, 1991 ; Ruessink et al., 1998 ; Ruggiero et al., 2004 ; Hughes, 2004). La relation la plus récente et la plus répondue actuellement (Vousdoukas et al., 2009) et celle de (Stockdon et al., 2006) qui a combiné des informations de 10 différents sites pour obtenir l'expression :

$$R = 1,1 \left(0,35 \tan \beta \sqrt{\frac{H_0}{L_0}} + \frac{[H_0 L_0 (0,563 \tan^2 \beta + 0,004)]^{1/2}}{2} \right) \quad \text{Eq. III. 3}$$

Elle devient pour les plages dissipatives ($\xi < 0,3$) :

$$R = 0,043 \sqrt{H_0 L_0}$$

III. 1 Méthodologie

Pour calculer la surélévation du niveau de mer en dessus du niveau moyen dans les deux plages étudiées dans ce chapitre, nous avons considéré, en plus de la valeur de la marée astronomique, les trois facteurs mentionnés en dessus :

- surélévation due à une diminution de pression atmosphérique : on considère une élévation d'un centimètre d'eau pour une baisse d'un millibar. De manière plus précise, cette surélévation peut être exprimée par la relation (Benavente et *al.*, 2007) :

$$\Delta \xi = \frac{\Delta P_a}{\rho g} \quad \text{Eq. III. 4}$$

où ΔP_a est la variation de la pression atmosphérique, et ρ la densité de l'eau de mer.

- surélévation due à l'action du vent : l'effet de surélévation causée par les vents normaux à la ligne du rivage est calculé en utilisant la relation de Bowden (1983) :

$$\frac{\Delta \xi}{\Delta x} = \frac{\tau_s}{g \rho h} \quad \text{Eq. III. 5}$$

où h représente la profondeur du niveau de base des houles $\left(\frac{h}{L} > \frac{1}{2}\right)$ et Δx représente le 'fetch' depuis ce niveau, τ_s est la force tangentielle exercée par le vent.

$$\tau_s = \rho_a C_D W^2 \quad \text{Eq. III. 6}$$

Dans cette expression, W est la vitesse du vent, ρ_a est la densité de l'air et C_D est une constante dont la valeur dépend de la vitesse du vent (Bowden, 1983), nous prenons une valeur de $C_D = 0,0025$ valable pour toutes les vitesses (Álvarez Fanjul et *al.*, 2001).

- surélévation due à l'action de la houle : la surélévation causée par la houle de tempête a été calculée par la formule de Stockdon et *al.* (2006) (Eq. III. 3).

Cette équation a l'avantage de regrouper les phénomènes de *setup*, *swash* et *runup*.

Les données atmosphériques et du climat maritime correspondent au 14 février 2008 qui a enregistré un pic pour H_s de 4.2m, cette hauteur est enregistrée une fois par an au niveau de la zone, ce qui constitue un risque d'entité importante et dont il faut prendre en considération. Les profils choisis sont ceux de 28 février 2008 puisque toute la période entre le 14 et le 28 février 2008 était caractérisée par une agitation importante, on a jugé donc que le modelage de la plage est dû à cette tempête.

III. 2 Les niveaux d'eau extrêmes

III. 2. 1 Les données utilisées

La marée au niveau du littoral tétouanais a été obtenu par des corrections de la marée enregistrée à Gibraltar par le logiciel WXTIDE 32, la valeur maximale le 14 février 2008 a été de 0,8m, enregistrée à 6 : 22 AM.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Pour les données du vent, les enregistrements de l'Aéroport de Tétouan indiquent, pour le 14 février 2008, une vitesse moyenne de 6,38 m/s et une vitesse maximale de 8,88m/s pour une direction de 64,50°.

Finally, la valeur de la pression barométrique a été équivalente à 1011,86hPa pour ce même jour, selon une mesure effectuée par un baromètre installé à la Faculté des Sciences de Tétouan.

Le tableau suivant regroupe les valeurs météo-marines extrêmes utilisées dans notre calcul :

Tableau III. 9 – Conditions météorologiques enregistrées le jour de la tempête analysée.

14 février 2008	
ΔPa	1013 – 1011,86 hPa
Wmaximale	8,88m/s
Hs,max	4,2m
Tp	9,2s
marnage	0,8m

III. 2. 2 Résultats

Le calcul des différents facteurs contribuant dans la surélévation au niveau des plages de Cabo Negro et Ksar Rimal a mit en évidence que l'effet le plus important est celui provoqué par la houle (Tableau III. 10), ceci est en accord avec les résultats obtenus par Benavente et *al.*, 2007 pour le secteur Nord du littoral de Tétouan, dont il a réalisé un total de 17 profils, et il a effectué un calcul de la surélévation extrême pour une tempête de 2,6m et 9,1s pour la hauteur et la période de la houle respectivement, et une vitesse maximale du vent de 21,9m/s.

Tableau III. 10 – Surélévation provoquée par la houle et surélévation totale.

	$\tan\beta$	Wave runup (m)	Marée astronomique (m)	Surélévation totale (m)
Cabo Negro	0,045	0,9315	0,8	1,7315
Ksar Rimal	0,1	1,2776	0,8	2,0776

Dans ce tableau, nous n'avons pas représenté les surélévations causées par le vent et la pression atmosphérique.

En effet, puisqu'il s'agit d'une mer de faibles dimensions à plate forme continentale étroite, la profondeur du niveau de base des houles n'est pas lointe du rivage, en plus de la faible vitesse des vents le 14 février 2008, font que la surface d'eau poussée vers la côte soit faible. Le calcul de *Wind set-up* à partir de l'équation III. 5 a donnée une valeur négligeable.

Quant à la surélévation produite par la descente de la pression atmosphérique, elle serait négligeable également dans notre cas, selon les prédictions du SHOM, on aurait une élévation

d'un centimètre environ du niveau marin pour une baisse d'un millibar par rapport à la valeur de pression moyenne (1013 hPa).

Ainsi, le seul facteur qui serait susceptible de produire une surélévation considérable dans notre cas est l'effet de la houle, en plus, c'est le seul paramètre significatif puisqu'il intègre les variables morphologiques, comme la pente, qui varie localement.

Ces valeurs correspondent aux conditions extrêmes, cependant, il faut tenir en compte que les processus météorologiques, océanographiques et astronomiques ne sont pas constants dans le temps, et par conséquent, ces valeurs théoriques seraient plus élevées que la surélévation réelle.

Le tableau III. 10 montre clairement l'importance de la pente comme dissipant de l'énergie incidente, les plages ayant les pentes plus élevées montrent des valeurs de surélévation théoriques plus importantes, ceci accentuerait l'effet érosif dans telles plages en conséquence de la grande surface atteinte par l'eau de mer (Benavente et *al.*, 2007), et augmenterait la probabilité des dommages des constructions situées dans la zone supratidale (Figure III. 52).



Figure III. 52– Destruction d'une partie d'escaliers de la corniche de M'diq (cliché pris le 25-10-2008 après des tempêtes qui ont persisté jusqu'au 23-10-2008, il est à noter qu'on a enregistré une hauteur de 6m pour H_s associée à une période de 10,2s le 11 octobre 2008 selon les enregistrements du point Wana 2006006).

Ainsi, en généralisant cette approche sur l'ensemble du littoral tétouanais, les plages du secteur nord seraient plus vulnérables à la submersion par les eaux marines.

IV CONCLUSION

On a réalisé un suivi topographique pendant et après une période de tempête au niveau de deux plages à caractères contrastés du littoral tétouanais, Cabo Negro et Ksar Rimal.

Les résultats indiquent que la plage de Ksar Rimal montre une tendance à l'érosion, alors que la plage de Cabo Negro a moins souffert de cette tempête, un tel comportement a été déjà évoqué par autres auteurs (Losada, 1988 ; Kriebel & Dean, 1993 ; Fucella & Dolan, 1996), dont les plages réfléchives sont plus sensibles aux processus érosifs que celles dissipatives. En plus, les variations morphologiques apparaissent plus rapidement dans les plages réfléchives sous les mêmes conditions de houle *offshore*.

Ce comportement peut être attribué aux différences dans la taille des sédiments constituant chaque plage. La faible valeur de la taille des grains et de la pente à Cabo Negro favorise le développement des barres, et par conséquent, cette plage montre une grande capacité d'adaptation morphologique pour la dissipation de l'énergie de la houle.

D'autre part, le calcul de la surélévation théorique a montré l'importance de ce phénomène dans ce type de plages microtidales dont les variations morphologiques sont peu importantes (Benavente et *al.*, 2007). L'étroitesse de la plate-forme continentale ne favorisant pas la dissipation de l'énergie incidente fait que la surélévation causée par la houle soit beaucoup plus importante que celle causée par les vents de mer. Un autre facteur favorisant la dissipation de l'énergie incidente est la pente de l'estran, en effet, l'équation III. 3 montre que le *wave runup* et la pente sont proportionnels, ainsi, les plages ayant une pente élevée présenteront une valeur de surélévation et par conséquent un risque d'érosion et de submersion plus important.

CHAPITRE III

ÉVOLUTION HISTORIQUE DU TRAIT DE CÔTE DU LITTORAL TÉTOUANAIS

I INTRODUCTION

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le littoral de Tétouan est sujet périodiquement à des risques d'érosion et d'élévation du niveau marin, cependant, et en plus de ces phénomènes ponctuels, la tendance historique de l'évolution du linéaire côtier est un facteur majeur dans la configuration des littoraux. Plusieurs études menées ces dernières années montrent l'importance des taux d'érosion du littoral étudié (El Moutchou, 1995 ; Anfuso *et al.*, 2007 ; Niazi, 2007), cette tendance n'est pas uniforme, dans certains endroits on a enregistré plutôt une accrétion.

Morton (1979) fut le leader des recherches entamées dans ce domaine, (Moran, 2003) précisa l'importance de la cartographie et de la prédiction du futur trait de côte pour les travaux de recherche scientifique et de gestion et planification. En effet, les variations à long-terme sont mieux conçues pour les planifications à grande échelle, puisque l'objectif des décideurs et d'identifier les tendances majeures au niveau des zones plus vastes.

L'analyse diachronique de l'évolution du littoral tétouanais a été réalisée grâce à l'utilisation de la technique de photo-interprétation, qui constitue la technique la plus utilisée pour quantifier l'évolution des littoraux à moyen-long terme (Jiménez *et al.*, 1997 ; Moore, 2000 ; Ojeda, 2000). Cependant, cette technique a plusieurs sources potentielles d'erreurs qu'on peut classer en deux catégories (Moore, 2000) : 1) erreurs introduites par les données sources et 2) erreurs introduites par les méthodes de mesure. Ainsi, et vue l'absence d'une méthodologie standard, le choix de la technique à adopter dépendra de l'objectif à atteindre et des ressources matérielles et humaines disponibles (Del Rio, 2007).

II MÉTHODOLOGIE

Tableau III. 11 – Les documents utilisés dans l'étude de l'évolution historique du trait de côte du littoral de Tétouan.

Type de documents	Dates d'acquisition	Zones couvertes	Dates des principaux aménagements entrepris
Photographies aériennes	1958 (1 : 50 000)	Tout le littoral tétouanais	. entre 1958 et 1986 : - construction du port M'diq (1963) - déviation de l'embouchure de l'Oued Martil . entre 1986 et 1994 : - construction de deux ports de plaisance (Smir et Kabila) - construction du barrage Smir (1991) . en 2006 : aménagement de corniche entre M'diq et Fnideq
	1986 (1 : 20 000)		
	1994 (1 : 40 000)	M'diq – Port Marina Smir	
Image satellitaire QuickBird	2003	M'diq - Fnideq	
Images satellitaires SPOT 5 (2,5m de résolution)	29-10-2007 (11h01'38'')	Ras Mazari – Cabo Negro	
	13-07-2009 (11h20'44'')	M'diq - Fnideq	

Dans le présent travail, l'étude des variations du linéaire côtier a été réalisée grâce à un projet SIG. Ainsi, nous avons utilisé des photographies aériennes verticales et des images satellitaires couvrant une période de 50 ans environ (1958 – 2009).

Normalement, il est recommandé d'utiliser des photographies aériennes d'une échelle égale ou supérieure à 1 : 20 000 (Moore, 2000), mais, la non disponibilité de vols convenables nous a obligé d'utiliser des documents ayant une échelle inférieure (Tableau III.11). En plus, il est souhaitable d'utiliser des documents espacés dans le temps de manière homogène, dans notre cas, nous avons utilisé des documents bien distribués dans le temps pour le secteur Ras Mazari – Cap Negro, cependant, pour le secteur Cap Negro – Fnideq, nous avons utilisé une documentation plus dense, puisque c'est ce secteur qui a connu l'essentiel des travaux d'aménagement entrepris dans la zone, notamment à partir des années 90 (Tableau III.11).

II. 1 Amélioration radiométrique

L'amélioration radiométrique d'une image est importante pour sa bonne visibilité et par conséquent pour une bonne photo-interprétation. Ainsi, nous avons réalisé un examen de l'histogramme de chaque image afin d'atténuer les effets indésirables, pour ce faire, on a attribué une couleur à chacun des trois canaux (rouge, vert et bleu) des images multispectrales en utilisant la commande " bande combinaison " du module " Raster " d'Erdas Imagine (Rouge à 1, Vert à 2, Bleu à 3). En plus, nous avons appliqué le "contraste linéaire", la différence paraît sur la figure III. 53.

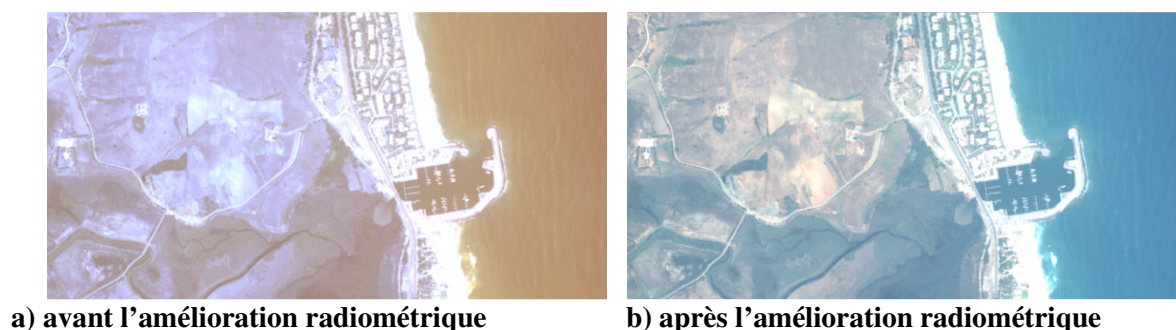


Figure III. 53 – Exemple de l'amélioration radiométrique d'une portion de l'image QuickBird.

II. 2 Géoréférencement

Le géoréférencement a été effectué sous le logiciel Erdas Imagine 8.4 en considérant les images satellitaires Spot5, de l'année 2007 pour la portion Ras Mazari – Cap Negro, et de l'année 2009 pour la portion Cap Negro - Fnideq comme documents de référence servant à la correction des autres documents puisqu'on les a obtenu déjà géoréférencée dans le système de projection (UTM / WGS 84). Pour ce faire, on a repéré des points invariables dits de contrôle ou de calage (croisements de routes, monuments historiques, limites agricoles sur les plaines côtières, bâtiments religieux anciens, digues portuaires, ...) communs à chaque document à corriger et au document de référence, le transfert des coordonnées au document brut se fait selon une loi polynomiale, sa précision dépend de trois facteurs :

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

- ✓ Le numéro des points de calage qui dépend des caractéristiques du terrain et de l'ordre polynomial, normalement, la précision de géoréférencement s'améliore proportionnellement au nombre de points de calage.
- ✓ la répartition spatiale des points de calage, ces points doivent être répartis uniformément et de manière homogène sur l'ensemble du document.
- ✓ Finalement, la précision de la manipulation, qui dépend entre autres de l'échelle et de l'agrandissement qu'on travail avec.

Dans ce travail, nous avons utilisé en moyenne 20 points de contrôle pour chaque document, répartis de manière homogène. Au niveau des zones à relief important, les points de contrôle ont été concentrés au niveau de la zone côtière qui est la zone qui nous intéresse, vue aussi l'impossibilité de corriger les déformations des reliefs montagneux (Del Rio, 2007).

Pour évaluer la qualité de la correction géométrique, on a utilisé la méthode RMSE (*Root Mean Square Error*), qui exprime la différence entre les positions des points de calage "GCPs" dans l'image de référence et dans l'image corrigée (Figure III. 54).

L'étape finale pour compléter le géoréférencement est le ré-échantillonnage qui a pour but de réorienter les pixels, formant les images, dans la direction de l'axe des abscisses.

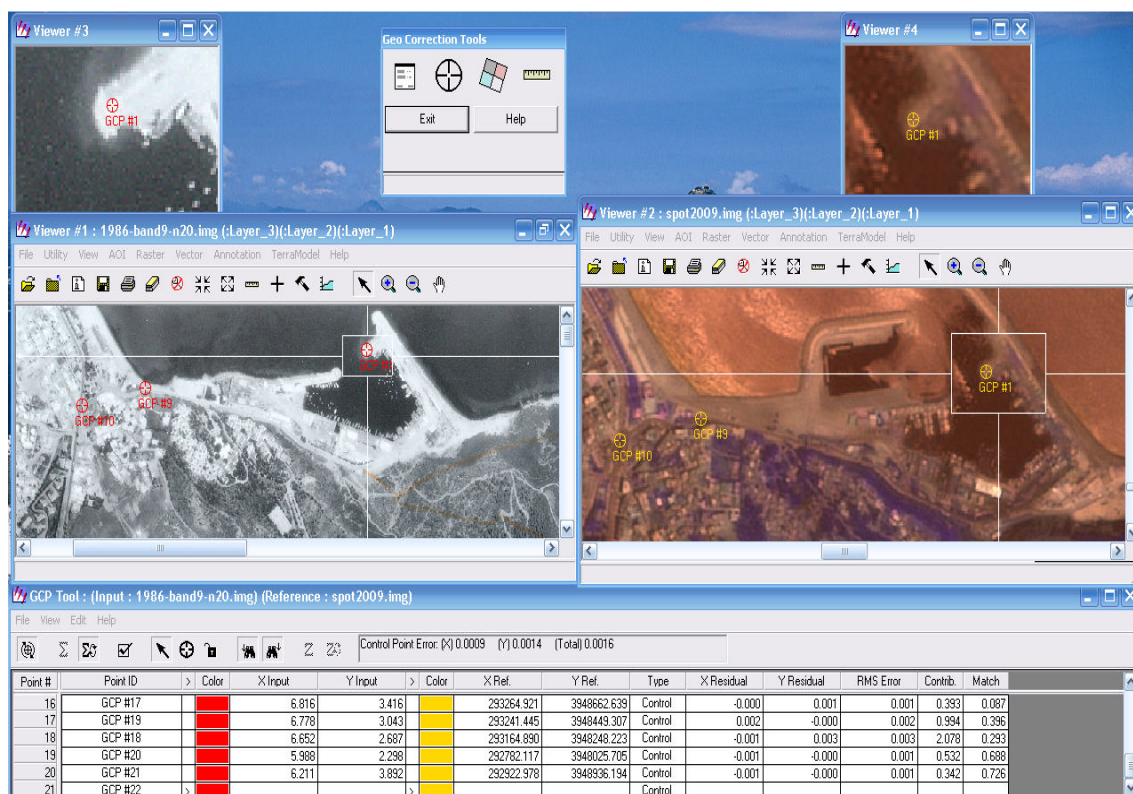


Figure III. 54 – Exemple de sélection de points de contrôle communs à une photographie aérienne de 1986 et de l'image satellitaire Spot de 2007 en utilisant le logiciel Erdas Imagine 8.4.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

Ce ré-échantillonnage a été effectué sous le logiciel Erdas Imagine 8.4 qui propose trois types de rectification d'algorithmes (Chuvieco, 2000 ; Brito & Coelho, 2002) :

- ✓ Le voisin le plus proche (*Nearest Neighbor*) : Chaque niveau de gris du pixel de l'image de référence se situe dans une case de l'image corrigée. C'est la solution la plus rapide puisqu'elle implique peu de transformations des niveaux originaux, mais, elle introduit de grandes distorsions des éléments linéaires (routes par exemple).
- ✓ Interpolation Bilinéaire (*Bilinear Interpolation*) : Considère une pondération des niveaux de gris de 4 pixels de l'image de référence selon leur distance des pixels de l'image corrigée. Cette technique réduit l'effet de distorsion des éléments linéaires.
- ✓ Convolution Cubique (*Cubic Convolution*) : Similaire à la méthode précédente, mais considère le niveau de gris de 16 pixels les plus proches. Son application nécessite un calcul très important, en même temps, l'aspect visuel s'améliore légèrement.



Figure III. 55 – Mosaiquage des photographies aériennes (1986) du secteur Ras Mazari – Cap Negro.

Nous avons adopté la Convolution Cubique, étant la plus précise, ainsi, on a obtenu une image qu'on peu traiter dans n'importe quel SIG. Finalement, nous avons arrangé les photographies aériennes correspondantes à la même mission dans une seule mosaïque (Figure III. 55).

II. 3 Choix de la ligne de référence

Le choix de la ligne du rivage à considérer est important pour comparer l'évolution successive au fil des années de cette même ligne de référence et évaluer ainsi la mobilité du trait de côte, plusieurs méthodes ont été proposées (Robin, 2002), dont celles basées sur les variations de la limite des eaux marines (figure III. 56).

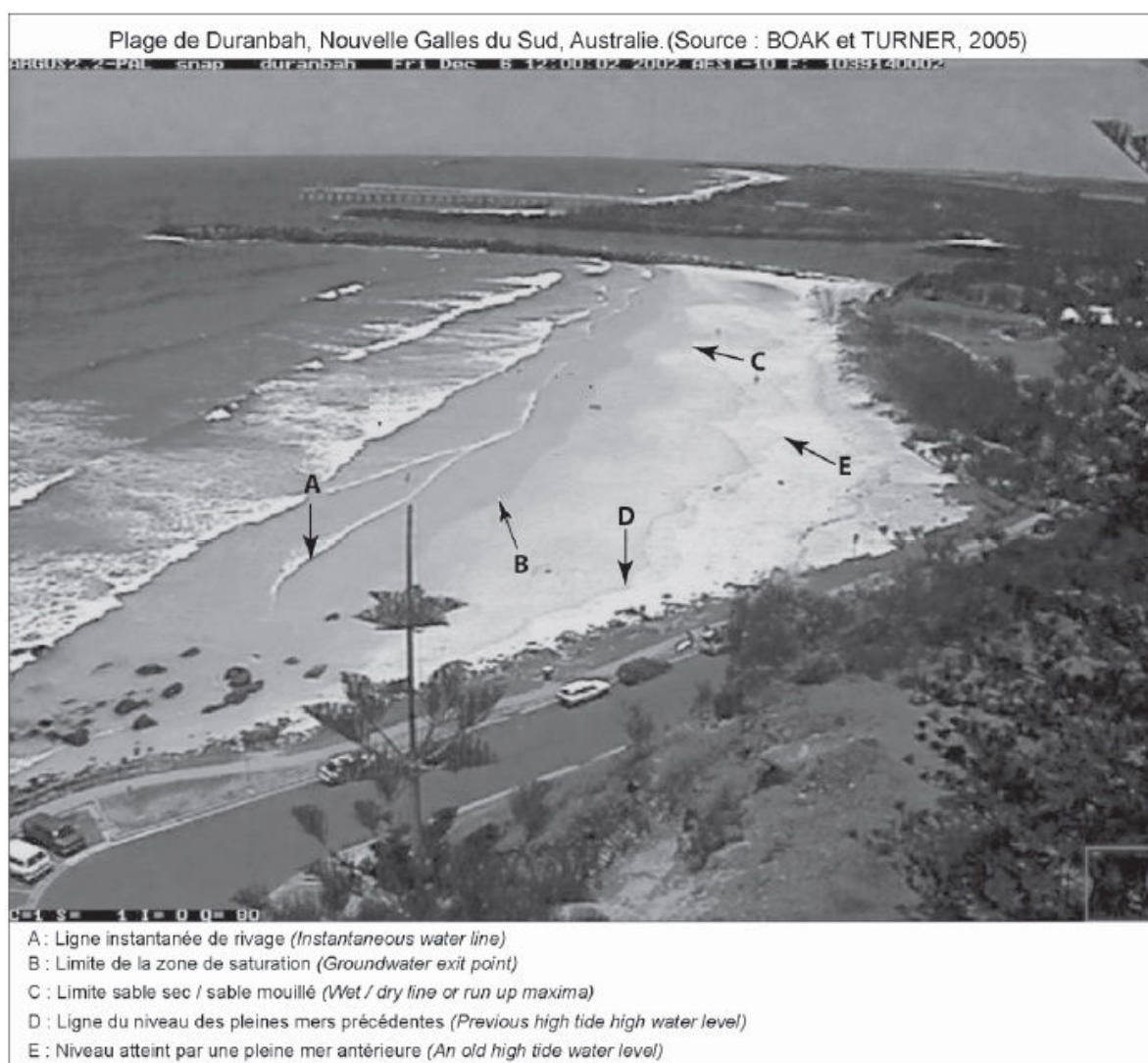


Figure III. 56 – Différentes lignes de références basées sur les limites d'humectation et la ligne instantanée du rivage (source : Boak & Turner, 2005).

Dans ce travail, nous avons considéré la limite sable sec / sable mouillé qui est facilement détectable sur les différents documents par le contraste de couleurs, étant le sable mouillé plus sombre.

D'autre part, le littoral étudié est de type microtidal à marnage faible, ce qui réduit l'erreur liée aux variations du niveau marin, on a considéré donc que cette limite représente de manière satisfaisante la position du trait de côte. Pour les zones à falaises, nous avons considéré leurs crêtes comme référence.

II. 4 Calcul de l'évolution du trait de côte

L'analyse diachronique de l'évolution du littoral a été déterminée grâce à la comparaison de deux linéaires côtiers de deux missions de dates différentes. Les taux d'évolution entre les différents documents ont été estimés en traçant des lignes perpendiculaires au trait de côte à partir des points fixes (Figure III. 57).

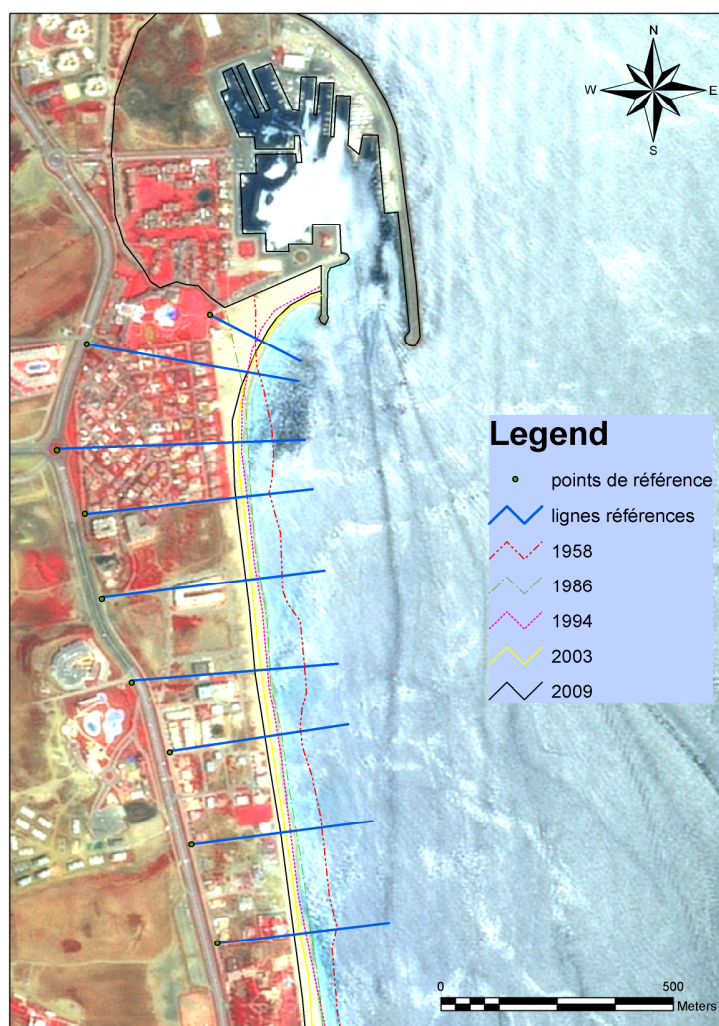


Figure III. 57 – Exemple de distribution des lignes de référence perpendiculaires au trait de côte utilisées pour le calcul des taux d'évolution.

Le programme ArcGis 9.3 permet de tracer de manière semi-automatique une série de lignes perpendiculaires au trait de côte, et qui recoupent les lignes digitalisées du linéaire côtier considéré, ainsi, on obtient la distance entre le point de référence, et les points d'intersection avec les traits de côtes correspondants aux différentes dates.

III. RÉSULTATS

L'exposition des résultats est structurée en subdivisant les deux principales cellules morphosédimentaires en plusieurs portions selon leurs propriétés physiographiques et leurs tendances évolutives :

- Ras Mazari – Cap Negro

- Ras Mazari – Sidi Abdeslam
- Sidi Abdeslam – Digue de Martil
- Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh
- Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro

- M'diq - Fnideq

- Port de M'diq – Port de Kabila
- Port de Kabila – Port de Marina Smir
- Port de Marina Smir – Oued Negro
- Oued Negro - Fnideq

III. 1 Secteur Ras Mazari – Cap Negro

III.1. 1 Ras Mazari – Sidi Abdeslam

Cette portion s'étend sur un peu plus de 5000 m et renferme le village d'Azla, la figure III. 58 montre, qu'à l'exception de la portion au pied du Ras Mazari caractérisée par son stabilité, la tendance générale est à l'érosion durant toute la période 1958 – 2007. Cependant, ce recul est différentiel, la portion qui en souffre le plus est celle située au nord d'Azla qui fait un peu plus de 1600 m de longueur, cette érosion est à relier avec l'exposition de cette plage aux houles de NE et à l'extraction du sable, et non aux aménagements, puisqu'elle n'a pas connue d'interventions significatives.

Ainsi, on peut subdiviser cette portion en 5 zones :

- Une première zone, de moins de 300 m, située au pied de Ras Mazari et qui a montré une grande stabilité durant les deux périodes de l'étude diachronique (Figure III. 59).
- La plage d'Azla, caractérisée d'abord par une faible érosion de moins de -1m/an pour la période (1958 – 1986), puis par une érosion modérée atteignant par endroit à peu près -1,5m/an pendant la période (1986 – 2007).

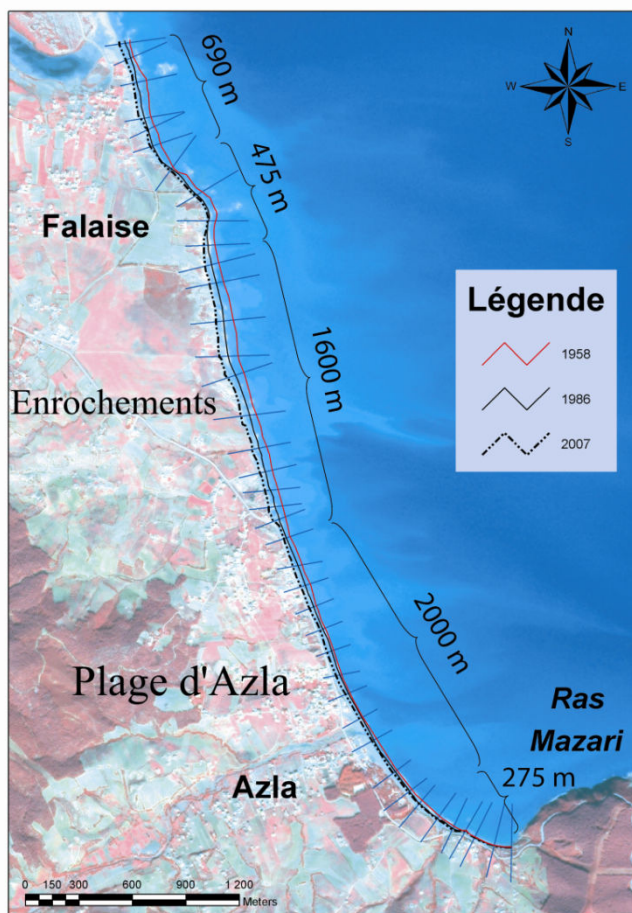


Figure III. 58 – Évolution du trait de côte du secteur Ras Mazari – Sidi Abdeslam. Noter l'importance de l'érosion de la plage au nord.

- La plage au nord d'Azla, qui a montré les taux les plus élevés d'érosion pour cette portion, le taux d'érosion était modéré d'abord entre 1958 et 1986 avec des valeurs oscillant entre -1,5m/an et -2m/an, puis il s'est accéléré durant la deuxième période (1986 – 2007), pour atteindre des valeurs de -3m/an par endroits.

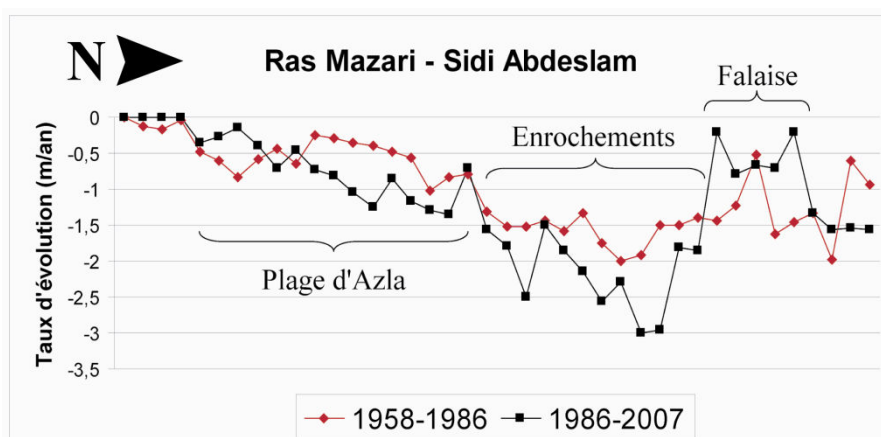


Figure III. 59 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Ras Mazari – Sidi Abdeslam.

La conséquence de ce recul a été dramatique, pendant les années 80, cette zone renfermait un camping et une plage assez vaste, elle a complètement disparu actuellement, et la route qui la relie avec la ville de Tétouan souffre des dommages importants à cause de l'action météo-marine, même si on essaie de la protéger avec des enrochements (Figure III. 60).



Figure III. 60 – Enrochement au nord d’Azla en vue de protection de la route vers Tétouan (27 / 11 / 2007).

- La zone à falaise, qui a montré deux tendances pendant les deux périodes du suivi, d’abord on a enregistré une érosion modérée pour la première période (1958 – 1986), puis cette érosion a devenu moins prononcée durant la deuxième période (1986 – 2007) à cause de la disparition de la plage au pied des falaises durant la deuxième période, étant les côtes à falaises plus stables.



Figure III. 61 – Érosion au niveau de la zone des falaises au nord d’Azla (27 / 11 / 2007).

- Finalement, la plage à galets qui s'étend de la zone des falaises jusqu'au bras mort de Sidi Abdeslam, qui a montré une érosion modérée pour les deux périodes du suivi, le recul pendant la deuxième période étant plus prononcé (Figure III. 59).

III.1. 2 Sidi Abdeslam – Digue de Martil

Dans cette portion de 2750 m de longueur, on observe d'abord une légère accrétion pendant la première période d'analyse (1958 – 1986), à l'exception de la zone de l'embouchure de l'Oued Martil où on a enregistré un taux important de recul, ceci est à relier à la déviation de l'embouchure, qui se trouvait plus au nord, et où on a construit une digue (Figure III. 62).

Pendant la deuxième période, (1986 – 2007), la tendance à l'érosion était prédominante, avec des taux plus importants au niveau de la rive sud de l'embouchure de l'Oued Martil dépassant parfois les - 4 m/an.

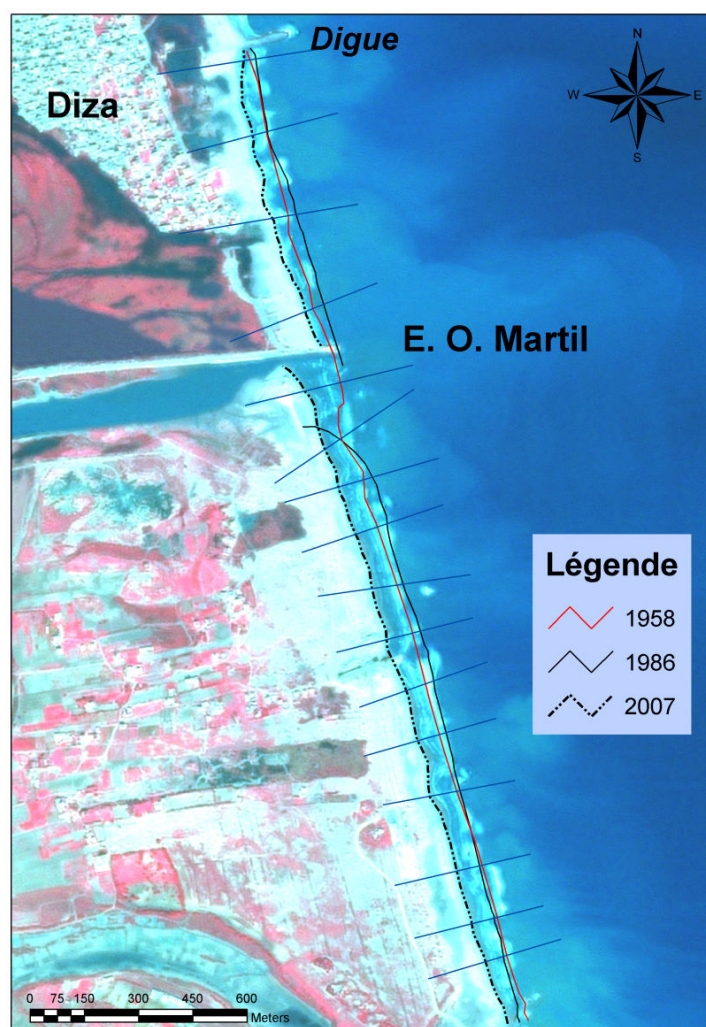


Figure III. 62 – Évolution du trait de côte de la portion Sidi Abdeslam – Digue de Martil.

Au niveau de la rive nord, et même si on a construit la digue de protection qui devrait favoriser l'engraissement, on a enregistré un retrait du trait de côte à cause probablement du

développement du Quartier Diza, qui a eu des conséquences néfastes sur les dunes bordières (complètement détruites), en plus de l'extraction des sables.

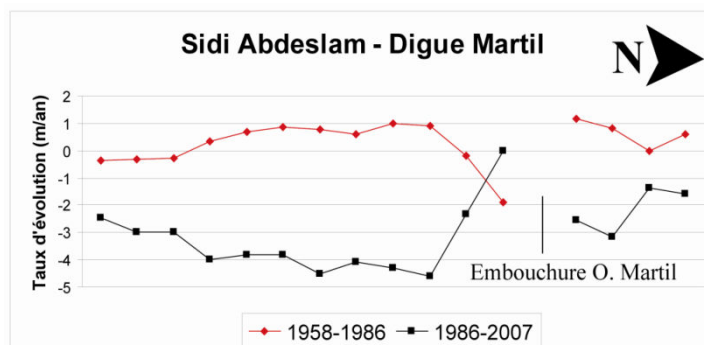


Figure III. 63 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Sidi Abdeslam – Digue de Martil.

III.1. 3 Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh

Ce secteur, long de 3000 m environ, est occupé en grande partie par la ville de Martil, Il montre deux tendances évolutives, d'abord, entre 1958 et 1986, l'évolution commence par une accrétion et se termine par une forte érosion au niveau de l'embouchure de l'Oued Maleh.

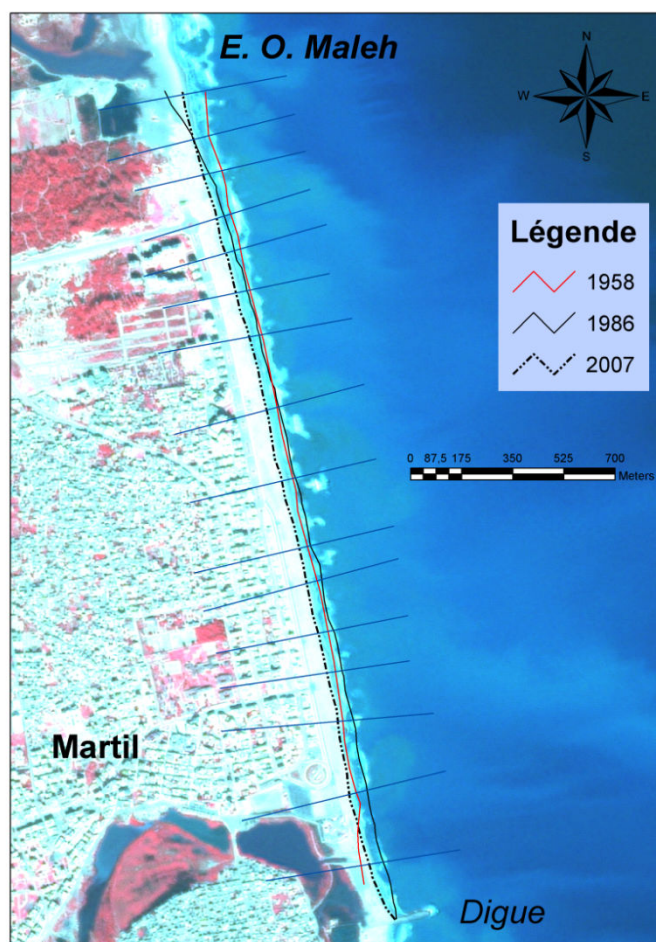


Figure III. 64 – Évolution du trait de côte de la portion Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh.

Ceci est en relation directe avec les emplacements des embouchures des deux cours d'eaux, premièrement, pour des causes anthropiques, pour l'oued Martil, dont la position de la digue correspond à l'ancienne embouchure, et deuxièmement, à cause des conditions de crues pour l'oued Maleh. La figure III. 65 montre que l'Oued Maleh débouchait directement dans la mer dans la photo de 1986, alors qu'il restait emprisonné derrière la plage dans la photo de 1958.

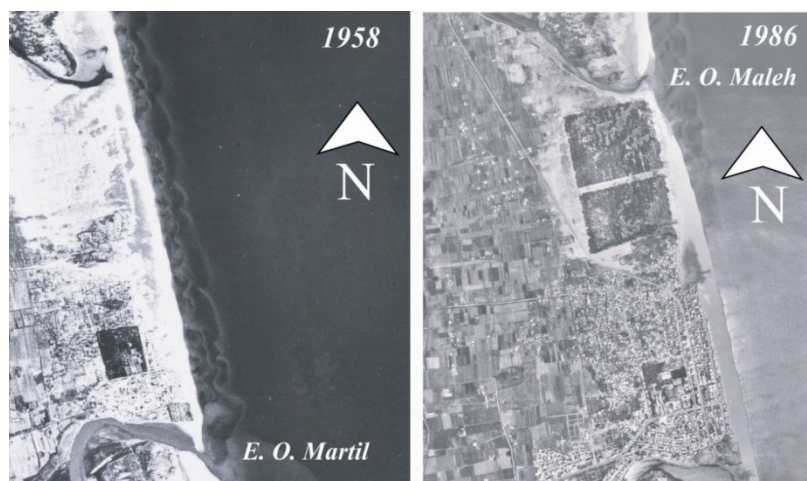


Figure III. 65 – Variations au niveau des embouchures de l'Oued Martil et l'Oued Maleh.

Quant à la deuxième période (1986 – 2007), la tendance est à l'érosion à cause des aménagements entrepris soit en amont ou bien en aval de l'oued Martil, ainsi, le développement de la ville de Martil a été au profit des dunes bordières, la construction du barrage de Martil a contribué dans la réduction des stocks sédimentaires alimentant la plage, et finalement, la construction de la digue a perturbé le cheminement des matériaux vers le nord.

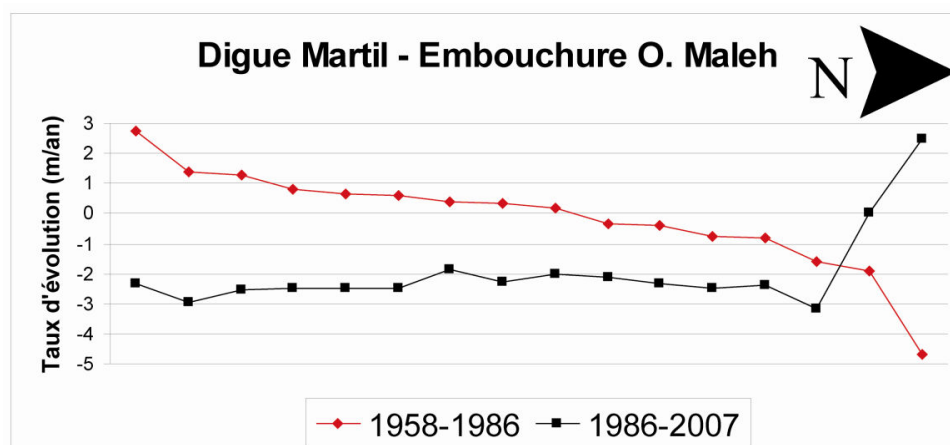


Figure III. 66 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Digue de Martil – Embouchure de l'Oued Maleh.

III.1. 4 Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro

Deux tendances ont été enregistrées dans cette portion de 3500 m de plages continues renfermant des dunes assez développées, d'abord, un engraissement (1958 – 1986), qui atteint

des taux importants de + 4 m/an au niveau de l'extrémité nord suite à la mise en place d'une digue en 1960.

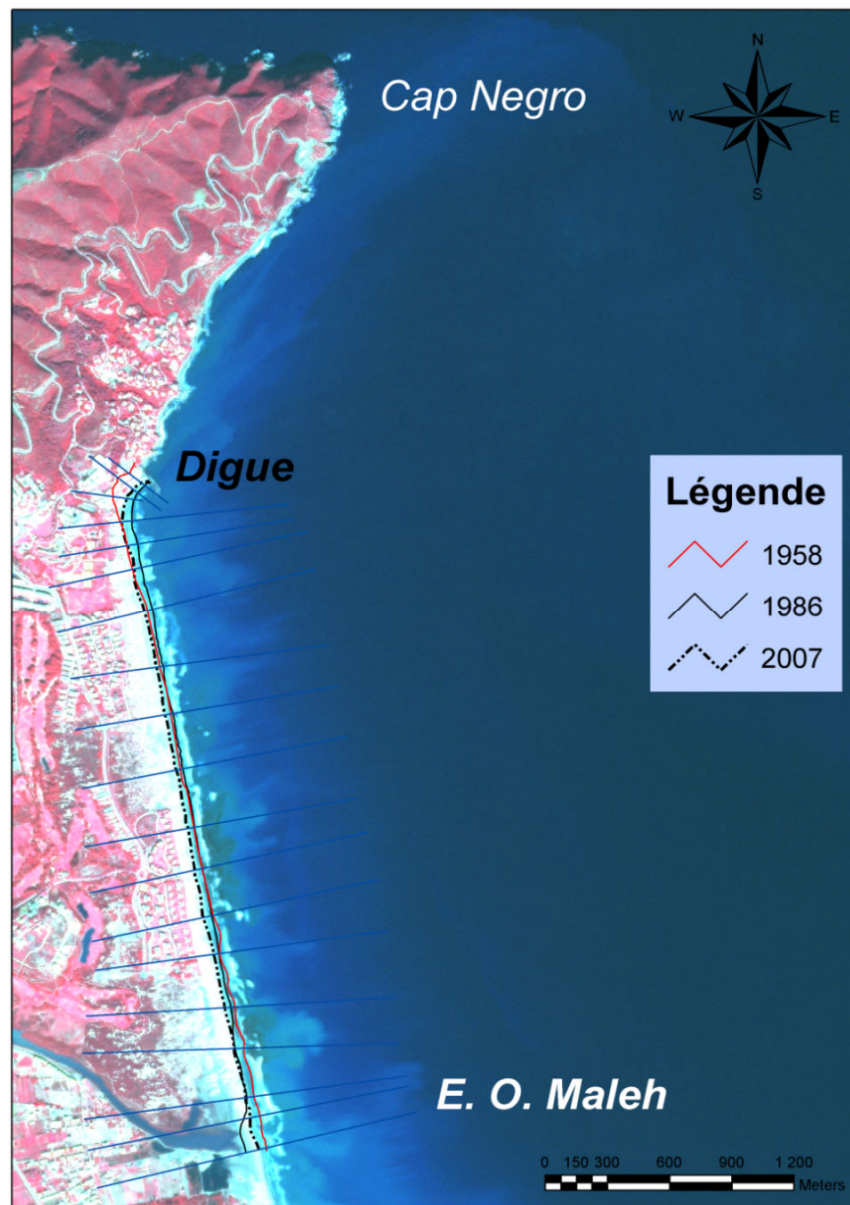


Figure III. 67 – Évolution du trait de côte de la portion Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro.

Pendant la deuxième période (1986 – 2007), on observe une continuation de la tendance enregistrée pour la portion précédente, c'est-à-dire une érosion modérée qui ne dépasse pas – 2 m/an, ceci est à relier, en plus de la réduction des apports des cours d'eau décrit précédemment, aux aménagements réalisés par la Société Africaine de Tourisme (S.A.T), avec la réalisation d'un terrain de Golf accompagné de résidences secondaires (Berriane, 1993 ; Niazi, 2007).

La zone sous-jacente à la digue a enregistré les taux d'érosion les plus faibles grâce à la rétention des matériaux acheminés par la dérive sud – nord à ce niveau.

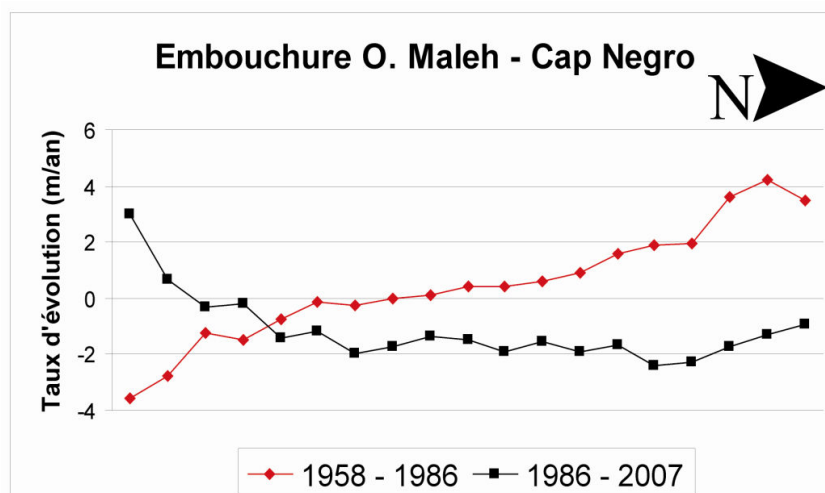


Figure III. 68 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion Embouchure de l'Oued Maleh – Cap Negro.

En récapitulatif, l'analyse diachronique des variations du trait de côte du secteur Ras Mazari – Cap Negro a montré deux tendances évolutives selon les deux périodes considérées :

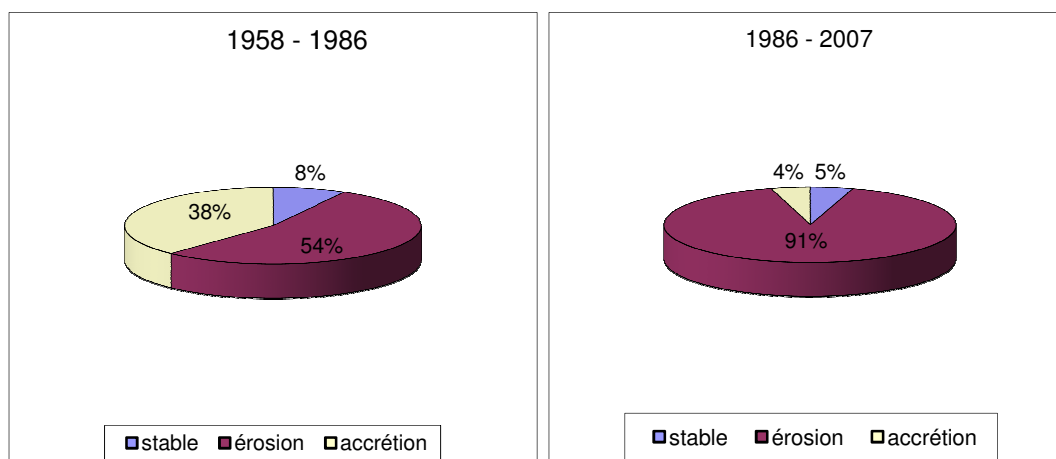


Figure III. 69 - Pourcentages des secteurs côtiers en érosion, accrétion et stables de la portion Ras Mazari – Cap Negro, entre 1958 et 2007.

- ✓ une première période, entre 1958 et 1986, où on a enregistré des taux importants d'avancée de la ligne du rivage et un pourcentage important de rivages engraisés (38%) (Figure III. 69).
- ✓ une deuxième période, entre 1986 et 2007, caractérisé par une érosion très agressive, et qui a affecté tous les rivages, probablement à cause des aménagements entrepris durant cette période et à l'extraction des matériaux des plages utilisés dans les constructions.

L'étendue des zones stables montre une légère diminution, ceci est dû au fait qu'une grande partie de ces rivages est constituée de falaises, notamment dans la partie sud.

III. 2 Secteur M'diq - Fnideq

III.2. 1. Port de M'diq – Port de Kabila

Cette portion a une longueur d'environ 4200 m et renferme le centre urbain de M'diq ainsi que plusieurs hôtels et résidences à vocation essentiellement touristique.

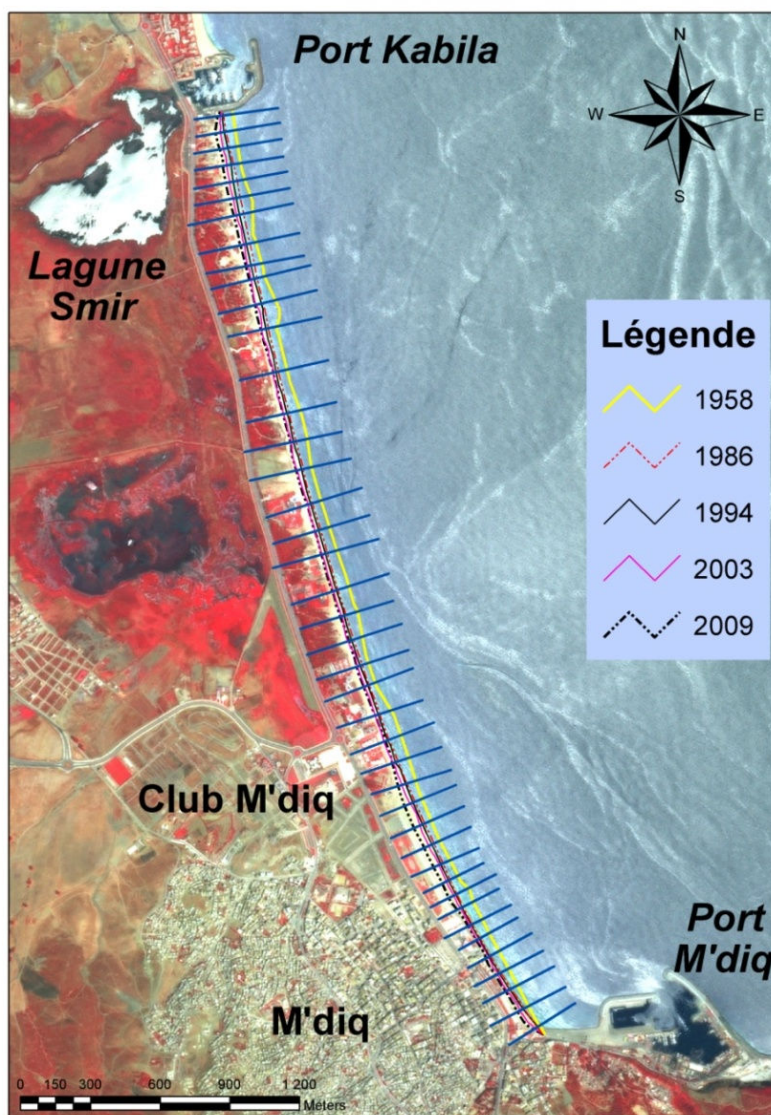


Figure III. 70 – Évolution du trait de côte de la portion port M'diq – port Kabila.

Les taux des variations moyennes montrent que les tendances étaient homogènes de 1958 à 2003, avec une érosion qui a passé de modérée (1958 – 1986) à forte (1986 – 2003). Cette tendance s'est perturbée ces dernières années suite aux aménagements entrepris sur cette portion du littoral (Figure III. 71).

- entre **1958 et 1986**, on observe une tendance homogène à l'érosion, avec des taux qui oscillent entre - 1 et - 2 m par an, cette tendance est en relation probablement avec l'exposition de cette portion aux houles venant du NE.

- entre 1986 et 1994, on observe une continuation de la tendance érosive avec des taux plus ou moins similaires que la période précédente, les variations les plus importantes sont observées au sud du port de Kabila, où on a enregistré des taux atteignant -2,5 m/an, suite à la construction du port et au remaniement des matériaux.
- entre 1994 et 2003, on a enregistré une légère augmentation des taux annuels d'érosion qui dépassaient dans certains cas -3 m/an.
- entre 2003 et 2009, cette période a été caractérisée par d'importants aménagements dans tout le littoral tétouanais et plus concrètement au niveau de ce secteur, ce qui a entraîné des bouleversements dans la physiographie de ces environnements. Ainsi, la destruction des dunes consolidées et la construction de la corniche ont eu des conséquences négatives sur la plage de M'diq qui a enregistré des taux de recul dépassant - 4,5 m/an (Figure III. 71). On observe également des cas ponctuels d'engraissement au nord du Mdiq qui restent négligeable devant la tendance générale.

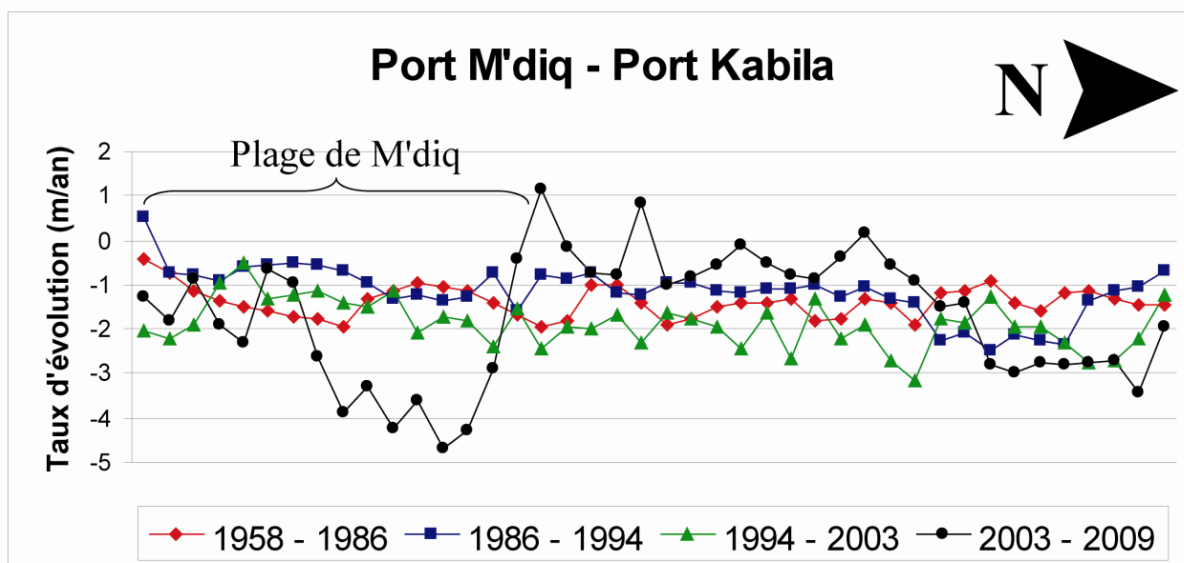


Figure III. 71 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port M'diq – port Kabila.

III.2. 2. Port de Kabila – Port de Marina Smir

Cette portion s'étendant sur 3450 m est très aménagée, elle est limitée par deux ports de plaisance, Kabila Marina au sud et Marina Smir au nord, et plusieurs complexes touristiques (Figure III. 72).

- durant la période 1958 – 1986, qui n'a pas connu d'importants aménagements, on observe la continuation de l'évolution enregistrée dans la portion M'diq-Kabila, avec des taux de recul ne dépassant pas -2 m/an.

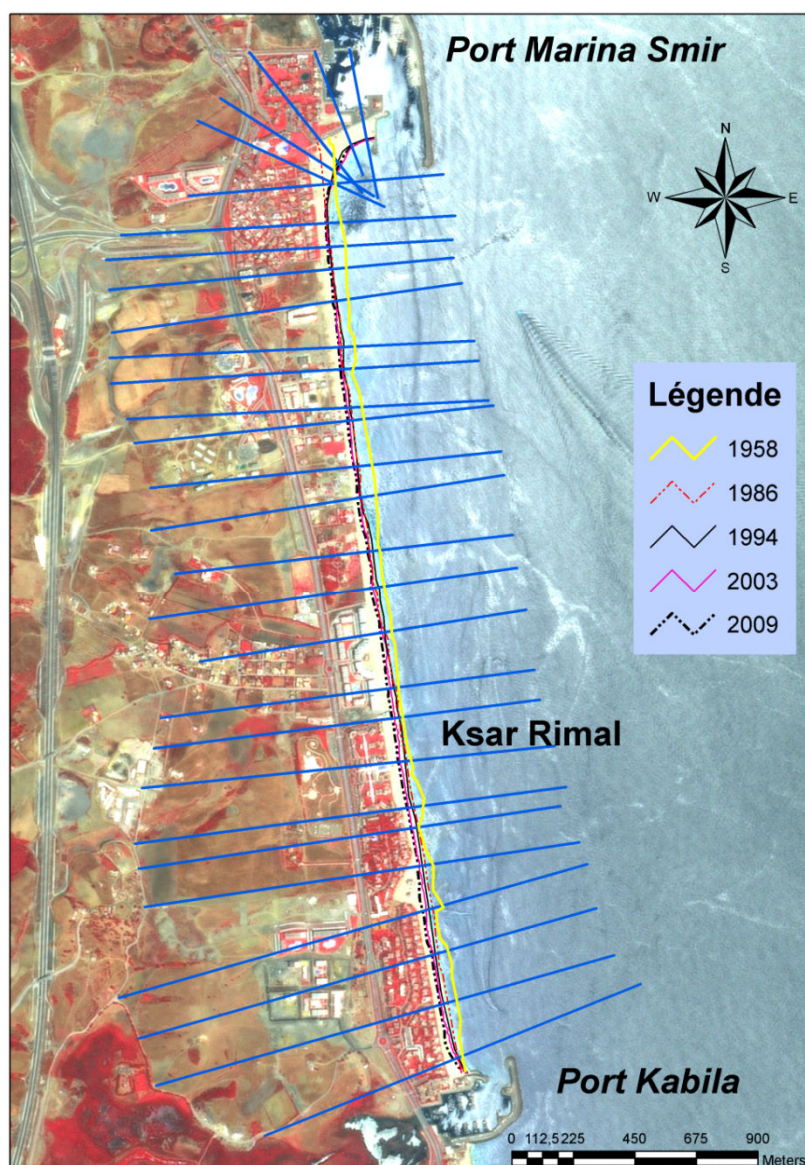


Figure III. 72 – Évolution du trait de côte de la portion port Kabila - port Marina Smir.

- entre 1986 et 1994, cette période est marquée par la construction des deux ports et de leurs annexes, ainsi on observe un bouleversement des tendances évolutives. La construction du port de Marina Smir a favorisé un engraissement très important, estimé à plus de 7,5 m/an du côté sud du port (Figure III. 73). En effet, la jetée sud du port fait obstacle à la dérive sud-nord dominante. Ceci peut avoir l'ensablement du port de Marina Smir comme conséquence.
- durant les deux périodes qui restent ; 1994 - 2003 et 2003 - 2009, on observe des tendances plus ou moins identiques, avec des taux oscillants entre 0 et -2 m/an. La zone juste au sud du port Marina Smir a enregistré une légère accrétion durant la première période, et de faibles reculs pendant la seconde période à cause de dragage des sables au niveau de l'entrée du port.

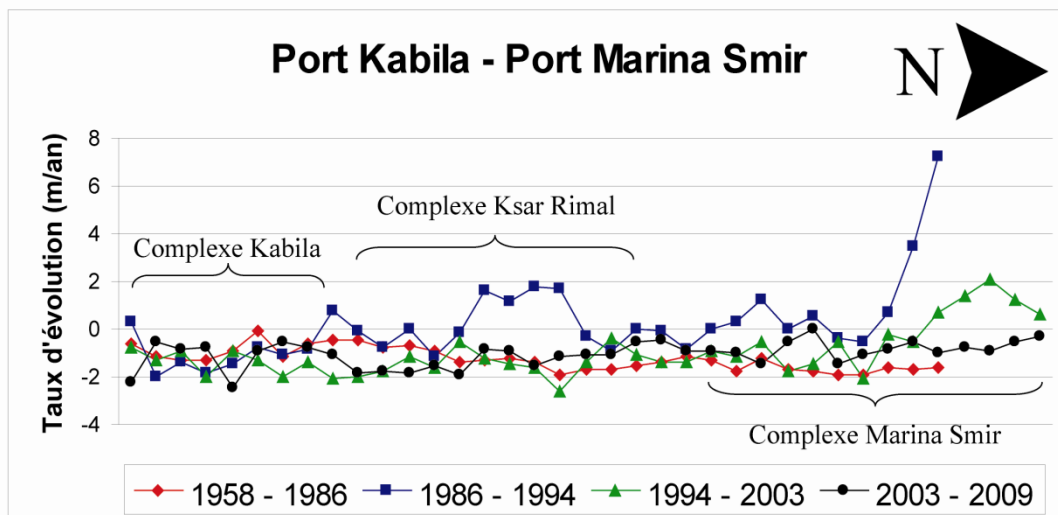


Figure III. 73 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port Kabila - port Marina Smir.

III.2. 3. Port de Marina Smir – Oued Negro

Ce secteur présente une longueur de 4000 m, et renferme plusieurs complexes à vocation touristique également (Figure III. 74).

Quatre dates ont été considérées pour établir l'évolution historique du trait de côte : 1958, 1986, 2003 et 2009, les tendances évolutives montrent que, généralement, le taux d'érosion augmente en passant d'une période à la suivante (Figure III. 75).

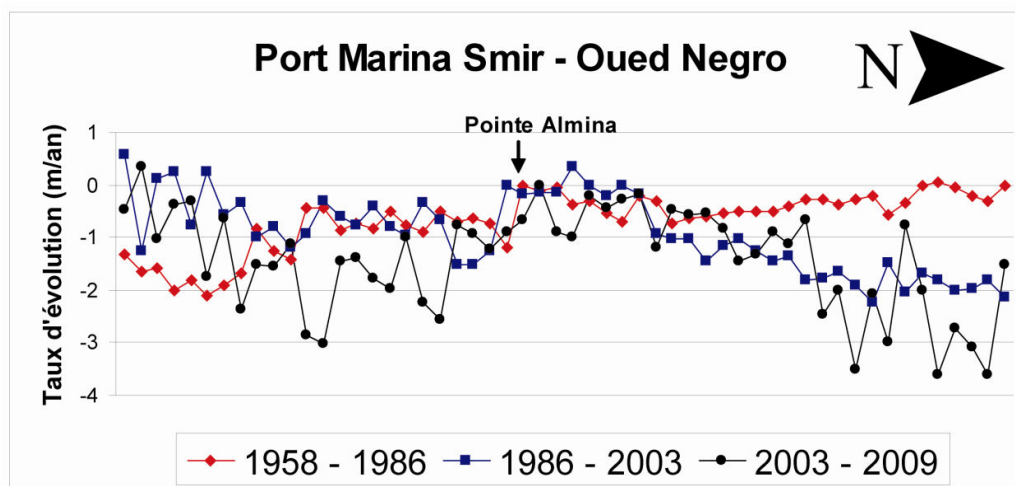


Figure III. 75 – Taux de variations moyennes du trait de côte pour la portion port Marina Smir – Oued Negro.

- entre 1958 et 1986, on observe deux tendances évolutives, avec la pointe d'Almina comme point d'inflexion : au sud de cette pointe, la tendance est caractérisée par une érosion modérée qui ne dépasse guère -2 m/an ; au nord de cette pointe, on n'a pas enregistré de variations significatives.

- pour les deux autres périodes, 1986-2003 et 2003-2009, on observe des tendances similaires, caractérisées par le recul du rivage, qui s'est accéléré d'avantage durant la seconde période. Ceci est à mettre en relation avec la construction du port de Marina Smir, qui bloque le transport des sédiments vers ces plages, et à la destruction en partie des dunes bordières suite à la construction des complexes touristiques.

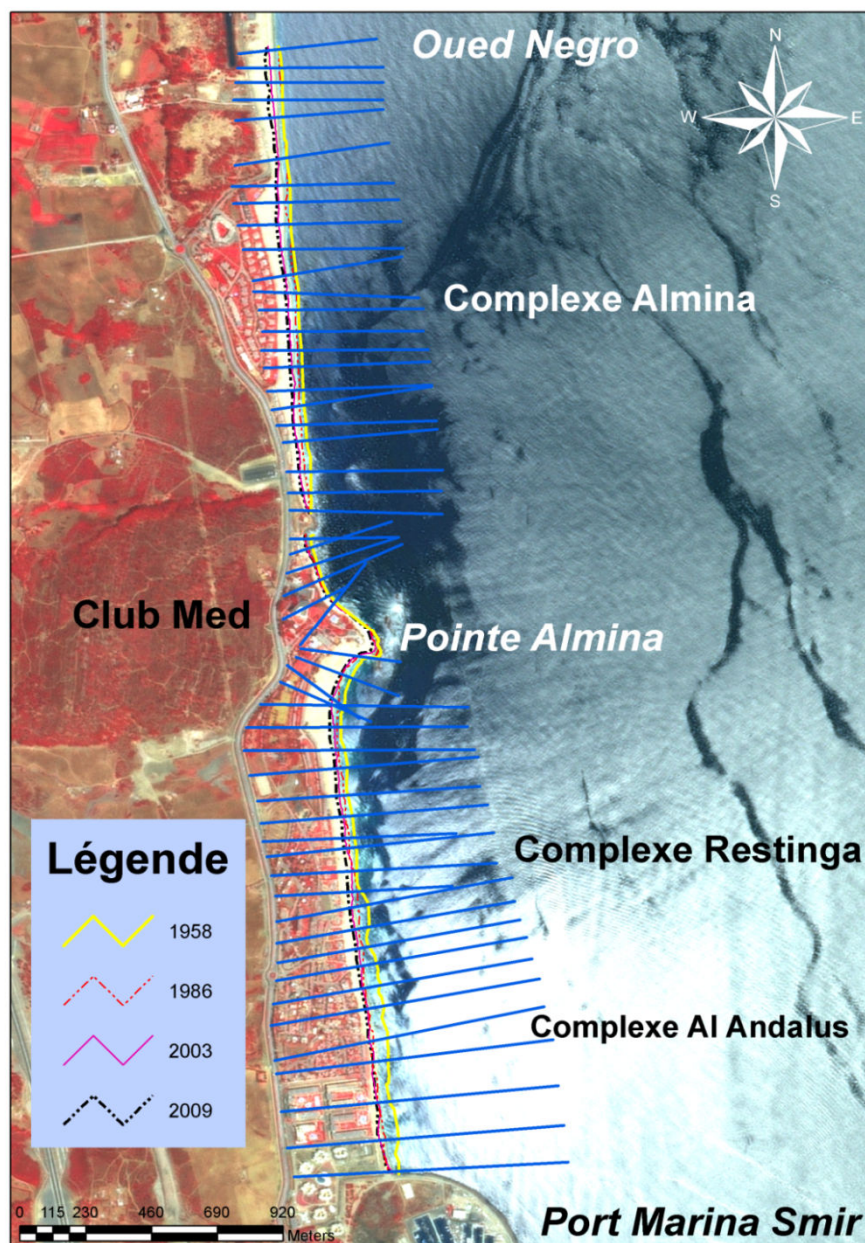


Figure III. 74 – Évolution du trait de côte de la portion port Marina Smir – Oued Negro.

D'autre part, la comparaison des photographies aériennes anciennes avec les images satellitaires, plus récentes, montre que l'Oued Negro arrivait plus loin, au sud, qu'actuellement, et donc apportait une quantité plus importante de matériaux (Figure III. 76). Ceci peut être expliqué par l'assèchement de plusieurs zones humides environnantes pour l'exploitation des terrains dans la construction des complexes touristiques (complexe d'Almina).

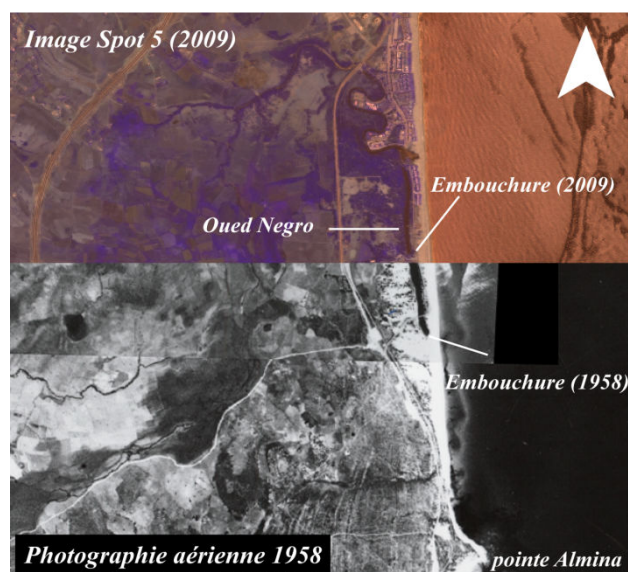


Figure III. 76 – Retrait de l'embouchure de l'Oued Negro (estimé à 550 m) ; noter l'importance des barres en croissants sur la photographie aérienne, et qui favorisaient la dissipation de l'énergie des houles.

III.2. 4. Oued Negro – Fnideq

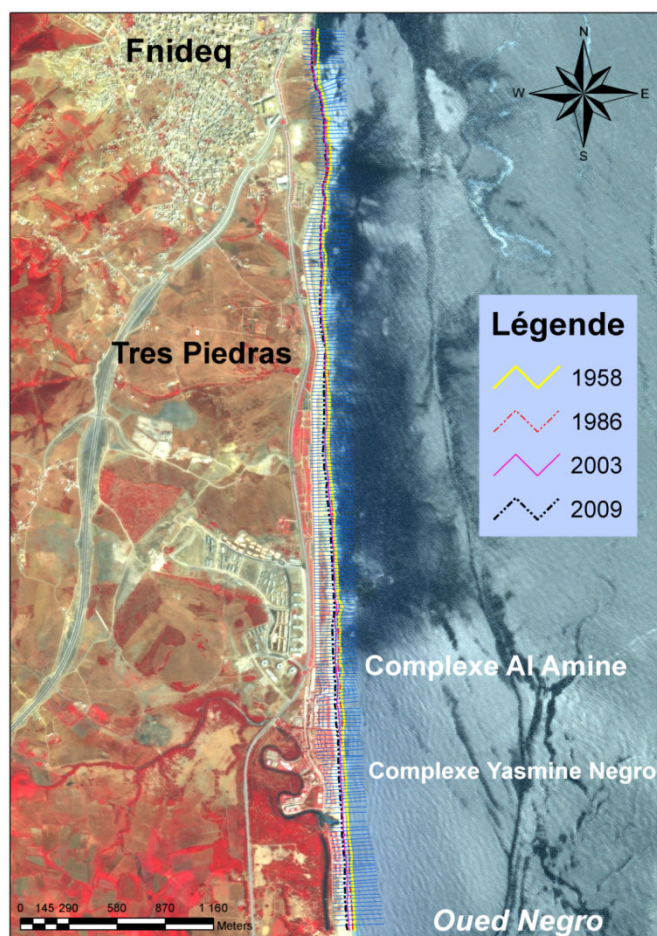


Figure III. 77 – Évolution du trait de côte de la portion Oued Negro - Fnideq.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

C'est un secteur de 5540 m de longueur environ, entre l'Oued Negro et le centre urbain de Fnideq.

Sa partie sud est constituée de plages sableuses basses, alors qu'au nord, on observe par endroits des zones à falaises, le plus souvent tendres, et qui ont été protégées par des enrochements à l'entrée de la ville de Fnideq (Figure III. 78).



Figure III. 78 – Enrochements pour la protection de la corniche de Fnideq (cliché : 27/11/2007).

En ce qui concerne l'évolution historique du trait de côte, l'analyse diachronique nous permet de distinguer trois tendances, correspondant chacune à une période (Figure III. 79) :

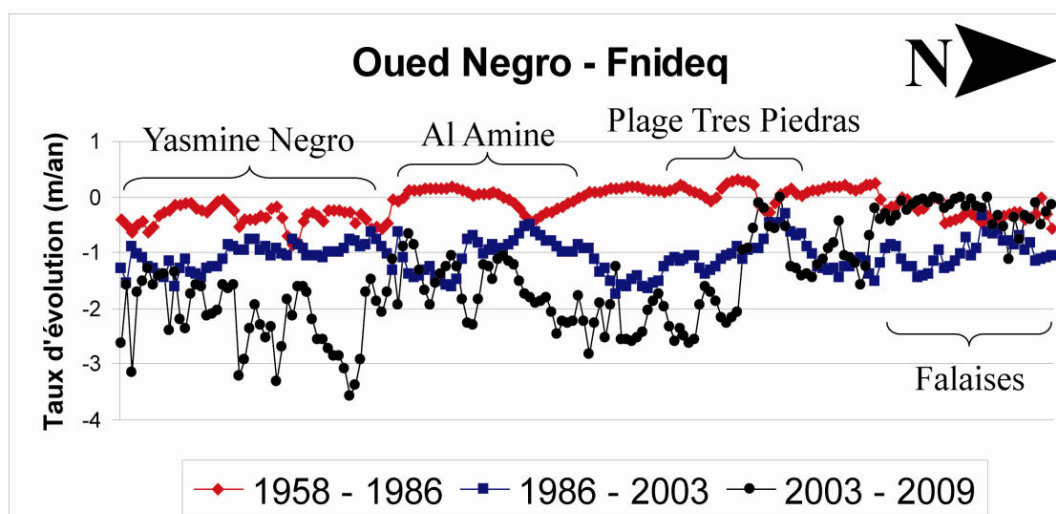


Figure III. 79 – Taux des variations moyennes du trait de côte pour la portion Oued Negro - Fnideq.

3ème PARTIE - CARACTÉRISATION MORPHODYNAMIQUE ET RISQUES AU NIVEAU DES PLAGES DU LITTORAL TÉTOUANAIS

- la première, entre **1958 et 1986**, est caractérisée par une stabilité remarquable, les taux d'évolution enregistrés peuvent être considérés comme négligeables au regard des différentes sources d'erreur.
- la deuxième, entre **1986 et 2003**, où on a enregistré une érosion modérée, oscillant entre -1 et -2 m/an.
- finalement, la période **2003 – 2009**, caractérisée par plusieurs aménagements, avec la réalisation de la corniche qui occupe toute la portion considérée, et de plusieurs complexes, dans certains cas tout près du rivage, ce qui a eu comme conséquence l'intensification des taux d'érosion, qui dépassent dans plusieurs cas -3 m/an.

Ainsi, l'évolution du trait de côte de ce secteur est plus complexe que celle du secteur sud, ceci à cause des interventions anthropiques, plus abondantes et qui perturbent la circulation hydrosédimentaire.

La figure III. 80 montre que le recul des rivages est prédominant au niveau de ce secteur, notamment après la construction des deux ports de Kabila et Marina Smir, des complexes touristiques et des infrastructures annexes.

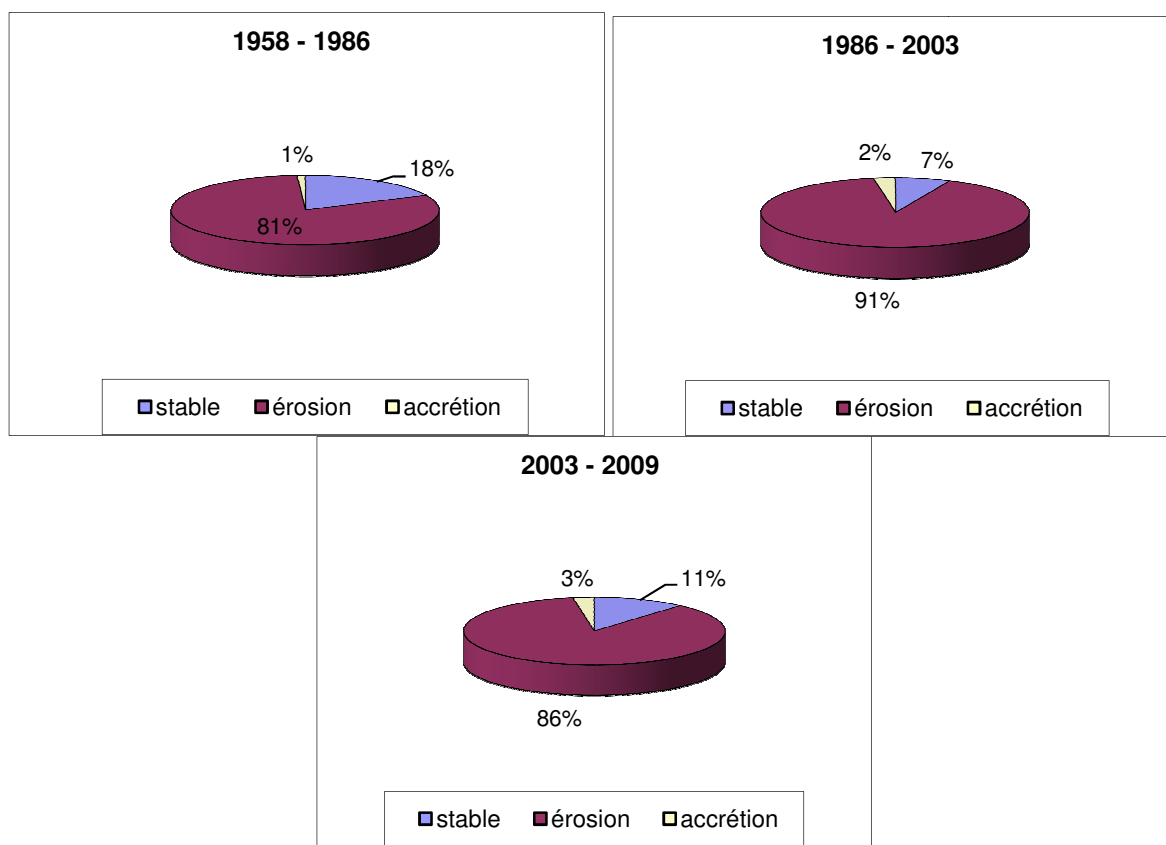


Figure III. 80 - Pourcentages des secteurs côtiers de la portion M'diq – Fnideq ; d'érosion, d'accrétion et stables entre 1958 et 2009.

- la période 1958 et 1986 était caractérisée par une faible occupation des plages de ce secteur, à l'exception du village de M'diq et la station balnéaire de Restinga, les rivages montraient un comportement conditionné par l'action météo-marine essentiellement, ainsi, les taux d'érosion étaient faibles et ne dépassaient guère -2 m/an. Les plages de la portion sud de ce secteur ont montré une tendance plus importante au retrait à cause de leur exposition plus élevée aux houles incidentes.

L'étendue des rivages stables était relativement élevée, et concentrée dans la portion nord, grâce aux apports sédimentaires des cours d'eau et des dunes d'une part, et l'abondance des zones à falaises d'autre part.

Finalement, une petite zone en accrétion a été observée au niveau de la pointe d'Almina, qui constitue un obstacle naturel face à la dérive sud-nord dominante.

- entre 1986 et 2003, les aménagements entrepris à partir du début des années 90 du siècle précédent ont eu leurs répercussions sur l'évolution du trait de côte, ainsi, le pourcentage des zones en érosion devient plus important au profit des rivages stables. Quant aux zones en accrétion, on note une légère augmentation dans leur pourcentage, ceci est dû essentiellement aux accumulations au sud du port de Marina Smir.
- Finalement, l'évolution durant la dernière période (2003 – 2009) montrait des pourcentages plus au moins similaires à la période précédente. Cependant, les derniers aménagements entrepris pendant la deuxième moitié de cette décennie ont eu comme conséquence l'intensification des taux de recul.

IV TENDANCES ÉVOLUTIVES ET ESTIMATION DU RISQUE DE DISPARITION DE CERTAINES PLAGES EMBLÉMATIQUES DE LA RÉGION

Le constat de l'évolution multi-dates et les taux d'érosion élevés enregistrés, nous ont poussé à effectuer une estimation de la date de disparition de certaines plages de grande importance dans la région, et dont la disparition aura des conséquences dramatiques sur les activités socio-économiques et de loisir. En plus, plusieurs projets sont programmés au niveau de ce littoral, notamment ceux visant à augmenter la capacité d'accueil des touristes.

Nous avons estimé les dates de disparition de 9 plages de grand intérêt touristique dans la région, et où abondent les résidences secondaires et les complexes touristiques, souvent tous près de la ligne du rivage (Figure III. 81).

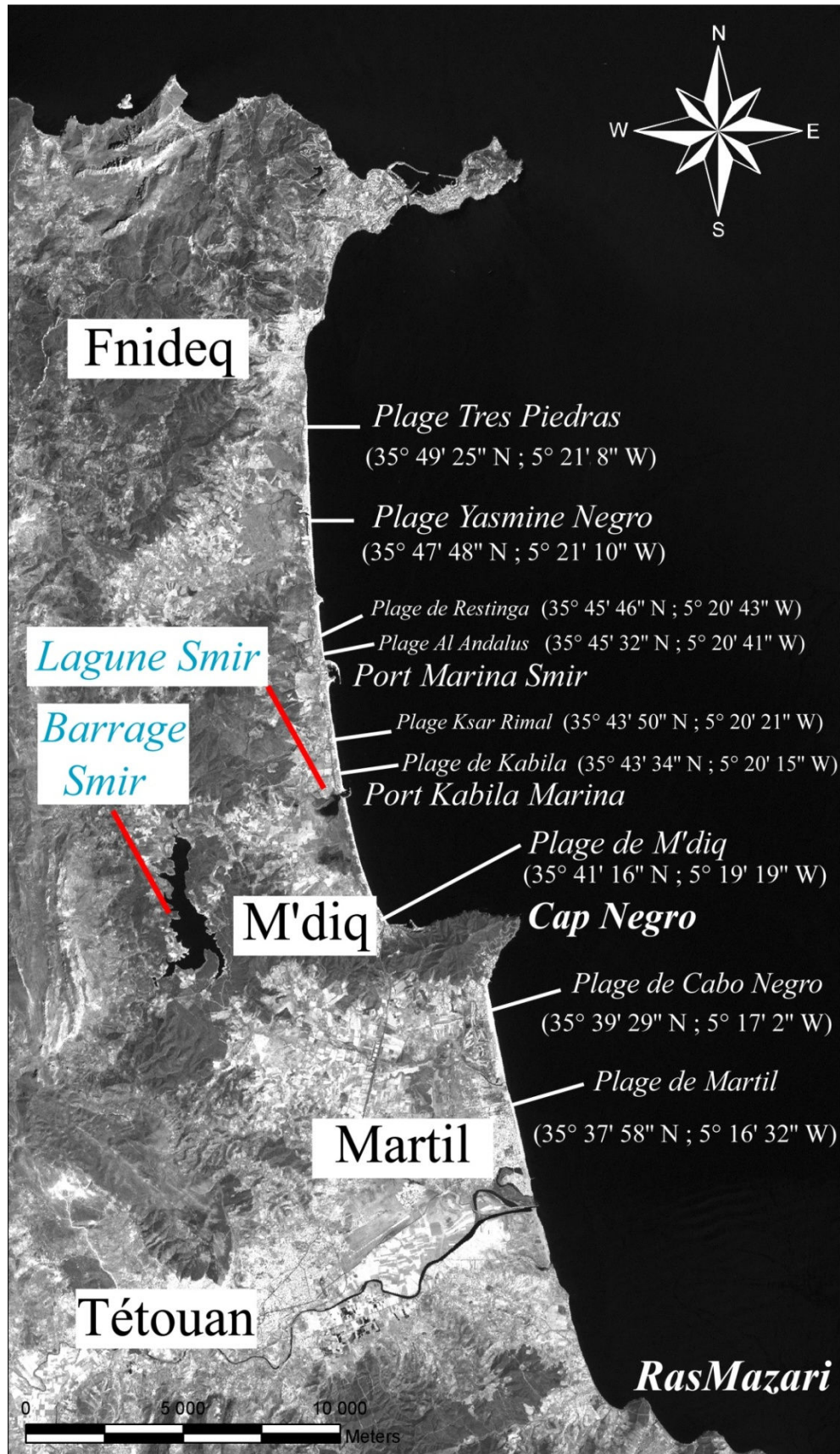


Figure III. 81 – Emplacement des plages concernées par l'estimation du risque de disparition.

IV. 1 Plage de Martil

La commune urbaine de Martil s'étend sur une superficie de 33,50 km², son périmètre a connu une extension importante, par l'intégration du village touristique de Cabo Negro et le versant sud de Koudiat Taïfor, le golf et sa zone touristique ainsi que des terrains agricoles. La ville attire annuellement de nombreux touristes venant de tous les coins du Maroc et même de l'étranger, le tourisme constitue donc la principale source de revenu pour la population riveraine, on estime que, pendant la période estivale, le nombre des habitants de la ville se multiplie par trois. En plus du tourisme, la pêche constitue un secteur important pour la diversification de la production et des sources d'emploi. Finalement, l'agriculture qui alimentait pendant longtemps la région grâce à l'existence d'une plaine assez vaste et de nappes phréatiques, souffre actuellement de la réduction progressive des terrains agricoles sous l'effet de la pression de l'urbanisation.

L'érosion de la plage de Martil et l'avancée de la mer auront donc des répercussions sur ces trois activités :

- ✓ L'avancée de la mer vers le continent constituerait une menace sur la corniche et les constructions tout près de la plage.
- ✓ L'avancée de la mer menacerait les points de débarquement des captures des pêcheries.
- ✓ L'avancée de la mer constituerait un risque de salinisation des aquifères abondants dans la plaine de Martil.

En plus, l'existence du cours d'eau le plus important de la région, l'Oued Martil, et de son bras mort au niveau du quartier Diza, augmenteraient les risques d'inondations aux moments de tempêtes associées aux crues.

Afin d'estimer le risque de disparation de la plage de Martil, on a calculé la largeur de la plage en traçant la perpendiculaire aux traits de côte de différentes dates, à partir d'un point fixe, correspondant dans ce cas à la bordure de la corniche en face du complexe Cité Jardin, dont les coordonnées géographiques sont : (35° 37' 58'' N ; 5° 16' 32'' W).

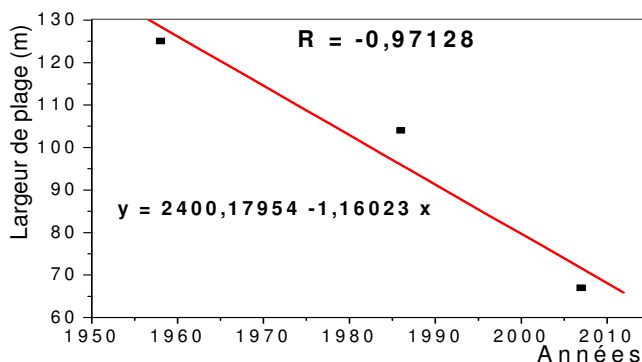


Figure III. 82 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au niveau de la plage de Martil.

L'équation tirée de l'évolution du trait de côte de ce site (Figure III. 82) montre qu'on peut attendre la disparition de cette plage d'ici 60 ans environ, ceci sans prendre en considération l'effet des derniers aménagements, notamment la destruction des dunes très développées et stabilisées par une forêt au profit de la construction de complexes résidentiels et d'une route, en plus du nouveau barrage sur un affluent de l'Oued Martil.

IV. 2 Plage de Cabo Negro

C'est une belle plage, assez vaste, et dont l'activité principale et le tourisme balnéaire, les résidences secondaires et les complexes touristiques se développent derrière les dunes et au pied du massif de Koudiat Taifor.

Le repère choisi au niveau de cette plage pour estimer sa tendance et la date de sa disparition se situe en face du Club-Med de Cabo Negro, et dont les coordonnées géographiques sont : (35° 39' 29'' N ; 5° 17' 2'' W).

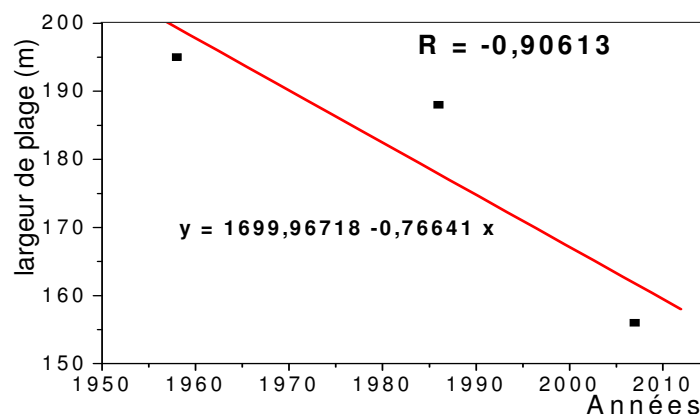


Figure III. 83 – Modélisation de la cinématique du trait de côte en face du Club-Med de Cabo Negro.

La cinématique du trait de côte de cette plage confirme sa grande stabilité (Figure III. 83), ainsi, nous estimons que cette plage persistera pour plus de 200 ans à venir. Cependant, on pense que les derniers aménagements (construction d'une route reliant cette plage à Martil et d'autres résidences et complexes), et les aménagements futurs, auront des conséquences négatives sur cette plage puisque ils affecteront les dunes et les échanges de ces dernières avec le reste de la plage.

IV. 3 Plage de M'diq

Après les derniers travaux de mise à niveau urbaine de la province M'diq-Fnideq, M'diq est aujourd'hui devenue une station balnéaire plus attractive, tout en conservant sa tradition de ville marine dont la pêche constitue un secteur important. Les infrastructures, les résidences et les complexes sont très proches de la mer, ce qui leur constitue une menace directe.

Le repère considéré pour l'estimation du risque de disparition de cette plage se situe au niveau de la bordure de la corniche au centre de M'diq (35° 41' 16'' N ; 5° 19' 19'' W).

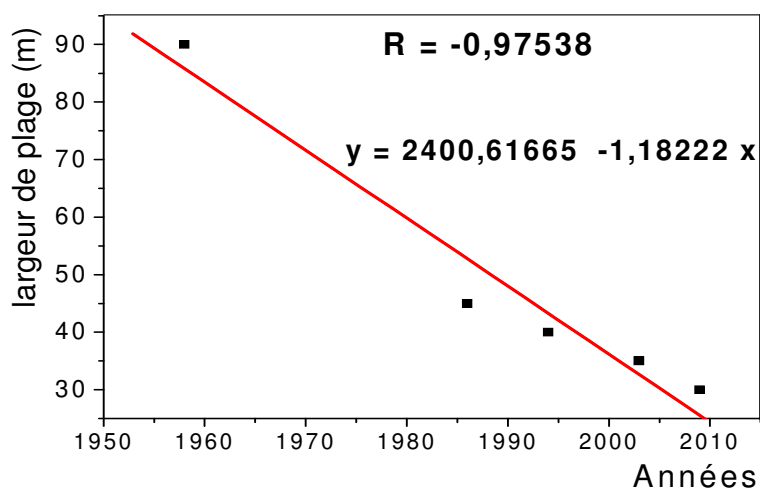


Figure III. 84 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de M'diq.

La cinématique du trait de côte montre qu'on peut attendre la disparition de cette plage dans une vingtaine d'années si l'évolution se continue à ce rythme, ce qui constituerait une augmentation des risques d'inondations, et par conséquent, les infrastructures résidentielles et touristiques vont être endommagées à court-terme si des mesures de protection ne sont pas prises (Figure III. 85).

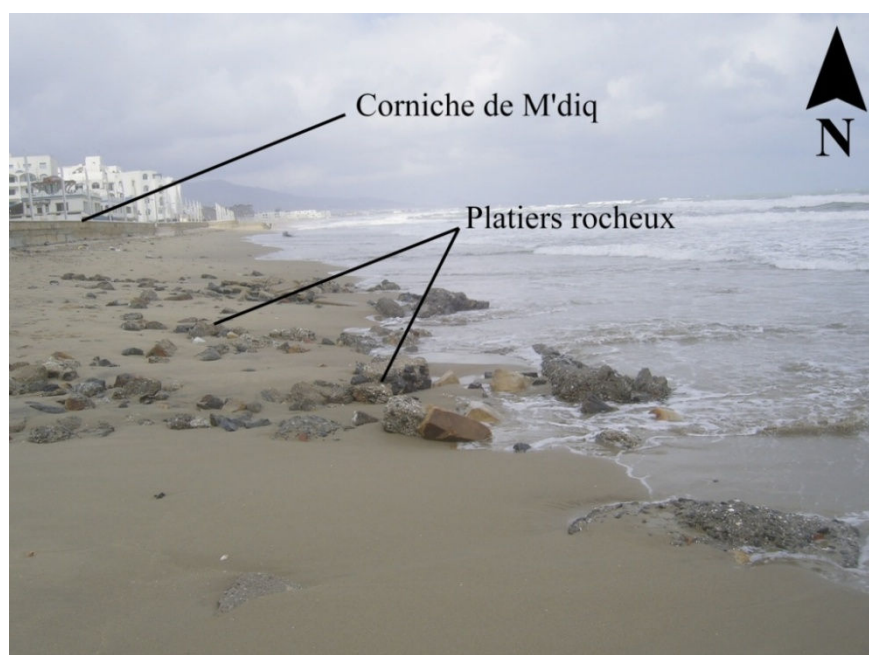


Figure III. 85 – État actuel de la zone concernée par l'estimation de sa disparition d'ici 20 ans environ ; noter l'affleurement des rochers qui se trouvaient couverts de sables avant les derniers aménagements (cliché : 18/03/2009).

D'ailleurs, les villes de M'diq et Fnideq souffrent ces dernières années d'inondations à chaque crue associées aux vents d'est, et dont la montée des eaux marines contribue à l'amplification du phénomène et par conséquent des dégâts.

IV. 4 Plage de Kabila

Cette plage possède une activité tournée complètement vers le tourisme, avec 1 Hôtel **** ; 82 villas ; 133 appartements (selon la Délégation de Tourisme de Tétouan ; in Bello et *al.*, 2006), en plus d'un port de plaisance (Kabila Marina).

Le repère considéré au niveau de cette plage pour estimer sa disparition a comme coordonnées géographiques (35° 43' 34'' N ; 5° 20' 15'' W) et se situe en face du complexe.

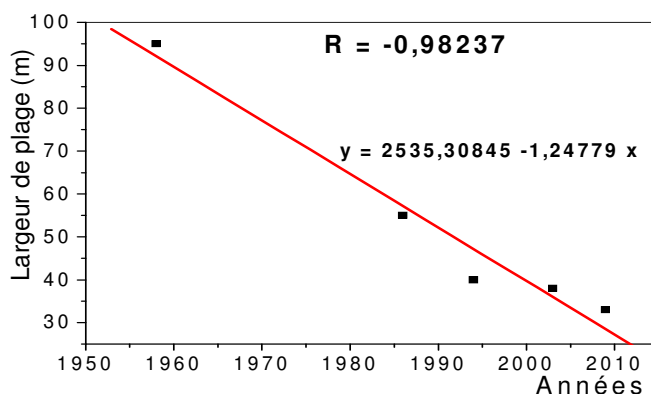


Figure III. 86 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Kabila.

Selon l'équation tirée de la modélisation de la cinématique du trait de côte, on prévoit la disparition de cette plage dans un peu plus de 20 ans, ce qui frappera la principale activité se développant dans la zone à court-terme, avec la diminution de la capacité d'accueil de la plage et l'augmentation de l'action des houles sur les constructions et les installations portuaires, en plus de l'impact écologique que peut avoir la montée de la mer sur la lagune de Smir et les aquifères (salinisation) et les échanges lagune – mer.

IV. 5 Plage de Ksar Rimal



Figure III. 87 – Destruction des dunes suite aux constructions au nord de Ksar Rimal.

Cette plage se situe juste au nord de la plage de Kabila, et comme cette dernière, on recense un important complexe touristique, avec 12 villas et 100 appartements (selon la Délégation de Tourisme de Tétouan ; in Bello et *al.*, 2006), sans compter les dernières constructions de ces dernières années, et qui ont détruit les dunes qui se situait au nord de cette plage (Figure III. 87) pour construire un autre complexe : le Sania Plage, avec un Hôtel de 125 chambres, 344 appartements et 32 appart-hôtels (selon la Délégation de Tourisme de Tétouan ; in Bello et *al.*, 2006).

Le repère considéré pour le calcul du risque de disparition de cette plage se situe au centre du complexe touristique de Ksar Rimal (35° 43' 50'' N ; 5° 20' 21'' W).

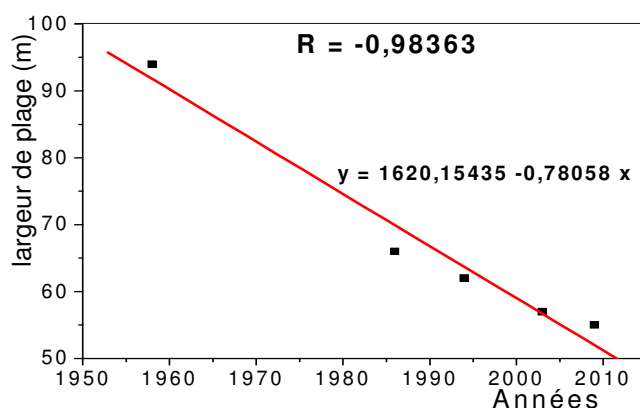


Figure III. 88 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Ksar Rimal.

La modélisation de la cinématique du trait de côte prévoit, qu'à ce rythme, la plage de Ksar Rimal disparaîtra vers l'année 2075. Cependant, il faut attendre l'impact des derniers aménagements, qui auront sans doute des conséquences négatives quant au devenir de cette plage.

IV. 6 Plage Al Andalus

La plage d'Al Andalus se situe juste au nord du port Marina Smir, qui contribue à son déficit en apports sédimentaires.

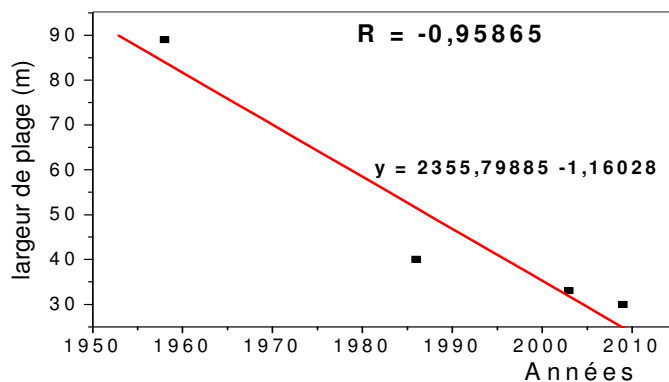


Figure III. 89 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage d'Al Andalus.

Le repère choisi pour l'estimation du risque de disparition de cette plage se situe en face du complexe Al Andalus, et dont les coordonnées géographiques sont (35° 45' 32'' N ; 5° 20' 41'' W).

Cette plage montre une vulnérabilité à l'érosion assez élevée, et on prévoit donc sa disparition à court-terme (d'ici 20 ans environ) (Figure III. 89).

IV. 7 Plage de Restinga

Cette plage est une zone touristique par excellence, elle constituait pendant longtemps le pôle du tourisme balnéaire au niveau de toute la zone. Ainsi, entre 1965 et 1969, le groupe Maroc-Touriste fut le principal investisseur (Berriane, 1993). Actuellement, le complexe de Restinga Smir renferme 1 Hôtel***, 210 villas et 430 appartements (selon la Délégation de Tourisme de Tétouan ; in Bello et *al.*, 2006).

Le repère considéré pour l'estimation de la disparition de cette plage a comme coordonnées géographiques : (35° 45' 46'' N ; 5° 20' 43'' W).

D'après l'équation de la droite de l'évolution du trait de côte de cette plage, on peut attendre sa disparition d'ici une vingtaine d'années (Figure III. 90).

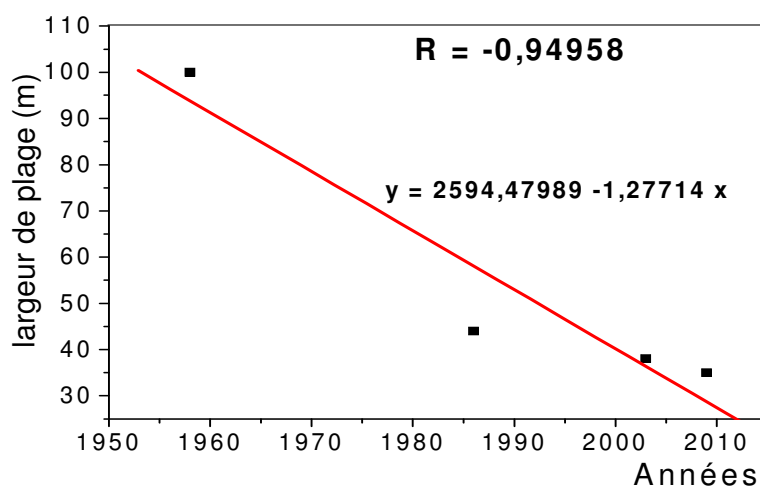


Figure III. 90 – Modélisation de la cinématique du trait de côte au centre de la plage de Restinga.

La cause principale de cette tendance serait, comme dans le cas de la plage d'Al Andalus, le manque d'apport en sédiments suite à leur blocage au niveau de la jetée sud du port Marina Smir. Pour protéger ce secteur de cet effet, Anfuso et *al.*, 2007 ont proposé le dragage du sable de la partie au sud du port Marina Smir qui montre des taux très élevés d'accumulation et le verser au niveau de ces plages. Cette solution nous paraît la plus adéquate et serait une sorte de reprise de la circulation naturelle avant la construction du port.

Ce phénomène s'observe aussi au niveau d'une autre plage (*Club-Med*) très proche, et dont le blocage des sédiments se fait cette fois par la pointe d'Almina (Figure III. 91).



Figure III. 91 – Photo montrant le risque de disparition de la plage du Club Med dans les quelques prochaines années (cliché : 27/11/2007).

IV. 8 Plage de Yasmine Negro

C'est une plage exclusivement touristique également, on y recense : 1 Hôtel***, 40 villas et 60 appartements Délégation de Tourisme de Tétouan ; in Bello et *al.*, 2006).

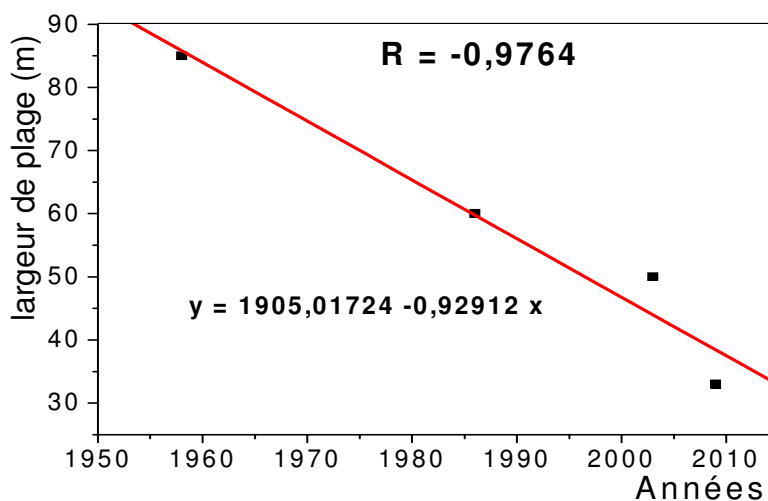


Figure III. 92 – Modélisation de la cinématique du trait de côte d'un site au niveau de la plage de Yasmine Negro.

Le repère considéré pour l'estimation de la tendance de cette plage se situe en face du complexe édifié sur le haut de plage, et dont les coordonnées géographiques sont : (35° 47' 48'' N ; 5° 21' 10'' W).

La cinématique du trait de côte nous informe, qu'à ce rythme, on peut attendre la disparition de la plage de Yasmine Negro à l'horizon de l'année 2050 (Figure III. 92).

IV. 9 Plage de Tres Piedras

Cette plage restait pendant longtemps la moins aménagée de toutes les plages choisies pour cette étude, cependant, des travaux de mise à niveau ont été déclenchés à partir de l'année 2006 avec la construction d'une corniche qui occupe le haut de plage et qui arrive jusqu'à la ville de Fnideq.

Le repère considéré pour le calcul de la largeur de cette plage a comme coordonnées géographiques : (35° 49' 25'' N ; 5° 21' 8'' W).

D'après la figure III. 93 montrant la modélisation de la cinématique du trait de côte, on prévoit une durée de vie pour cette plage d'une soixantaine d'années environ.

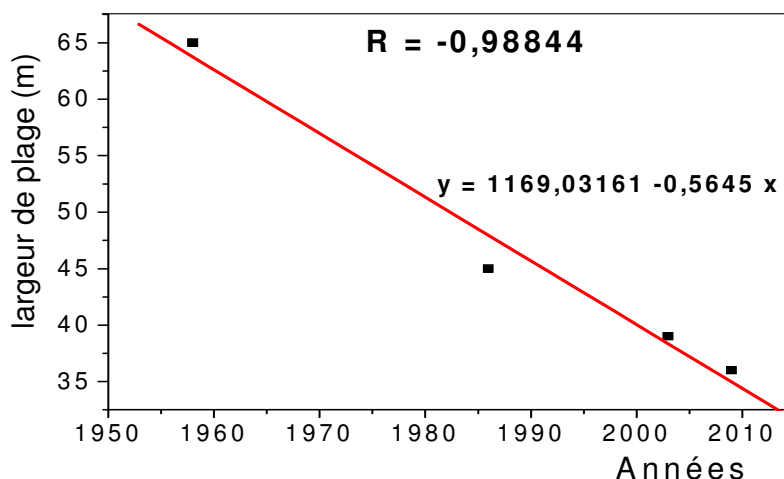


Figure III. 93 – Modélisation de la cinématique du trait de côte d'un site au niveau de la plage de Tres Piedras.

La vulnérabilité des plages à la disparition confirme donc les résultats de l'évolution historique du trait de côte, généralement, les plages se trouvant au nord du Cap Negro sont plus vulnérables.

Ce qui rend ce constat encore plus pessimiste, c'est que les secteurs menacés par la disparition à court-terme (dans 20 ans environ) sont ceux appelés à jouer le rôle de levier pour le tourisme de la région, notamment M'diq, qui devenu un pôle important actuellement, et qui a passé dans peu de temps d'une petite ville de pêche et du tourisme à devenir la capitale de la préfecture M'diq – Fnideq.

Ainsi, la disparition de la plage de M'diq et les plages avoisinantes, entrainerait des bouleversements importants dans les activités se développant dans la zone et mettrait en cause d'importants investissements et de sources de revenus.

V CONCLUSION

L'analyse multi-dates de l'évolution du trait de côte nous a permis de distinguer une variabilité aussi bien spatiale que temporelle ;

- en considérant la variabilité **spatiale**, on distingue deux zones séparées par le Cap Negro, le secteur M'diq – Fnideq montre une tendance plus importante à l'érosion, avec des taux annuels plus élevés que le secteur Ras Mazari – Cap Negro.
- en considérant la variabilité **temporelle**, on distingue deux phases ;
 - ✓ la phase pré-aménagements, qui correspond à la période 1958 – 1986, caractérisée par un pourcentage important des rivages en accrétion et des taux annuels de recul faibles à modérés.
 - ✓ la phase post-aménagements, à partir de la fin des années 80 et début des années 90, caractérisée par la prédominance des rivages en érosion avec des taux annuels élevés à très élevés dans certains cas, et qui constituent une menace de disparition de certaines plages.

Quant aux causes de ces tendances, on distingue deux facteurs principaux :

- le premier naturel : les plages exposées aux houles d'E-NE montrent des taux élevés de recul, ceci se manifeste nettement au niveau du secteur Azla – Sidi Abdeslam, dont une grande partie de cette plage a complètement disparu, et au niveau de la plage de M'diq, qui a enregistré des taux importants de recul également, même avant la période des aménagements. Les plages protégées des houles de tempêtes ont montré par contre une grande stabilité, voir même un engraissement dans les cas de disponibilité d'une source d'alimentation en sédiments (Martil et Cabo Negro).
- le second facteur, anthropique : en effet, les aménagements entrepris au niveau du littoral tétouanais ont déclenché d'importants bouleversements, essentiellement négatives pour le devenir de ces plages. Ainsi, les constructions au niveau des hauts des plages et des dunes ont privés les plages d'échanges sédimentaires, et la construction des ports a perturbé la circulation littorale, pour définir généralement deux zones : une zone d'accumulation, limitée à la plage juste au sud du port Marina Smir ; et des zones en déficit d'apports en matériaux, qui sont plus nombreux, notamment dans la partie nord de ce littoral.

Nous avons confronter ces résultats aux travaux de Niazi, 2007 et Anfuso et *al.*, 2007. Les différences les plus remarquables entre les résultats obtenus dans ce travail et ceux obtenus dans le travail de Niazi, 2007 correspondent à la période 1958 – 1986, où Mme. Niazi a enregistré des taux élevés de recul pour M'diq, Marina Smir et Cabo Negro et elle les a liés aux constructions des ports pour les deux premières plages, et les aménagements touristiques

pour le cas de Cabo Negro. Par contre, dans le présent travail on a enregistré plutôt une accrétion au niveau de Cabo Negro et des taux modérés d'érosion dans toute la portion nord, en effet, les aménagements de la Société Africaine du Tourisme (S.A.T) à Cabo Negro et le port de M'diq sont adossés au Cap Negro et ont peu d'influence sur les échanges sédimentaires. Dans le cas de la plage de Marina Smir, on pense que les répercussions de la construction du port, qui a commencé en 1986, nécessite un certain temps pour se manifester.

Anfuso et *al.*, 2007 a adopté une approche qui prend en considération les limites des sous cellules sédimentaires et leur mobilité dans le temps et dans l'espace pour expliquer l'emplacement des zones en accrétion et celles en érosion pour le secteur M'diq - Fnideq, il a différencié entre des limites fixes : port Kabila, port Marina Smir et pointe Almina, et des limites libres, ces dernières varient en fonction de la provenance et de l'intensité des houles.

Ces limites influent le courant de la dérive sud – nord, ainsi, on observe une accumulation en amont des structures fixes et une érosion en aval. Pour les limites mobiles, ils définissent des zones de convergence et d'autre de divergence. Généralement, on observe un engraissement au niveau des premiers (ceci peut expliquer les taux d'engraissement enregistrés au nord de M'diq pendant la période 2003 – 2009 causé par la convergence du courant de la dérive sud – nord et du reflux du courant au niveau du port de Kabila), et une érosion au niveau des seconds.

Finalement, nous avons réalisé une estimation du risque de disparition de 9 plages, qui sont les plus emblématiques du littoral de Tétouan, les résultats obtenus de cette étude laisse prévoir un scénario peu optimiste, notamment les plages du secteur M'diq – Fnideq.

Ainsi, quatre plages de ce secteur sont menacées par disparition dans un futur très proche (une vingtaine d'années environ) : M'diq, Kabila, Al Andalus et Restinga, ce qui frappera durement les activités socio-économiques de la zone : tourisme balnéaires, complexes et résidences, cafés et restaurants, corniche, augmentation du risque d'inondation, menace des constructions portuaires, etc. En plus de l'impact écologique que peut avoir cette tendance, notamment au niveau de la lagune de Smir et son acquifère, en induisant leur salinisation.

Trois plages de ce secteur (Ksar Rimal, Yasmine Negro et Tres Piedras), en plus de la plage de Martil du secteur sud, ont montré un risque de disparition à moyen-terme (entre 40 et 60 ans environ), ce qui confirme la grande vulnérabilité du littoral tétouanais.

La seule plage qui a montré une stabilité remarquable et celle de Cabo Negro grâce à sa protection des houles de tempêtes par le Cap Negro et la disponibilité d'apports sédimentaires assurés par le courant de dérive littorale et les dunes très développées.

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le littoral tétouanais, orienté N-S et d'une longueur d'environ 40 km, est limité au nord par le promontoire de Sebta et au sud par Ras Mazari. Il possède des plages de largeurs variables et de morphologie continue, interrompue localement par des caps rocheux. Le climat de la région est de type méditerranéen caractérisé par deux saisons bien différenciées : la première, humide et fraîche, s'étend d'octobre à avril ; la seconde, sèche et chaude, débute en mai et se prolonge jusqu'à la fin de septembre, les précipitations sont très concentrées dans le temps, principalement en hiver et au printemps. Le vent dominant dans la région a une direction préférentielle est-ouest comme réponse au relief.

L'hydrodynamique de cette zone méditerranéenne est caractérisée par des courants induits par les tempêtes et les houles en provenance du secteur E à ENE, un marnage faible de type microtidal et des courants généraux. Le courant de dérive littorale flue généralement du sud vers le nord.

Cette zone présente un grand intérêt socio-économique, elle est appelée à être un levier de développement local et régional, et dont l'activité principale est le tourisme balnéaire et les activités annexes. Ce qui fait que la liste des pressions auxquelles est soumise cette zone est très longue et leurs conséquences sont aggravées par un certain nombre d'éléments dont, principalement :

- La fragilité de l'écosystème, la perturbation d'un facteur naturel peut entraîner une cascade de répercussions dont on ne peut pas contrôler les impacts ;
- Le manque d'informations scientifiques, précises, actualisées et suffisantes pour la prise de décisions quant à la protection et la gestion en général ;
- La surexploitation des ressources de ces zones (sables par exemple) ;
- La faiblesse de la dimension environnementale dans les projets industriels ou d'aménagements touristiques ;
- Les carences juridiques et administratives au sujet du littoral ;
- Et enfin, une population riveraine peu sensibilisée aux valeurs vitales de ce milieu et des risques qui peuvent les menacer.

Ce travail est une contribution à la caractérisation morphodynamique et environnementale du littoral tétouanais, et il vise à être à la base d'un document utile aux décideurs et aménageurs. Nous avons opté pour une approche qui prend en considération le comportement des plages face aux forçages météo-marins et leurs réponses aux interventions anthropiques, ainsi que leur capacité à assurer leurs fonctions principales : fonction naturelle, fonction récréative et fonction de protection. Pour ce faire, on a suivi un protocole axé sur :

- L'étude des sédiments superficiels de tout le littoral et des principaux cours d'eau qui y débouchent. Ainsi, l'étude granulométrique nous a permis d'obtenir les paramètres

statistiques largement utilisés dans ce propos pour caractériser la texture du sédiment. En plus, on a effectué une étude morphoscopique et géochimique qui a pour but de déterminer l'origine des matériaux et de caractériser le mode de transport.

- L'étude granulométrique détaillée des sédiments superficiels des cinq plages les plus emblématiques et représentatives du littoral tétouanais au niveau des différents compartiments. Certains paramètres obtenus serviront à la caractérisation du comportement de ces plages et établir des modèles morphodynamiques.
- Le suivi bimensuel à saisonnier de la topo-bathymétrie en 3D de ces cinq plages à l'aide d'une Station Totale Electronique sur une durée de deux ans, Les données relevées sur le terrain ont été ensuite analysées et interprétées, ainsi, on a pu identifier l'évolution de la morphologie des plages en réponse aux agents météo-marins, de la pente et des volumes sédimentaires impliqués pendant chaque période. En plus, on a calculé les paramètres les plus utilisés en morphodynamique côtière pour caractériser l'état des plages : le *surf similarity parameter* pour caractériser le type de déferlement, le *surf scaling parameter* et le paramètre de Gourlay qui caractérisent le comportement des plages.
- Le traitement des données météo-marines et le calcul de l'énergie liée aux houles incidentes pour chaque période du suivi topo-bathymétrie en utilisant la hauteur de la houle et la période associée.
- Le suivi morphologique saisonnier nous a révélé l'importance de trois facteurs régissant le comportement morphodynamique des plages : l'exposition des plages aux houles incidentes, la texture des sédiments constituant ces plages et la morphologie préexistante. Ainsi, nous avons choisi de réaliser un suivi particulier pendant une plus courte période caractérisée par une agitation importante au niveau de deux plages à caractères contrastés : la première plage est celle de Cabo Negro caractérisée par des sédiments moyens à fins, une pente douce et protégée des houles de tempête par un promontoire rocheux (le Cap Negro) ; la seconde, la plage de Ksar Rimal, constituée de sédiments grossiers riches en fragments de coquilles, une pente prononcée et exposée aux houles de tempêtes. Le but principal est de caractériser les taux d'accrétion / érosion de chacune de ces plages et leur capacité d'auto-régénération. D'autre part, nous avons déterminé la côte d'inondation de chaque plage suite à la surélévation due à cette tempête.
- Finalement, on a réalisé une étude multi-dates de l'évolution du trait de côte du littoral tétouanais à l'aide des photographies aériennes et d'images satellitaires de différentes dates, et ce afin d'identifier les tendances sur une période totale correspondant à la moitié du siècle. Ainsi, on a complété l'étude morphodynamique à différentes échelles du temps et on a pu mettre les liens entre les tendances du trait de côte et les facteurs naturels et anthropiques.

L'étude sédimentologique a permis d'individualiser deux grandes unités sédimentaires : l'une, septentrionale, entre Fnideq et M'diq, où abondent les éléments grossiers mal classés, et

l'autre méridionale, de Cabo Negro à Azla, avec des sédiments bien classés de granulométrie moyenne tendant vers les fins. Les apports par les cours d'eau sont réduits, seul l'oued Martil véhicule des quantités importantes de matériaux continentaux. La deuxième source d'alimentation des plages est assurée par les fragments de coquilles. L'apport des caps rocheux, métamorphiques, reste à caractère local et alimente essentiellement les plages sous-jacentes. La distribution des matériaux sur le littoral est assurée par le courant de dérive.

En ce qui concerne l'analyse granulométrique des cinq plages concernées par le suivi topobathymétrique, la comparaison entre les échantillons d'été et ceux d'hiver montre une tendance générale à l'accroissement de la taille des grains en hiver, notamment au niveau de l'estran et du domaine subtidal sous l'effet des vagues. La présence des dunes s'avère d'une grande importance dans le maintien de l'équilibre sédimentaire des deux plages de Sidi Abdeslam et Cabo Negro, elles assurent l'alimentation des autres compartiments lors des périodes de mauvais temps. Ainsi, on note la présence d'importants pourcentages de sables fins au niveau des estrans et du subtidal de ces deux plages dans les échantillons d'hiver. Ailleurs, les teneurs en éléments fins diminuent très nettement dans les échantillons d'hiver.

Les enregistrements des houles confirment qu'il s'agit d'un littoral de faible agitation, les périodes les plus énergétiques sont enregistrées généralement en hiver, pendant les mois de décembre, janvier et février, où les H_s dépassent souvent 4m. Ainsi, le comportement de ces plages est complexe et rythmé par l'alternance périodique de conditions calmes, vents faibles ou soufflant du continent, qui favorisent l'alimentation de la zone de clapotis (*swash*) et la construction de la berme, et d'agitation, lors de tempêtes d'est, qui déstabilisent la morphologie précédente, avec la destruction de la berme pour alimenter la partie submergée de la plage. Cependant, la construction de la barre subtidale ne s'observe nettement qu'au niveau des plages du secteur Ras Mazari – Cap Negro et notamment au niveau de la plage de Cabo Negro. Pour les deux plages du secteur nord (Ksar Rimal et Tres Piedras), l'importance de la taille des grains et de la pente ne favorise pas la construction de telles structures et on ne les observe qu'occasionnellement après des tempêtes très violentes. Ce comportement différencie les plages du secteur sud de celles du secteur nord quant à l'évolution de la pente. En effet, la formation de la barre subtidale adoucit la pente de la plage et contribue à la dissipation de l'énergie incidente au niveau des plages de Cabo Negro et Sidi Abdeslam, et dans une moindre mesure à Martil. Le contraire s'observe au niveau des deux plages du secteur nord, dont le profil de tempête est plus pentu.

Ainsi, on a pu établir un modèle pour le comportement des plages du littoral tétouanais selon le degré d'exposition aux houles incidentes, l'approvisionnement en sédiments, la taille des grains et la morphologie, trois types de plages ont été identifiés :

- i) Plage intermédiaire à dissipative associée à un déferlement mixte-plongeant à glissant : la plage de Cabo Negro, protégée des houles de tempêtes par le Cap du même nom et alimentée en sédiments par les dunes bien développées. En plus, la configuration continue et homogène fait que les apports de l'Oued Martil soient acheminés par la dérive sud-nord pour être déposés au niveau de cette plage.

- ii) Plage intermédiaire avec un déferlement mixte-plongeant : la plage de Sidi Abdeslam, semi exposée, présente une importante teneur en sédiments fins grâce à l'existence des dunes qui contribuent à l'adoucissement de la pente de l'estran. Cependant, les apports continentaux sont très réduits.
- iii) Finalement, les plages intermédiaires à réfléchives associées à un déferlement allant de mixte-plongeant à frontal : une dans la cellule morpho-sédimentaire sud, la plage de Martil, constituée de sables intermédiaires et alimentée par les apports de l'Oued Martil, et les deux plages de la cellule nord (Ksar Rimal et Tres Piedras), constituées de sables grossiers très riches en fragments de coquilles. Ces trois plages ont en commun, en plus de leur exposition aux houles dominantes, une forte anthropisation et la destruction des dunes, dont l'emplacement est occupé actuellement par les résidences et les infrastructures.

Généralement, la vulnérabilité à l'érosion augmente au niveau des plages réfléchives, ceci se voit nettement dans les variations des volumes impliqués pendant les périodes du suivi topographique. Ainsi, pendant la période la plus énergétique du suivi (octobre 2005 – janvier 2006), les plages de Tres Piedras et de Ksar Rimal ont montré les pertes les plus importantes ($-0,20 \text{ m}^3/\text{m}^2$ et $-0,13 \text{ m}^3/\text{m}^2$ respectivement), alors qu'elles étaient moins importantes pour la plage de Sidi Abdeslam ($-0,085 \text{ m}^3/\text{m}^2$) et Martil ($-0,028 \text{ m}^3/\text{m}^2$). La plage de Cabo Negro n'a pas enregistré de variations significatives. D'autre part, les taux d'engraissement aux moments de beau temps montrent aussi des différences remarquables entre les deux plages du secteur nord, réfléchives, et celles du secteur sud. En considérant l'exemple de la période la plus calme (juin 2005 – septembre 2005), les taux d'accumulation des sédiments sont de $+0,07 \text{ m}^3/\text{m}^2$, $+0,045 \text{ m}^3/\text{m}^2$, $+0,14 \text{ m}^3/\text{m}^2$, $+0,15 \text{ m}^3/\text{m}^2$ et $+0,084 \text{ m}^3/\text{m}^2$ pour les plages de Tres Piedras, Ksar Rimal, Cabo Negro, Martil et Sidi Abdeslam respectivement. Ces plages fonctionnent comme un système où les changements volumiques sont le résultat d'une redistribution des sédiments.

Le suivi réalisé à une plus courte échelle temporelle, pendant la période de tempêtes, confirme la vulnérabilité des plages réfléchives aux processus érosifs par rapport à celles dissipatives. En plus, les variations morphologiques apparaissent plus rapidement dans les plages réfléchives sous les mêmes conditions de houle *offshore*. D'autre part, l'estimation du risque de submersion montre que la surélévation est beaucoup plus importante au niveau des plages réfléchives que celles dissipatives.

En considérant le comportement morphodynamique à plus grande échelle, l'évolution du trait de côte montre également une forte dépendance de l'exposition aux houles incidentes, et dans une grande mesure, des pressions anthropiques. Ainsi, on différencie deux grandes zones et deux périodes à évolutions plus au moins différentes :

- Selon l'exposition aux houles incidentes, on distingue :
- la zone au nord du Cap Negro, exposée et qui enregistre des taux importants de recul à l'exception de la plage au sud du port Marina Smir, protégée des houles NE par la digue

principale du port, ce dernier constitue également un obstacle face à la dérive sud-nord et favorise d'avantage le dépôt à ce niveau.

- la zone au sud du Cap Negro, où les plages sont généralement plus stables avec des taux de recul moins prononcés grâce à leur protection par le Cap. On note même dans certaines périodes une avancée du trait de côte favorisée par les apports de la dérive littorale au niveau de la plage de Cabo Negro. L'exception pour ce secteur s'observe au niveau de la plage d'Azla, qui est en effet exposée, et dont on a enregistré une érosion importante pendant toutes les périodes causant ainsi la disparition totale de la plage par endroits.
 - Selon les interventions anthropiques, on distingue deux périodes :
- La période pré-aménagements (1958 – 1986), où les taux de recul étaient faibles à modérés et le pourcentage des plages en accrétion était relativement considérable.
- La période post-aménagements (1986 – 2009), dont on a constaté l'augmentation du pourcentage et de l'intensité de l'érosion du linéaire côtier à cause de la perturbation des échanges sédimentaires et l'altération des sources d'alimentation des plages en sédiments. L'exemple le plus remarquable s'observe dans la portion nord du littoral tétouanais avec la construction des Marinas, des complexes touristiques et d'infrastructures, ce qui constitue un ajout de facteurs érosifs pour cette zone déjà menacée par son exposition aux houles de tempêtes.

Vu ce constat, nous avons réalisé un pronostic des dates de disparition de certaines plages par modélisation des évolutions historiques de leurs largeurs. Ainsi, on a choisi 9 plages qui sont les plus emblématiques de la région et qui concentrent l'essentiel des activités socio-économiques et balnéaires. Les résultats sont très préoccupants pour la majorité de ces plages qui sont menacées par une disparition dans un horizon proche, ainsi, on estime la disparition des plages de M'diq, Kabila, Al Andalus et Restinga dans une vingtaine d'années, des plages de Ksar Rimal, Yasmine Negro, Tres Piedras et Martil dans 40 à 60 ans. La plage de Cabo Negro est la seule qui s'échappe à ce constat.

Ceci sans prendre en considération l'élévation du niveau de la mer, dont on a détecté plusieurs témoins partout dans le monde, qui favoriserait d'avantage la mobilisation de la zone d'action des vagues plus haut vers le continent et accélérerait ainsi les taux d'érosion.

Les causes de l'érosion des plages et du recul du trait de côte du littoral étudié sont variées :

- ✓ **Le déficit sédimentaire** : lié à l'épuisement des stocks des sédiments disponibles sur le plateau continental. Ce déficit est dû à la réduction des apports d'alluvions par les fleuves.

La mise en place des barrages (Nakhla, Ajras, Moulay Hassan Ben Mehdi, Martil et Smir) a engendré un blocage d'une grande partie de la charge solide charriée sur le fond du lit des oueds, ne laissant passer que la charge solide en suspension. En plus, l'extraction directe des matériaux, sur la plage ou en mer, encore fréquente dans notre

zone d'étude, est également responsable de ce déficit sédimentaire, selon les estimations, les prélèvements clandestins dans cette zone ont atteint environ 120000 m³ en moyenne par an, selon Merzouk (1996 in Niazi, 2007).

- ✓ **Les aménagements :** Avec l'émergence du tourisme de masse il y a une cinquantaine d'années, la côte tétouanaise a fait l'objet de profondes transformations. Les stations touristiques en bordure immédiate de la mer, le réseau de dessertes routières, mais également les ports, en sont le résultat visible aujourd'hui. Ces aménagements ont eu des conséquences importantes sur la dynamique de ces milieux littoraux.

- L'urbanisation : Pour répondre aux besoins des estivants de disposer des propriétés au bord de la mer, les petits villages de pêcheurs, qui étaient Martil, M'diq et Fnideq, furent agrandis, et en plus, de véritables nouvelles stations touristiques furent créées (Kabila, Marina Smir, Ksar Rimal, ...).

- Les aménagements structurants : La présence d'ouvrages en mer occasionne une perturbation des transits sédimentaires qui régulent l'équilibre des plages. Au niveau de la zone d'étude on a trois ports (M'diq, Kabila Marina et Marina Smir) sur une distance de 8km environ, et qui ont modifié considérablement le mouvement des sédiments et par conséquent ont accentué l'érosion marine sur les secteurs adjacents. Les digues de ces ports constituent, en effet, de véritables barrières infranchissables pour les sédiments drainés et charriés par la dérive littorale, créant des déficits importants en aval de la dérive. Les conséquences sont particulièrement marquées au niveau des plages juste au nord de ces trois ports, respectivement M'diq, Kabila, Al Andalus et Restinga.

- Les ouvrages de protection : La mise en œuvre d'ouvrages de protection en dur dans la zone d'étude (murs de protection à Azla et à Fnideq) a localement permis de ralentir ou de stopper l'érosion dans certains secteurs. Cependant les effets à moyen terme de ces ouvrages sur l'évolution du littoral et sur l'environnement en général ne sont que partiellement connus : déplacement des zones d'érosion, impacts paysagères, etc. De ce fait, ces ouvrages ne paraissent pas avoir résolu définitivement les problèmes d'érosion.

- ✓ **La fréquentation humaine :**

- La fréquentation à terre : Les cordons dunaires, qui constituent un rempart naturel contre l'invasion par la mer et représentent un élément indispensable au fonctionnement des systèmes littoraux, ont été fragilisés par le piétinement de la végétation fixatrice des sables, favorisant ainsi l'action des agents érosifs naturels (vent, mer). En outre, la saison estivale amène parfois des modifications morphologiques qui peuvent être néfastes au système littoral : c'est par exemple le nettoyage intensif des plages avec des moyens mécaniques (cribleuses) qui entraîne une déstructuration de la couche superficielle du sable rendant celui-ci plus sensible à l'action du vent et qui, à terme, peut provoquer un affaissement du pied de dune (Barusseau, 2005).

- La fréquentation en mer : Entre autres conséquences, la fréquentation mal contrôlée peut être source de destruction des véritables prairies sous-marines. Ces prairies infralittorales constituent des zones de captures des sédiments et contribuent donc à la protection contre la houle en amortissant son énergie.

Les impacts de la disparition de ces plages sont innombrables et se manifesteront à plusieurs niveaux : environnementaux, économiques et sociaux.

- ✓ Sur le plan environnemental : la zone d'étude renferme des zones humides dont la Lagune de Smir, qui par son patrimoine faunistique et floristique constitue la zone humide la plus importante de la méditerranée occidentale marocaine. Le gouvernement marocain a reconnu son intérêt et l'a inclus dans la liste nationale des Sites d'Intérêt Biologique et Ecologique (SIBE ; Eaux et Forêts, 1995). Parallèlement, la *Junta de Andalucía* l'a proposée pour créer la réserve de la Biosphère Trans-Continental "Andalousie – Maroc", en la soulignant comme une des enclaves les plus importants et riches du nord du Maroc en terme de Biodiversité (Castro et al., 2006). Ainsi, en prenant cet exemple concret, la disparition de la plage de Kabila conduirait à des modifications profondes de la configuration de cette lagune et de ces conditions physico-chimiques. Déjà, et à cause de la construction du port de Kabila, la salinité des eaux est passée de moins de 5‰ à 37-40‰ (Castro et al., 2006), ce qui a entraîné une altération de ce système ayant conduit à la prolifération des espèces halophiles à l'intérieur de la lagune au profit des espèces palustres. Ce constat peut être projeté sur d'autres zones humides de la région comme les embouchures des oueds Martil et Negro.
- ✓ Sur le plan économique : Le littoral est devenu en quelques décennies le poumon économique du Maroc en général et de la zone d'étude en particulier. Les enjeux de compétitivité et d'emploi y semblent évidents (la pêche, l'industrie, l'agriculture, l'aquaculture et le tourisme). La disparition des plages du littoral tétouanais aurait des répercussions négatives sur toutes ces activités, soit de manière directe ou indirecte :
 - **La pêche** : la détérioration des zones humides qui constituent des nurseries pour plusieurs espèces de poissons aurait comme conséquence logique la diminution des stocks de poissons. En plus, l'érosion des plages affecterait les points de débarquement des captures.
 - **L'industrie** : la zone industrielle de Tétouan se trouve dans une zone marécageuse de la plaine de Martil, à un niveau relativement bas par rapport au niveau de la mer. L'érosion de la plage de Martil entrainerait une pénétration des eaux marines plus profondément dans la plaine ce qui augmenterait les risques liés aux inondations.
 - **L'agriculture** : la pénétration des eaux marines dans le continent amplifierait la salinisation des aquifères, les deux principaux aquifères côtiers de la zone

d'étude (Martil-Alila et Smir) souffrent déjà de ce phénomène (Stitou, 2002), ce qui affecterait la production agricole.

- **L'aquaculture** : Activité encore à l'état embryonnaire dans notre zone d'étude avec seulement deux entreprises recensées à M'diq. Elle dépend largement des zones humides et des apports continentaux en nutriments, la salinisation aboutirait à une diminution des espèces servant de proies pour les espèces élevées. En plus, l'amplification de l'agitation entrainerait une augmentation de la turbidité, qui irriterait physiquement les produits aquacoles.
 - **Le tourisme** : C'est sans doute le secteur qui souffrirait le plus de la dégradation et la disparition de ces plages du fait qu'il constitue la principale activité du littoral tétouanais et qui est exclusivement balnéaire (modèle touristique de soleil et plage). Ainsi, la disparition des plages menacerait les infrastructures hôtelières, résidentielles, portuaires, infrastructurelles et de service.
- ✓ Sur le plan social : La zone d'étude constitue un réceptacle d'une population importante, régionale ou venant d'autres coins du Maroc, attirée par la clémence du climat, la beauté des paysages, les commodités du transport, la proximité du détroit de Gibraltar et l'installation des zones franches favorisant les commerces et les industries, etc. Les répercussions de la dégradation et de la disparition des plages du littoral tétouanais sur cette population seraient donc en relation avec les activités qui s'y développent, les centres urbains perdraient donc des usages et des activités assurant des sources de revenu pour la population riveraine.

RECOMMANDATIONS

Le constat établi sur la situation actuelle des côtes tétouanaises laisse prévoir un scénario peu optimiste quant au devenir de celles-ci, si des mesures ne sont pas prises dès à présent. La dégradation des valeurs de ces milieux s'accélère, alors que les actions pour leur conservation restent insuffisantes pour garantir leur pérennité. Ainsi, l'efficacité des efforts de conservation reposera sur une sensibilisation intensifiée en faveur d'une stratégie d'action multisectorielle bien coordonnée qui assure un développement durable de la région et de ses ressources. Pour la protection et/ou conservation du littoral tétouanais nous proposons une intervention sur deux niveaux, et qui prend en considération le système de gestion d'une part, et quelques solutions techniques de l'autre.

Système de Gestion :

Les carences du système juridique et administratif au sujet du littoral sont significatives. Le caractère polycéphalique de la gestion, impliquant un grand nombre d'institutions, présente le grand inconvénient de se traduire par un manque d'efficacité et une lenteur dans la prise de décisions relatives à la préservation de l'environnement, d'où la nécessité d'établir un plan de Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC) pour cette zone (Nachite et *al.*, 2009a,b).

Tout d'abord, on voit l'urgence d'établir un texte qui définit les droits et les responsabilités (gestion des conflits d'usages), on signale ici que le domaine public maritime au Maroc est toujours régi par une loi datant de 1916, qui délimite le domaine public maritime à 6m au-delà de la limite des plus hautes mers, autres textes plus récents sont éparpillés sous forme de plusieurs circulaires et textes de lois laissant beaucoup de vide en ce qui concerne la gestion du littoral (Voir Bello et *al.*, 2006 ; Nachite et *al.*, 2009a). Pour palier les carences juridiques et administratives, il conviendrait d'approuver le projet de loi relatif à la Protection du Littoral, dont l'avant-projet a été présenté le 18 juin 1998, et de mettre en place des instruments nécessaires et efficaces pour la gestion de ce littoral. Des mesures qui arriveront sans doute tardivement pour une grande partie de notre zone d'étude, où le développement touristique est frénétique (Bello et *al.*, 2006).

Les points à prendre en considération pour une politique de Gestion Intégrée du Littoral Tétouanais et que nous jugeons les plus importants sont :

1- Organiser le développement : Comme nous l'avons cité précédemment, le littoral tétouanais est une ressource produisant à la fois de la valeur d'usage et de la valeur économique. Cependant, cette ressource est limitée, ce qui rend absolument nécessaire d'avoir en permanence une vision d'anticipation sur le long terme. À cet égard, la capacité d'accueil détermine ce que le territoire peut supporter comme activités et usages sans détérioration de son identité physique, économique, socioculturelle et ses équilibres écologiques. Elle prend également en compte le niveau général d'équipement du territoire (Perben & Olin, 2006). La détermination de la capacité d'accueil est également importante à définir lorsque la population saisonnière augmente considérablement, mettant en péril l'équilibre des espaces naturels et des plages en particulier, comme c'est le cas de notre zone d'étude.

RECOMMANDATIONS

2- Encadrer l'extension de l'urbanisation : Prévoir l'urbanisation et encadrer son extension nécessitent un travail d'anticipation sur les évolutions possibles, ce qui suppose une analyse de l'état existant et de sa capacité à se transformer. Cela doit se traduire par un projet qui définit les secteurs de développement, leur densité et leurs limites, ainsi que les paysages et les espaces naturels à préserver (Perben & Olin, 2006). Dans notre zone, on observe une prédominance des constructions parallèles à la côte installées sur les dunes et même sur la partie haute de la plage, il est nécessaire donc d'éviter que l'urbanisation continue à s'étendre le long du rivage et d'inciter le développement urbain à s'effectuer en profondeur.

3- Préserver une bande vide de toutes constructions : La préservation d'une bande littorale est fondamentale puisque c'est la zone la plus soumise aux pressions liées à de multiples usages : baignade, nautisme, activités portuaires et de pêche, urbanisation. Directement soumise au recul du trait de côte, la bande littorale est l'espace susceptible d'être le plus affecté par l'élévation du niveau de la mer, l'augmentation de la force et de la fréquence des tempêtes. Seules les constructions ou les installations nécessaires à des services publics ou à des activités économiques nécessitant la proximité immédiate de l'eau doivent être autorisées.

4- Protéger les espaces remarquables : Les espaces remarquables doivent être préservés et bénéficier d'une protection particulière en tant qu'espaces les plus caractéristiques, riches ou sensibles du point de vue écologique (la lagune de Smir plus particulièrement). Les documents d'urbanisme doivent délimiter ces espaces, et préciser éventuellement la nature des activités et des équipements qui y seront autorisés.

Plusieurs études ont été réalisées au sujet de la lagune de Smir et concernant différentes disciplines, ces études pourront utilement être communiquées aux responsables pour qu'ils les prennent en considération dans d'éventuels travaux d'aménagements. Seuls des aménagements légers (par exemple chemins piétonniers, ni cimentés ni bitumés, postes d'observation de la faune, postes de secours...) peuvent y être implantés, à condition qu'ils ne portent pas atteinte aux sites et à la qualité des milieux.

5- Préserver les paysages et conforter l'agriculture : La spécificité du littorale vient du fait que toutes ses structures paysagères ont, dans leur diversité, une référence commune majeure : la présence de la mer. À la fois limite, contrainte, espace nourricier et horizon, la mer a conditionné les paysages à travers l'organisation particulière des villes, villages et des activités qui leur sont liées. L'agriculture joue un rôle majeur dans la définition et la protection des entités paysagères. Les activités agricoles liées à la présence ou à la proximité de la mer produisent des paysages particuliers et ont un rôle structurant dans l'organisation de l'espace construit et constituent une zone tampon et un espace de transition (Perben & Olin, 2006).

Malheureusement, dans notre zone d'étude l'activité touristique l'emporte largement sur l'agriculture, ce qui a induit, des répercussions profondes au niveau des caractères sociaux et économiques de la population locale, en plus de l'impact sur

l'environnement. Nous proposons donc une relation de complémentarité entre l'attractivité touristique et l'activité agricole en favorisant les produits les plus remarquables de la région et une requalification des emplois agricoles, les fermes peuvent être ainsi des zones d'accueil en répondant à la demande croissante du tourisme vert.

6- Prendre en compte les risques : Nous avons montré dans ce travail que le littoral tétouanais est particulièrement touché par la question des risques : inondations, submersion marine, érosion, recul du trait de côte, épuisement des ressources, pollutions... (Nachite et *al.*, 2009a). En plus de propositions citées ci-dessus (Loi Littorale, les documents d'urbanisme, ...), il serait très utile l'établissement des Plans de Prévention des Risques (PPR). Ils permettent d'évaluer et d'anticiper certains risques connus, de prendre des mesures pour protéger les zones les plus exposées et de garantir la sécurité des personnes et des biens, réduisant ainsi le coût collectif occasionné par les inondations notamment.

Dans les zones les plus menacées, comme c'est le cas de la plupart des plages du secteur M'diq-Fnideq, les responsables peuvent élaborer des PPR visant à maîtriser l'urbanisation et à réduire la vulnérabilité des populations par la définition des zones inconstructibles, des mesures de prévention, de protection et de sauvegarde dont certaines peuvent être rendues obligatoires.

Pour la majorité du littoral de Tétouan, il est déjà trop tard et l'application d'un système de gestion comprenant ces points s'avère très compliqué et coûteux, les propositions citées ci-dessus serviront plutôt à que cette situation ne se reproduise pas dans d'autres zones de ce littoral qui ne montrent pas ces tendances, comme les plages de Cabo Negro et Sidi Abdeslam, ou bien autres zones littorales marocaines, notamment la côte atlantique.

Solutions techniques :

La solution technique s'avère plus efficace pour les plages du littoral tétouanais qui présentent une urgence des risques d'érosion et de disparition. En plus, les travaux réalisés dans cette thèse et les résultats obtenus constituent une base de données assez riche, notamment la caractérisation des processus morphodynamique au niveau de ce littoral, et nous permettent de proposer un certain nombre d'interventions techniques en vue de protection.

On distingue généralement quatre approches d'adaptation aux problèmes de l'érosion côtière et de la remontée du niveau de la mer :

1- Ne rien faire (Do nothing) : on admet que la mer inonde ou érode la côte sans ne rien faire. Le coût est très élevé au niveau d'un littoral comme le notre dont les biens mis en cause ont une grande importance pour l'économie locale.

2- Accommodation ou adaptation : on adapte les activités préexistantes à la situation de l'avancée des eaux marines soit au niveau des constructions (ex. constructions sur des

palissades) ou bien des activités se développant dans la zone (ex. transformation d'une zone agricole en une zone de marais salant ou d'aquaculture).

On pense que cette approche n'est pas adaptée à notre littoral du fait que l'activité principale est le tourisme balnéaire dont le soleil et les plages sableuses sont les facteurs d'attraction.

3- Relocation (déplacement des structures vers l'intérieur) : on déplace vers la terre des constructions, routes, etc. trop proches de la ligne de côte ou du bord de la falaise. Dans le cas de notre littoral, les constructions et les infrastructures seraient derrière la route vers Sebta et de la Lagune de Smir. Ainsi, cette solution ne peut être envisagée car les touristes préfèrent avoir accès directement à la mer, en plus, elle est compliquée techniquement et économiquement vu le nombre de constructions déjà existantes et leur localisation.

4- Protection : on distingue deux types d'interventions passant de la construction de structures de protection en dur (murs de protection, épis, jetées, revêtements et brise-lames) à des mesures de protection plus douces de maintien de la ligne de rivage (rechargement des plages, By-pass, Géotextiles).

- Structures rigides : elles sont généralement très coûteuses et entraînent souvent des effets négatifs (Tableau IV. 1). De plus, la nécessité croissante d'entretien et de restauration de ces équipements entraîne des surcoûts financiers généralement non prévus dans les budgets initiaux de construction.

Au niveau du littoral tétouanais, on a recensé trois exemples de ces structures :

- ✓ deux murs de protection édifiés pour stabiliser la route, l'un au nord d'Azla et l'autre à l'entrée de la ville de Fnideq. Ces murs n'ont pas été assez efficaces puisque ces zones présentent toujours des taux élevés d'érosion comme on l'a montré dans le dernier chapitre de cette thèse. De plus, une simple visite sur le terrain montre que ces structures favorisent une érosion à leurs bases résultant de la sommation des énergies incidente et réfléchie, ce type de structures provoque également une accélération de l'érosion à leurs extrémités (effet de bout). Afin de rendre ces structures plus dissipatives, on recommande l'adoucissement de leurs pentes au niveau de leurs pieds qui entrent en interaction directe avec les houles incidentes.
- ✓ deux épis, le premier au sud de la plage de Martil et le second au niveau de la plage de Ksar Rimal, ces structures sont peu efficaces probablement en raison de leurs faibles dimensions. En plus, ils ont un impact visuel non négligeable.
- ✓ finalement, la digue principale du port de Marina Smir, qui, en raison de sa forme, constitue un véritable obstacle aux houles de tempêtes venant du NE et protège ainsi la plage de Marina Smir. L'inconvénient est que la plage juste au nord (Al Andalus) reste totalement exposée, en plus, la réorientation des houles de tempêtes sur la digue augmentent l'énergie reçue par cette plage.

RECOMMANDATIONS

Tableau IV. 1 – Principes et limites d’application de certaines structures dures appliquées à la gestion de l’érosion côtière.

Structure	Description	Inconvénients
Murs de protection en roches	Ce sont des structures verticales dont le rôle est de protéger les terrains et les infrastructures contre les vagues de forte intensité. Généralement, ils sont installés là où les falaises possèdent une pente supérieure à la pente en équilibre.	La verticalité des murs empêche l’énergie des vagues de se dissiper; les vagues sont ainsi fortement réfléchies et les sédiments sont déplacés vers le large ou dans le sens de la dérive. De plus, si l’ouvrage est lisse, cela diminue la rugosité de la ligne de rivage et favorise les courants parallèles qui contribuent aussi à l’érosion du haut estran.
Gabions	C’est un filet métallique rempli de roches. Les gabions sont empilés les uns sur les autres pour former un mur.	Ils sont utilisés pour protéger une falaise ou un secteur à court terme seulement, car ils sont facilement endommagés par les ondes de tempête et les filets tendent à rouiller assez rapidement.
Revêtements	C’est un dispositif incliné qui casse ou absorbe l’énergie des vagues mais qui peut laisser l’eau et les sédiments passer au travers.	Les revêtements présentent les mêmes effets négatifs que les murs, mais ils sont moins chers et dissipent plus d’énergie, ils sont plus faciles à maintenir et plus flexibles.
Epis	Ce sont des structures allongées perpendiculairement au rivage. Habituellement construites en groupes, leur but est de piéger et de maintenir entre elles les sédiments apportés par la dérive littorale.	Le sable accumulé entre les épis contribue à un déficit de sédiment vers l’aval dans le sens de la dérive littorale. Le problème de l’érosion est alors seulement déplacé et non complètement résolu.
Digues	Elles séparent la mer et la terre et elles peuvent aussi servir d’ouvrage de soutènement. Elles sont principalement utilisées pour s’opposer à l’érosion des vagues.	Les digues peuvent accélérer l’érosion des plages car une grande partie de l’énergie des vagues déferlant sur la structure est réorientée vers leur pied. Elles ne protègent pas les plages situées en avant d’elles.
Brise-lames	Elles peuvent être émergées ou bien immergées. Ce sont des structures protectrices placées au large parallèlement à la côte, et qui visent à absorber l’énergie des vagues avant qu’elles n’atteignent le rivage.	Elles réfléchissent ou diffractent l’énergie des vagues, mais elles peuvent aussi la concentrer sur des points sensibles. De plus, l’agitation est réduite du côté de la plage et le renouvellement des eaux n’est pas favorisé, ce qui peut impliquer des répercussions négatives du point de vue sanitaire.

• Solutions souples : Elles ont fait leurs preuves dans plusieurs plages du monde, on distingue :

- ✓ Les géotextiles : Ce sont des tissus perméables qui peuvent retenir les matériaux pendant que l’eau les traverse. Ils sont d’usage relativement récent, et ils ont donné de bons résultats pour empêcher l’érosion des plages. Ils sont aussi très flexibles et peuvent être réarrangés si leur configuration ne fournit pas de bons résultats.
- ✓ Le By-passing : C’est une technique qui a pour but le rétablissement du transport des sédiments retenus en amont d’un ouvrage par pompage et refoulement en aval. Une variante consiste à utiliser les matériaux de dragage d’un port pour les remettre à la disposition de la dérive littorale. Cette technique devient peu rentable dans le cas de

RECOMMANDATIONS

sédiments piégés par une série d'épis. Dans le cas des ports, les sédiments accumulés sont susceptibles d'être pollués et ils ne doivent donc pas être réinjectés dans le circuit sédimentaire.

- ✓ Finalement, la régénération des plages est une méthode largement utilisée, elle consiste au dépôt de quantités importantes de sables ou de galets. Le rechargement peut se faire de différentes façons. Il est possible de répandre le sable sur le site à restaurer, de le déposer en marge du site à restaurer et laisser la dérive littorale distribuer les matériaux injectés ou bien de le déverser directement sur l'avant-côte, le sable injecté joue donc comme brise-lames immergés d'une part, et d'autre part nourrit la plage. Le rechargement sous-marin reste moins coûteux que le rechargement de plage (Hamm et *al.*, 2002).

Dans tous ces cas, il faut s'assurer que le sable réintégré dans le système côtier correspond, dans ses caractéristiques physico-chimiques, mais surtout granulométriques, au sable déjà en place. Les inconvénients de cette méthode sont essentiellement environnementaux ; elle induit la remise en suspension des sédiments et donc une diminution de la qualité du milieu, de plus, l'augmentation soudaine de la quantité des sédiments pourrait amener à une modification des habitats (Comité ZIP, 2006).

Le rechargement des quatre plages menacées par la disparition à court terme nous semble la méthode la plus adéquate pour leur protection, et ce pour plusieurs raisons :

- ✓ Ces plages ont un comportement tendant à réfléchissant, le rechargement permet la dissipation de l'énergie des houles et de minimiser donc les problèmes de réflexion sur un estran à pente élevée.
- ✓ Le rechargement répond à la cause principale de l'érosion de ces plages, qui est le déficit dans les apports naturels en sable, ainsi, ces travaux favorisent, en plus de la protection, la stabilisation du rivage.
- ✓ Les variations des volumes sédimentaires au niveau de ces plages sont généralement réduites, les changements les plus importants s'enregistrent en périodes de tempêtes, généralement ponctuelles et limitées dans le temps. Ainsi, un rechargement réalisé après la période des tempêtes et avant la période estivale persisterait, au moins, pour tout l'été.
- ✓ L'économie de ces plages est tournée essentiellement au tourisme balnéaire, dont la qualité des plages sableuses et l'absence d'impact visuel causé par les structures rigides sont de grande importance. A ce propos, il serait primordial de réaliser une étude économique approfondie sur le rendement de ces plages et le coût de leur rechargement pour évaluer le rendement d'un tel projet.

En ce sens, les travaux réalisés dans cette thèse sont de grande utilité, et ce manuscrit serait donc un document de base si l'on veut procéder à un projet de rechargement des plages de la zone d'étude.

En effet, dans cette thèse on a réalisé une caractérisation des sédiments des plages du littoral de Tétouan et on a analysé les causes du déficit en alimentation, ceci est très important pour le choix du matériau d'emprunt pour le remblaiement initial de la plage et son alimentation périodique ultérieure. Ainsi, on a une référence, pour apprécier la convenance des sédiments d'emprunt possibles, deux jeux d'échantillon au moins doivent être prélevés sur la surface du profil actif de la plage, un en hiver et un autre en été comme ce qui a été réalisé dans ce travail. Les propriétés granulométriques de tous les échantillons font ensuite l'objet de combinaison ou de moyennes pour former le "composé naturel" utilisé comme référence. La granulométrie du sable naturel est choisie comme référence parce qu'elle reflète un état d'équilibre dynamique entre sédiments et processus littoraux. Il est à noter qu'il ne conviendrait pas de recharger avec des matériaux trop fins, les pertes étant alors importantes et rapides.

D'autre part, le *monitoring* topobathymétrique réalisé dans cette thèse nous a permis : (i) la détermination des zones qui s'engraissent ou qui s'érodent, (ii) la détermination des pentes modelées par la houle et qui traduisent approximativement l'état d'équilibre et (iii) la détermination de la cote de la berme. La plage de Ksar Rimal par exemple présente un profil avec deux bermes. La berme inférieure est la berme naturelle, formée par la montée normale des lames pendant l'étendue ordinaire des fluctuations du niveau de l'eau. La berme supérieure, ou berme de tempête, est formée par l'action des lames durant les conditions de tempête. Le degré de protection du haut de plage dépend grandement de l'efficacité de la berme de tempête. Si un remblai est placé à une cote inférieure à la crête de la berme naturelle, il se formera une butte le long de la crête et les hautes eaux pourront la franchir causant la formation de mares et l'inondation temporaire du haut de plage. Si une telle inondation n'est pas jugée acceptable, elle peut être évitée en plaçant le remblai à une cote légèrement supérieure à celle de la crête de la berme naturelle (Monadier, 1998). En plus, la détermination de la largeur de la berme est utile pour l'estimation du volume de sable à injecté, ce critère varie selon l'usage souhaité de la plage ; protection des aménagements, activité de loisir ou bien si le remblai de la plage sert de stock à recharger périodiquement. Dans ce dernier cas la berme doit être suffisamment large pour supporter le recul attendu pendant les intervalles entre les opérations d'alimentation (Monadier, 1998).

Finalement, on a réalisé une analyse des variations de la position des rivages et on a déterminé les tendances sur une grande échelle spatiotemporelle, ceci nous permet de déterminer les zones de haut risque et dont l'intervention est urgente, d'estimer les volumes de sable à déposer pour revenir à l'état initial et de définir le mode d'intervention en fonction des causes de l'érosion (exposition aux houles, aménagement et interruption du transit littoral, réduction des apports sédimentaires, ...).

Pour un projet de remblaiement artificiel des plages tétouanaises menacées par la disparition à court-terme on propose la démarche suivante :

RECOMMANDATIONS

- En raison de l'usage balnéaire de ces plages, on propose que le rechargement soit effectué au niveau de la berme afin d'élargir la plage sèche d'une part, et de créer un tampon sableux destiné à dissiper l'énergie des ondes de tempête d'autre part. En plus, le suivi topographique nous a révélé l'importance de cette structure.
- Vu que les plages considérées constituent des étendues continues, le stock doit être placé à l'extrémité amont à l'égard de la dérive littorale qui favorise sa dispersion en aval.
 - pour la plage de M'diq : l'injection des sédiments doit être réalisée au niveau de la digue mineur du port de M'diq, la digue majeure du port de Kabila permettrait l'arrêt du remblai.
 - pour la plage de Kabila : l'injection doit être réalisée également au niveau de la digue mineure du port de Kabila, le courant de dérive permettrait la distribution des matériaux jusqu'à la digue du port de Marina Smir.
 - pour les plages d'Al Andalus et Restinga : le remblai doit être effectué juste au nord de la digue majeure du port Marina Smir au niveau du complexe Al Andalus, le courant de la dérive permettrait ensuite la distribution des sédiments vers le nord pour alimenter la plage de Restinga. La pointe d'Almina favoriserait l'arrêt du remblai aux limites du projet.
 - pour la plage du Club-Med : le remblai doit être réalisé juste au nord de la pointe d'Almina, on recommande la construction d'un épi pour contrecarrer le transport du sable en dehors des limites du projet.

Afin de prévenir que le sable ne soit emporté vers le large, on pourrait, entre la plage et la ligne des hautes eaux, ou bien au niveau de la partie submergée, conserver une bande de végétation ou construire un petit talus ou une bordure de roches ou de bois fait avec des matériaux adéquats qui favoriserait la rétention des sédiments à ce niveau.

En ce qui concerne les sources des apports, on recommande la réalisation des études des fonds au large des plages concernées, il convient d'évaluer les effets potentiels résultant de l'enlèvement du matériau de sa source. Plus précisément, il peut s'avérer néfaste d'extraire du matériau près du littoral car cela pourrait engendrer une érosion accélérée du rivage adjacent à cause de la diminution de la capacité de dissipation de l'énergie incidente. Cette solution nous paraît plus adaptée pour le cas de M'diq, puisque cette plage ne présente aucune source potentielle d'alimentation en sédiments, en plus, son exposition aux houles NE fait que d'importantes quantités de sable sont arrachées vers le large sans qu'elles soient véhiculées vers la côte aux moments de beau temps, cette intervention serait donc une sorte de reprise d'un cycle incomplet.

La lagune de Smir pourrait constituer également une source potentielle pour l'alimentation de la plage de Kabila. Il s'agit d'une source de remblai intéressante, car cette zone est protégée des vagues et suffisamment proche de la plage pour permettre un transfert direct du matériau.

RECOMMANDATIONS

Cependant, il faut faire une étude préalable des sédiments au niveau de la lagune et les impacts possibles de son dragage.

Pour les plages de Restinga et d'Al Andalus, on propose de reprendre la circulation des sédiments en prenant le sable accumulé en amont du port Marina Smir et de le déposer en aval au niveau de la plage d'Al Andalus. En effet, Anfuso et *al.*, 2007 estiment une surface d'accrétion d'environ 6000m² au sud du port Marina Smir, ainsi, la surface totale de 24000m² de cette plage peut être réduite de 15000m² et garder seulement une largeur de 50m pour cette plage, et qui est suffisante pour assurer les activités qui s'y développent (Voir figure IV. 1). Cette action serait bénéfique également pour répondre au problème de comblement du port.



Figure IV. 1 – Action proposée au niveau du port Marina Smir (Anfuso et al., 2007).

Pour la plage du *ClubMed* on propose une action similaire par dragage des matériaux du sud de la pointe d'Almina et les déposer au niveau du flanc nord de la pointe, le courant de dérive distribuerait ensuite les sédiments en aval.

Finalement, il est fortement recommandable de prendre en considération la complexité de cet environnement dans les aménagements futurs, avec la préservation des dunes au niveau des plages qui en disposent encore (Cabo Negro et Sidi Abdeslam).

RÉFÉRENCES

- A.B.H.L. (Agence du Bassin Hydraulique de Loukkous) (2006).** Les ressources en eau au niveau de la zone d'action de l'Agence du Bassin Hydraulique de Loukkos: Etat des lieux et perspectives de leur développement et leur sauvegarde. Débat national sur l'eau: 29 p.
- Aagaard, T., & Greenwood, B., (1994).** "Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone." Marine Geology **118 (1-2)**: pp. 23-48.
- Aagaard, T., Greenwood, B. & Nielsen, J. (1997).** "Mean currents and sediment transport in a rip channel." Marine Geology **140 (1-2)**: pp. 25-45.
- Aagaard, T., & Masselink, G. (1999).** The surf zone. In: A.D. Short (ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. West Sussex, England.
- Aagaard, T., Davidson-Arnott, R.G.D., Greenwood, B. & Nielsen, J., (2004).** "Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution." Geomorphology **60**: pp. 205-224.
- Allain, C. (1960).** Topographie dynamique et courants généraux dans le bassin occidental de la Méditerranée (Golfe de Lion, Mer catalane, Mer d'Alboran, secteur à l'est de la Corse). Rev. Trav. Inst. Pêches marit. **24 (1)**: pp. 121-145.
- Allain, C., Furnestin, J., & Maurin, Cl. (1965).** Schéma pour l'étude d'un élément océanographique important dans le sud méditerranéen « le courant atlantique ». Réunion d'experts. Split (Yougoslavie). 20-24 septembre, Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture, Office d'Océanographie.
- Allen, J. R. L. (1968).** Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Movement. Amsterdam, Netherlands, North Holland.
- Álvarez Fanjul, E., Begoña Pérez, G., & Ignacio Rodríguez, S. A., (2001).** "Nivmar: a storm surge forecasting system for Spanish waters." Scientia Marina **65 (S1)**: pp. 145-154.
- André, A. E. G., A. (1973).** "Aspects de la morphologie littorale de la péninsule de Tanger." RGM n° 23 -24: pp. 125 – 149.
- Anfuso, G. (2001).** Morfologia y dinamica sedimentaria del litoral gaditano entre Chipiona y Rota. Thèse de Doctorat, Université de Cadix: 378 p.

- Anfuso G., Bello E., Benavente J., Nachite D. & Macias A., (2006).** Características morfológicas y variabilidad volumétrica de las playas del litoral entre Ceuta y Cabo Negro (Marruecos). *Ciencias Marinas*, vol. **32**, n° **3**. pp. 579-588.
- Anfuso G., Benavente J., Nachite D., Bello E., Guiati R., Ghetti A., Meklach Y. & Macias A. (2004).** Características morfodinámicas y variaciones estacionales de las playas del tramo costero marroquí entre Ceuta y Cabo Negro. In : Benito G ; & Diez Herreo A ; Edt. *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología. SEG & CSIC*, Madrid, p. 283-289.
- Anfuso G., Benavente J., Nachite D., Bello E., Guiati R., Ghetti A., Meklach Y. & Macias A. (2004).** Características morfodinámicas y variaciones estacionales de las playas del tramo costero marroquí entre Ceuta y Cabo Negro. In : Benito G ; & Diez Herreo A ; Edt. *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología. SEG & CSIC*, Madrid, p. 283-289.
- Anfuso G., Martínez J. A., Bello E., Benavente J., Nachite D. & Macias A. (2006).** Aproximación y análisis espacial de la evolución a corto-medio plazo de la línea de costa entre M'diq y Fnideq (norte de Marruecos): In: *Geomorfología y territorio: actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela*, Augusto Pérez Alberti & Juan López Bedoya Edt. ISBN 84-9750-641-3, p. 301-310.
- Anfuso G., Martínez del Pozo A., Nachite D., Benavente J. & Macias A. (2007).** Morphological characteristics and medium-term evolution of the beaches between Ceuta and Cabo Negro (Morocco). *Environmental Geology*, **52**: pp. 933–946.
- Anfuso G., Martínez del Pozo J.A. & Nachite D. (2010).** Coastal vulnerability in the Mediterranean sector between Fnideq and M'diq (North of Morocco). *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences, Géographie physique. Géomorphologie*, **63 (4)**, pp : 561-570.
- Anfuso G., Nachite D., Benavente J., Meklach Y., Bello E. & Macias A. (2004).** Caracterización morfodinámica de las playas del tramo costero marroquí entre Ceuta y Cabo Negro. *Geogaceta*, **35**: 47-50.
- Anthony, E. J., & Héquette, A., (2005).** The role of shoreface sand supply in aeolian dune development on the North Sea coast of France. *Late Quaternary Coastal Changes: Sea Level, Sedimentary Forcing and Anthropogenic Impacts, INQUA-IGCP 495 Meeting*. Dunkerque, France, Belgian Geological Survey, Royal Belgian Institute of Natural Sciences.
- Ashton, A., List, J.H., Murray, A.B., & Farris (2003).** "A.S., Links between erosional hotspots and alongshore sediment transport using field measurements and simulations in Coastal Sediments, Clearwater Beach, FL, USA."
- Austin, M., & Masselink, G. (2005).** Infiltration and exfiltration in the swash zone of a steep gravel beach. Implications for morphological change. *Proceedings of the Coastal Dynamics*. Barcelona, Spain, ASCE.

- Barragán Muñoz, J. M. (2004).** Las áreas litorales de España. Del análisis geográfico a la gestión integrada. Ariel. Barcelona, 214 p.
- Bascom, W. H. (1951).** "The relationship between sand size and beach slope." Trans. Am. Geophys. **32**: pp. 866-874.
- Bascom, W. H. (1953).** "Characteristics of natural beaches." Proc. of the 4th Coastal Engineering Conference, ASCE pp.163–180.
- Battjes, J. A. (1974).** "Surf similarity." Proceedings of the 14th International Conference of Coastal Engineering: pp. 466-480.
- Bayed, A., & Scapini, F. (2005).** "Impact des aménagements hydrauliques, touristiques et urbains sur l'équilibre et le fonctionnement de la lagune et des marais de Smir. Ecosystèmes côtiers sensibles de la Méditerranée : cas du littoral de Smir." Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat **4**: pp. 75-85.
- Bello E., A. G., Macias A., Nachite D., Benavente J. & Barragán J.M. (2006).** "Etudes préliminaires en vue d'une proposition de gestion intégrée pour les côtes méditerranéennes du littoral marocain : la portion Ceuta - Cabo Negro." **CA-123/2006 Cadiz, version française**: 103 p.
- Ben Makhlof, M. (1990).** "Genèse et évolution de la cluse de Tétouan et son rôle dans le Rif interne." Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohamed V, Rabat. (inédite): 120 p.
- Ben Moussa, A. (1994).** "Les bivalves néogènes du Maroc septentrional (façade atlantique et méditerranéenne)." Docum. Lab. Géol. Lyon: pp. 132-281
- Benavente J., & Reyes J. L., (1999).** "The application of morphodynamic indices to exposed beaches of Cadiz Bay." Boletín Instituto Español Oceanografía **15 (1-4)**: pp. 213-222.
- Benavente J. (2000).** "Morfofodinámica litoral de la bahía externa de Cádiz." Thèse de Doctorat, Univ. de Cadiz: 511 p.
- Benavente J., Del Rio L., Anfuso G., Gacia F.J. & Reyes J.L. (2002).** Utility of morphodynamic characterization in the prediction of beach damage by storms. Journal of Coastal Research, Special Issue No. 36, pp. 56– 64.
- Benavente J., Bello E., Anfuso G., Nachite D., & Macias A. (2007).** "Sobreelevación debida a temporales y cambios producidos en las playas del litoral Marroquí." Rev. C. & G. **21 (1-1)**: pp. 13-25.

- Benavente J., Del Rio L., Anfuso G., Gracia F. J., Nachite D., Rodriguez-Ramirez A. & Caceres L. (2007).** Efecto de la marea en la clasificación morfodinámica de playas. In: *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral*. L. Gómez-Pujol & J.J. Fomos Edt Univ. des Iles Balears. IMEDEA y Sociedad Española de Geomorfología, p; 17-21.
- Benyaïch, A. (1991).** "Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe centro-occidental (région de M'sila et Ouezzane, Maroc) : La marge africaine du Jurassique au Crétacé ; Les bassins néogènes d'avant-Fosse." Thèse de Doctorat D'Etat Univ. de Pau et Pays de l'Adour : 308 p.
- Bernard-griffith J., Cantagrel J. M. & Kornprobst J. (1977).** "Ages des gneiss de Hacho de Ceuta : un événement thermique hyrcynien dans la zone interne du Rif." 5ème réunion ann. Sci. Terre, Soc. Géol. Fr.: 65 p.
- Berriane, M. (1993).** L'aménagement touristique du littoral de Tétouan. Aménagement du littoral et évolution des côtes, L'environnement des côtes marocaines en péril. M. In (Berriane, et Laouina, A.), Publication du Comité National De Géographie du Maroc: 119 p.
- Berthois, L., & Aubert, M. (1950).** "Remarques sur l'influence de la durée du tamisage dans les analyses granulométriques." Annales de l'Ecole Nationale d'Agriculture de Rennes XIII: pp. 167-188.
- Bessières, L. (2007).** "Impact des marées sur la circulation générale océanique dans une perspective climatique." Thèse de Doctorat Université Paul Sabatier (Toulouse III): 169 p.
- Birkemeier, W. A. (1979).** "The effects of the 19 December 1977 coastal storm on beaches in North Carolina and New Jersey." Shore and Beach **47**: pp. 7-15.
- Black, K. P., & Rosenberg, M. A. (1991).** "Hydrodynamics and sediment dynamics in wave-driven environments. Field equipment and data." Technical report n°13, Victorian Institute of marine sciences **1**: 229 p.
- Boak, E., H., & Turner, I, L., (2005).** "Shoreline definition and detection: a review." Journal of Coastal Research **21**(4): pp. 688-703.
- Bouayad, M. (1977).** "De la création des parcs marins en Méditerranée marocaine." Travaux et documents. Bulletin d'ISPM: pp. 1-5.
- Boughaba, A. (1992).** Les littoraux meubles septentrionaux de la péninsule de Tanger (Maroc) : géomorphologie et effet de l'intervention anthropique sur leur environnement. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, France. Thèse de Doctorat: 348 p.

RÉFÉRENCES

- Bowden, K. F. (1983).** Physical oceanography of coastal waters, John Wiley. 302 p.
- Bowen, A. J., & Inman, D. L. (1971).** "Edge waves and crescentic bars." Journal of Geophysical Research, **76**: pp. 8662-8671.
- Bowen, A. J., & Holman, R. A. (1989).** "Shear instabilities of the mean longshore current, 1, Theory." Journal of Geophysical Research, **94**: pp. 18023-18030.
- Briganti, R., Bellotti, G., Franco, L., De Rouck, J., & Geeraerts, J., (2005).** "Field measurements of wave overtopping at the rubble mound breakwater of Rome-Ostia yacht harbour." Coastal Engineering, **52** (12): pp. 1155–1174.
- Briggs, D., Smithson, P., Adisson, K. & Atkinson, K. (1997).** Fundamentals of the Physical Environment, 2nd Edition. London, Routledge.
- Brito, J. N., & Coelho, L. C., (2002).** Fotogrametria Digital Instituto Militar de Engenharia. Rio de Janeiro, 215 p.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. & Wright, J. (1989).** Waves, tides and shallow-water processes, Open University & Pergamon Press.
- Brunsdon D. & Moore R. (1999).** Engineering geomorphology on the coast: lessons from west Dorset. Geomorphology, 31, pp. 391-409.
- Bruun, P. (1962).** "Sea level rise as a cause of shore erosion." Journal of Waterways and Harbors Division, **88**: pp. 117-130.
- Butt, T., & Russell, P.E. (2000).** "Hydrodynamics and cross-shore sediment transport on natural beaches: a review." Journal of Coastal Research **16** (2): pp. 255-268.
- Butt, T., Russell, P. & Turner, I. (2001).** "The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore?." Coastal Engineering **42** (1): pp. 35-52.
- Cailleux, A. (1943).** "Les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne au voisinage du confluent." Bull. Carte Géologique de France, n 212, t. 44: pp. 39 - 61, 6 fig., (Paris).
- Carr, A., Blackley, M., & King, H., (1982).** "Spatial and seasonal aspects of beach stability." Earth Surf Process Land, **7**: pp. 267–282.
- Carter, R. W. G. (1988).** Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. London.

RÉFÉRENCES

- Castelle, B. (2004).** Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine, Thèse de Doctorat, Université Bordeaux I: 344 p.
- Castro, M., Arroyo, G., Bekkali, R., Nachite, D. & Anfuso, G. (2006).** Características ambientales del entorno de la laguna de Smir (Environmental characteristics of the Smir lagoon). Cadiz, Aula Universitaria del estrecho, University of Cadiz: 40 p.
- USACE., (1984).** Shore Protection Manual, Us Army Corps of Engineers Research Center Printing Office, Washington, DC.
- Cheung, K. F., Phadke, A. C., Wei, Y., Rojas, R., Douyere, Y. J. ., Martino, C. D., Houston, S. H., Liu, P. L. F., Lynett, P. J., Dodd, N., Liao, S. & Nakazaki, E., (2003).** "Modeling of storm-induced coastal flooding for emergency management." Ocean Engineering **30**: pp. 1353-1386.
- Chuvieco, E. (2000).** Fundamentos de Teledetección Espacial. 3a ed. Ed. Rialp. Madrid. 568 p.
- Ciavola, P., & Corbau, C. (2002).** Modeling the response of an intertidal through-bar to "medium energy" events. . In: Solutions of Coastal Disasters New York, USA, ASCE: pp. 526-542.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., & Loutre, M.F. (1996).** "Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved?" Geology **24**: pp. 363–366.
- Coastal Research Group (1969).** Coastal environments, N.E. Massachussets and New Hampshire.
- Comité, Z. I. P. (2006).** L'érosion côtière et les impacts des méthodes de stabilisation sur l'environnement. Sept-îles, Québec, Comité ZIP Côte-Nord du Golfe: 42 p.
- Commission Européenne (2004).** Living with coastal erosion in Europe. A guide to coastal erosion management practices in Europe. EUROSION Report, Directorate General Environment: 165 p.
- Cooper, J. A. G., & Pilkey, O.H. (2004).** "Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule." Global and Planetary Change, **43**: pp. 157–171.
- Couvelard, X. (2004).** Modélisation d'ondes internes, application à la méditerranée. Mémoire de DEA, Université Paul Sabatier (Toulouse III), France: 51 p.

RÉFÉRENCES

- Cowell, P. J., & Thom, B. G. (1994).** Morphodynamics of coastal evolution. Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics. R. W. G. W. Carter, C. D., Cambridge University Press: pp. 33-86.
- Dally, W. R., Dean, R. G., & Dalrymple, R. A., (1984).** Modeling wave transformation in the surf zone In: Miscellaneuos Paper. Vicksburgh, MS., CERC-84-8. US Army Engineer Waterways Expirement Station.
- Davies, J. L. (1964).** "A morphogenic approach to world shorelines." Zeitschrift fur Geomorphology, **8**: pp. 127-142.
- Davis, R. A., Jr., & Fox, W. T., (1972).** "Coastal processes and nearshore sand bars." Journal of sedimentary petrology, **42 (2)**: pp. 403 – 412.
- Davis, R. A. J. (1985).** Beach and nearshore zone. Coastal Sedimentary environments. R. A. Davis, Jr., Springer-Verlag: **pp.** 379-445.
- Dean, R. G. (2001).** Beach Nourishment: Theory and Practice. Advanced Series on Ocean Engineering, World Scientific Publishing Company. 420 p.
- Defant, A. (1961).** Physical Oceanography, Pergamon Press.
- Degryse-Kulkarni, C., Levoy, F., Monfort, O., & Miles, J. (2004).** "Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK)." Continental Shelf Research, **24**: pp. 1203-1218.
- Dehouck, A. (2006).** Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère), Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale: 262 p.
- Del Rio L. (2007).** Riesgos de erosion costera en el litoral atlantico gaditano, Thèse de Doctorat, Université de Cadix : 496 p.
- Desmazes, F. (2005).** Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert. Thèse de doctorat, Université Bordeaux I: 292 p.
- Didon, J., & Hoyez, B. (1978).** "Le Numidien dans l'arc bético-rifain : hypothèse sur sa mise en place sédimentaire et tectonique." Am. Soc. Nord. XCVIII: pp. 9-24.
- Donnelly, J. P., Bryant, S. S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newbay, P., Shuman, B., Stern, J., Westover, K., & Webb, T., (2001).** "700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in Southern New England." Geol Soc Am Bull, **113**: pp. 714–727.
- Douglass, S. L. (1992).** "Estimating extreme values of run-up on beaches." Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering, **ASCE 118 (2)**: pp. 220–22

- Durand Delga, M., Hottinger, L., Marçais, J., Mattauer, M., Millard, Y., & Suter, G. (1960-1962).** Données actuelles sur la structure du Rif. M. h. Sér. Soc. Géol. Fr, Livre, Mém. P. Fallot. **1**: pp. 399 – 1057.
- Dyhr-Nielsen, M., & Sørensen, T. (1970).** Some sand transport phenomena on coasts with bars. Proceedings 12th ICCE. ASCE, New York.
- El Gharbaoui, A. (1974).** "Crêtes calcaro-dolomitiques et croupes paléozoïques au nord de Tétouan (Maroc septentrional)." C.N.R.S., trav. R.C.P., 249. Montpellier, **2**: pp. 21 – 33.
- EL Gharbaoui, A. (1976).** Les déformations fini-pliocène et quaternaires dans la péninsule de Tanger. Reunion sobre la geodinamica de la cordillera betica y Mar de Alboran. Granada.
- El Gharbaoui, A. (1977).** "Note préliminaire sur l'évolution géomorphologique sur la péninsule de Tanger." Bulletin de la Société Géologique de France, n° 3: pp. 615 - 622.
- El Gharbaoui, A. (1981).** La terre et l'homme dans la péninsule Tingitane. Etude sur l'homme et le milieu naturel dans le Rif occidental. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Mohammed V, Rabat: 440 p.
- El Hatimi, N. (1982).** Contribution à l'étude géologique et structurale de la région d'Assifane (Rif, Maroc). Thèse 3ème cycle, Université Mohammed V. Faculté des Sciences de Rabat (inédite): 133 p.
- El Kadiri, K. (1985).** Les radiolarites jurassiques des klippes de Chrafate (Rif septentrional, Maroc: Stratigraphie Taxonomie). Thèse de 3ème Université de Pau. 2 volumes: 459 p.
- El Moutchou, B. (1995).** Dynamique côtière actuelle et évolution morphosédimentaire de la frange littorale méditerranéenne entre M'diq et Oued Laou (Région de Tétouan, Maroc nord-occidental). Fac. des Sciences. Rabat, Univ. Mohammed V. **Thèse de 3ème cycle**: 131 p.
- El Mrini, A., Nachite, D., Anfuso, G., Taaouati, M., & Benavente, J. (2007).** "Morphodynamic characteristics and short-term evolution of Tres Piedras Beach, North of Morocco." Earth & Life (<http://www.geofinds.com>) **Vol. 2, N° 5**, 13 p.
- El Mrini, A., Taaouati, M., Nachite, D. & Ménanteau, L. (2007).** Évolution morphodynamique et impact des aménagements sur le littoral Tétouanais (NO Maroc). VIIème Congrès Maghrébin des Sciences de la Mer, 4-7 novembre 2007, El Jadida.

- El Mrini, A., Benavente, J., Nachite, D., Taaouati, M., & Anfuso, G. (2008).** Caracterización y morfodinámica de las playas del tramo costero entre Cabo Mazari y Cabo Negro (Tetuán, NO de Marruecos). J. In (Benavente, y Gracia, F. J., eds.), *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. ISBN: 84-473-6226-4. CÁDIZ, Editorial: SOCIEDAD ESPAÑOLA DE GEOMORFOLOGÍA - UNIVERSIDAD DE CÁDIZ: pp. 299 - 302.
- El Mrini, A., Nachite, D., & Taaouati, M. (2008).** Interactions physico-naturelles et socio-économiques sur le littoral tétouanais (Maroc Nord Occidental). Actes du colloque international pluridisciplinaire «Le littoral : subir, dire, agir». Lille, France. 16-18 janvier 2008, 14 p.
- El Mrini, A., (2010).** Réponse des plages du littoral tétouanais aux forçages hydrodynamiques et aux interventions anthropiques. *Colloques – Zones côtières et détroits internationaux : évolutions et perspectives du Tangérois (Maroc) et du détroit de Gibraltar. Les Journées Scientifiques de l'Université de Nantes*. Cité internationale des congrès – Nantes –Métropole le, lundi 07 juin 2010.
- El Mrini, A., Anfuso, G., Nachite, D., & Taaouati, M., (2010).** Response to storm conditions of two different beaches at the Mediterranean coast of Morocco. EGU General Assembly, Vienna. Austria.
- El Mrini, A., Nachite, D., & Taaouati, M., (2010).** Influence du comportement morphodynamique sur les processus d'érosion/accrétion et le risque de submersion pendant une période de tempêtes au niveau de certaines plages méditerranéennes du NO marocain (cas du littoral tétouanais). 1èr Colloque International : Littoraux des Pays Méditerranéens : états passés, actuels et futurs. Larache, Maroc (10 au 12 novembre).
- Erimesco (1964).** "Observations sur le système des courants dans le Détroit de Gibraltar." Bulletin d'ISPM n°12. : pp. 3-19.
- Fenster, M. S., Dolan, R., & Elder, J. F. (1993).** "A new method for predicting shoreline positions from historical data." Journal of Coastal Research **9 (1)**: pp. 147-171.
- Finkelstein, K. (1982).** "Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska." Marine Geology **47 (3-4)**: pp. 261-281.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957).** "Brazos River Bar: a Study in the Significance of Grain Size Parameters." Journal of Sedimentary Petrology, **27**: pp. 3 - 26.
- Folk, R. L. (1966).** "A review of grain size parameters." Sedimentology, **6**: pp. 73 - 93.
- Font, J. (1987).** "The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea." Deep-Sea Res. **34, 10**: pp. 1745-1755.

RÉFÉRENCES

- Friedman, G. M. (1967).** "Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and rivers sands." Jornal of Sedimentary Petrology, **37**: pp. 327-354.
- Frihy, O. E., & Komar, P.D. (1993).** "Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of the Nile Delta, Egypt." Marine Geology, **115**: pp. 253-261.
- Fucella, J. E., & Dolan, R., (1996).** "Magnitude of subaerial beach disturbance during Northeast storms." Journal of Coastal Research, **12** (2): pp. 420 - 429.
- Furnestin, J. (1960).** "Hydrologie de la Méditerranée occidentale (Golfe de Lion, Mer catalane, Mer d'Alboran, Corse orientale), 14 juin – 20 juillet 1957." Rev. Trav. Inst. Pêches marit. **24** (1): pp. 5-119.
- Gentil, L., & Boistel, A. (1905).** "Sur l'existence d'un remarquable gisement Pliocène à Tétouan (Maroc)." C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: pp. 1725-1727.
- GIEC/IPCC/WGI (2001).** Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Rapport Working Group II. Résumé à l'intention des décideurs. Genève/Nairobi : OMM.
- GIEC/IPCC/WGI (2001).** Climate Change 2001: Mitigation. . Rapport Working Group III. Résumé à l'intention des décideurs. Genève/Nairobi : OMM.
- GIEC/IPCC/WGI (2001).** Climate Change 2001: The Scientific Basis. Rapport Working Group I. Résumé à l'intention des décideurs. Genève/Nairobi : OMM.
- Glangeand, L. (1971).** "Les phases tertiaires de la mer d'Alboran." C. R. Acad. Sc. Paris, **273**: pp. 2435-2440.
- Goldsmith, V., Bowman, D., & K. Kiley. (1982).** "Sequential stage development of crescentic bars: HaHoterim beach, southern Mediterranean." Journal of Sedimentary Petrology, **52**: pp. 233-249.
- González García, S., & Sánchez Camazano, M., (1968).** "Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethylsulfoxide." Clay Min. (7): pp. 447-452.
- Gornitz, V. (1995a).** "Monitoring Sea-Level Changes." Climate Change, **31**: pp. 515 – 544.
- Gourlay, M. R. (1968).** Beach and dune erosion tests. Delft Hydraulics Laboratory, Report. n° M935/M936, Delft. Netherlands.

RÉFÉRENCES

- Gracia, F. J., Anfuso, G., Benavente, J., Del Rio, L., Dominguez, L., & Martinez, J. A. (2005b).** "Monitoring coastal erosion at different temporal scales on sandy beaches: Application to the Spanish Gulf of Cadiz coast." Journal of Coastal Research, **49**: pp. 22 - 27.
- Greenwood, B., & Davidson-Arnott, R.G.D. (1979).** "Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study." Canadian Journal of Earth Sciences, **16**: pp. 312 - 332.
- Greenwood, B., & Osborne, P. D. (1990).** "Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and wave set-up on a barred beach." Coastal Engineering, **14 (6)**: pp. 543 - 580.
- Grigsby, J. D. (1990).** "Detrital Magnetite as a provenance indicator." Journal of Sedimentary Petrology, **58**: pp. 219 - 227.
- Günther H. Rosenthal W. Stawarz M. Carretero J. C. Gomez M. Lozano I. Serrano O., Reistad M. (1998).** "The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955–1994: the WASA wave hindcast." Global Atmos Ocean Syst. (6): pp. 121–163.
- Guza, R. T., & Inman, D. L. (1975).** "Edge waves and beach cusps." Journal of Geophysical Research, **80 (21)**: pp. 2997-3012.
- Guza, R. T., Thornton, E. B., (1982).** "Swash oscillations on a natural beach." Journal of Geophysical Research, **87**: pp. 483 – 491.
- Hamm, L., Capobianco, M., Dette, H. H., Lechuga, A., Spanhoff, R., & Stive, M. J. F. (2002).** "A summary of European experience with shore nourishment." Coastal Engineering, **47**: pp. 237 – 264.
- Hardisty, J. (1986).** "A morphodynamic model for beach gradients." Earth Surface Processes and Landforms, **11**: pp. 327 - 333.
- Hardisty, J. (1990).** Beach form and processes. London, Univ. Hyman.
- Hardisty, J. (1994).** Beach and nearshore sediment transport. Sediment transport and depositional processes. K. Pye., Blackwell Scientific: pp. 219-255.
- Haslett, S. K. (2000).** Coastal Systems. London and New York, Routledge. 203 p.
- Hayes, M. O. (1979).** Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime, Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. S. P. Leatherman. New York, Academic Press: pp. 1 - 29.

RÉFÉRENCES

- Héquette, A., & Hill, P.R. (1993).** "Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea." Marine Geology, **113**: pp. 283-304.
- Hilali, M., Larabi, A., & Aharmouch, A. (2003).** "Tecnologia de la intrusion de agua de Mar in acuíferos costeros: aíses Mediterráneos." IGME. Madrid. ISBN. 84-7840-470-8.
- Holman, R. A. (1986).** "Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach." Coastal Engineering, **9**: pp. 527 – 544.
- Holman, R. A., & Sallenger, A. H. (1993).** "Sand bar generation: a discussion of the Duck experiment senses." Journal of Coastal Research, **1 (5)**: pp. 76 - 92.
- Horikawa, K. (1988).** Nearshore dynamics and coastal processes, Univ. Tokyo Press.
- Horn, D. P. (1993).** "Sediment dynamics on a macrotidal beach: Isle of Man." Journal of Coastal Research, **9 (1)**: pp. 189 - 208.
- Hsü, K. J., Ryan, W.B.F., & Cita, M.B. (1973).** "Late Miocene dessication of the Mediterranean." Nature, **242**: pp. 240 – 244.
- Hughes, M. G., & Cowell, P. J., (1987).** "Adjustments of reflective beaches to waves." Journal of Coastal Research, **3**: pp. 153-167.
- Hughes, S. A. (2004).** "Estimation of wave run-up on smooth, impermeable slopes using the wave momentum flux parameter." Coastal Engineering, **51**: pp. 1085 – 1104.
- Hunt, I. A. (1959).** "Design of seawalls and breakwaters." Journal of Waterways, harbors, Div. ASCE **85(WW3)**: pp. 123 – 152.
- Inman, D. L. (1953).** A real and Seasonal Variations in Beach and Nerashore Sediments at La Jolla, California. Technical Memory, 39. U. S. Army Beach Erosion Board. Washington, D. C.
- Iribarren, C. R., & Nogales, C. (1949).** Proceedings of the 17th Int. Nav.. Congr. Sect. 2.
- Jaaidi, E. B., Ahmamou, M., Zougary, R., Chatre, B., El Moutchou, B., Malek, F., & Naim, K., (1993).** "Le littoral Méditerranéen entre Tétouan et Ceuta et Atlantique entre Tanger et Asilah (MAROC). Impact des aménagements portuaires sur la dynamique côtière : cas des ports de M'diq, Restinga- Smir, Tanger et Asilah." Publication du Comité National de Géographie du Maroc: pp. 21- 33.
- Jackson, N. L., Nordstrom, K. F., Eliot, I., & Masselink, G., (2002).** "Low energy sandy beaches in marine and estuarine environments: a review." Geomorphology, **48**: pp. 147 – 162.

RÉFÉRENCES

- Jago, C. F., & Hardisty, J. (1984).** "Sedimentology and morfodynamics of a macrotidal beach, Pendine sands, SW Wales." Marine Geology, **60**: pp. 123 - 154.
- Jiménez, J., Sánchez-Arcilla, A., Bou, J., & Ortiz, M., (1997).** "Analysing Short-term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs." Journal of Coastal Research, **13** (4): pp. 1256 - 1266.
- Kattenberg, A., & Maskell, K. (1995).** The science of climate change. C. change, Cambridge University Press: pp. 363 - 405.
- King, C. A. M., & Williams, W.W. (1949).** "The formation and movement of sand bars by wave action." Geography Journal, **113**: pp. 70 - 85.
- King, C. A. M. (1972).** Beaches and Coasts. 2nd Ed. London, Arnold.
- Klein, A. H. F., et al.,** "Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil: A review." Coastal Engineering (2009), **doi: 10.1016 / j.coastaleng.2009.09.006**.
- Klein, A. H. F., & Menezes, J.T., (2001).** "Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast." Journal of Coastal Research, **17**: pp. 812 – 835.
- Komar, P. D., & Inman, D. L. (1970).** "Longshore Sand Transport on Beaches." Journal of Geophysical Research, **75**, n° **30**: pp. 5914 - 5927.
- Komar, P. D., & Gaughan, M.K. (1972).** Airy wave theory and breaker height prediction. Proceedings of the 13th International Conference on coastal Engineering, ASCE.
- Komar, P. D. (1983).** Rhythmic Shoreline features and their origins. Mega-geomorphology. R. Gordner, & H. Scogin. Oxford, England, Charedon Press: pp. 92 - 112.
- Komar, P. D. (1998).** "The modelling of processes and morphology in the coastal zone relfections on the maturity of our science." Shore and Beach, **66**: pp. 10 - 22.
- Kriebel, D., & Dean, R., (1993).** "Convolution method for time dependent beach profile response." Journal of Waterways. Port. Coastal and Ocean Engineering, **119** (2): pp. 204 - 206.
- Kriebel, D. L., Kraus, N. C., & Larson, M. (1991).** "Engineering methods for predicting beach response." Coastal Sediments, American Society of Civil Engineers, **91**: pp. 557 - 571.
- Kroon, A. (1994).** Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, the Netherlands. Thèse de Doctorat, University of Utrecht: 275 p.

RÉFÉRENCES

- Kroon, A., et al., (2007).** "Application of remote sensing video systems to coastline management problems." Coastal Engineering, **54** (6-7): pp. 493 – 505.
- Krumbein, W. C. (1934).** "Size frequency distributions of sediments." Journal of Sedimentary Petrology, **4**: pp. 65 - 67.
- Krumbein, W. C. (1936).** "Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments." Journal of Sedimentary Petrology, **6**: pp. 35 - 47.
- L.P.E.E. (1987).** Rapport technique et expertise sédimentologique sur le port de Restinga-Smir, Tétouan, Maroc, Casablanca, : 51 p.
- L.P.E.E. (1991).** Etudes maritimes sur le littoral de Tétouan (Maroc) : étude de circulation sur modèle mathématique au port de Martil: 20 p.
- L.P.E.E. (1994).** Le littoral de Cabo Negro. Données naturelles et évaluations de la dynamique hydrosédimentaire. Rapport pour la Société Africaine du Tourisme 97.
- L.P.E.E. (1997).** Estimation de l'état morphologique des plages. Laboratoire Publique des Essais et d'Etude. Rapport de la Direction des études Techniques, Ministères des travaux publics: 450 p.
- Lakhdar Idrissi, J., Zidane, F., Orbi A., Hilmi, K., Sarf, F., & Rharbi, N. (2001).** "Etude d'impact des apports terrigènes sur l'activité aquacole dans la baie de M'diq." Art. rev. L'eau, l'industrie, les nuisances, n° 243: pp. 61- 67.
- Landeira, M. S. R. (2005).** Analisis y mejoras en la evaluacion de diversos términos de los modelos de evolucion de playas en escalas de medio plazo, Thèse de Doctorat, Escuela Tecnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria, Espagne: 514 p.
- Larras, J. (1972).** Hydraulique et granulats, Collection L.N.H. Edition Eyrolles.
- Larson, M. K., N. C., (1995).** "Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales." Marine Geology, **126**: pp. 111 - 127.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., & Stephens, C., (2000).** "Warming of the World Ocean." Science, **287**: pp. 2225–2229.
- Levoy, F. (1994).** Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales: l'exemple de la côte ouest du Cotentin, Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie: 424 p.
- Levoy, F. (2000).** L'influence de la marée sur la morphodynamique des plages sableuses. Habilitation à diriger les recherches, Université de Caen Basse-Normandie: 185 p.

RÉFÉRENCES

- Longuet-higgins, M. S. (1970).** "Longshore currents generated by obliquely incident sea waves." Journal of Geophysical Research, **75**: pp. 6778 - 6801.
- Losada, M. A. (1988).** Estabilidad de playas: Morfodinámica de los procesos litorales. Univ. de Cantabria. Santander: 230 p.
- Lozano, I., Devoy, R, May, W, & Andersen, U., (2004).** "Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of greenhouse gases induced climate scenario." Marine Geology, (210): pp. 205 – 225.
- MacMahan, J. H., Thornton, E. B. & Reniers, A. J. H. M., (2006).** "Rip current: review." Coastal Engineering, **53 (2-3)**: pp. 191 - 208.
- Martin Ramos, J. D. (1990).** Programa de control y análisis del difractor de rayos X. 11719, Dep. Leg.
- Martínez, J. (1986).** "Diagramas de corrientes en playas." Revista de Obras Publicas Octubre: pp. 767 – 781.
- Masselink, G., & Black, K. P., (1995).** "Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches." Coastal Engineering, **25 (3-4)**: pp. 165 - 190.
- Masselink, G., & Hughes, M., (2003).** Introduction to coastal processes and geomorphology, Arnold Publishers, 354 p.
- Masselink, G. & Short, A. D., (1993).** "The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model." Journal of Coastal Research, **9 (3)**: pp. 785 - 800.
- Maurer, G. (1976).** Les mouvements de masse dans l'évolution des régions telliennes et rifaines d'Afrique du nord. Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix en provence, Centre d'Etudes Géologiques et de Recherches Méditerranéennes : pp. 133 - 137.
- May, J. P. (1973).** "Selective transport of heavy minerals by shoaling waves." Sedimentology, **20**: pp. 203 - 211.
- McCammom, R. (1962).** "Efficiency of percentile measures describing the mean size and sorting of sediment particles." Journal of Geology, **70**: pp. 453 - 465.
- McLaren, P. (1981).** "An interpretation of trends in grain size measures." Journal of sedimentary petrology, **51 (2)**: pp. 611 - 624.
- McNinch, J. E. (2004).** "Geologic control in the nearshore: shoreoblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA." Marine Geology, **211**: pp. 121 – 141.

RÉFÉRENCES

- Mei, C. C. (1985).** "Resonant reflection of surface water waves by periodic sandbars." Journal of Fluid Mechanics, **152**: pp. 315-355.
- Millot, C. (1987).** "Circulation in the Mediterranean." Oceanologica Acta, **10 (2)**: pp. 143-149.
- Miossec, A. (1993).** La gestion de la nature littorale en France Atlantique, étude comparative (Royaume-Uni, Pays-Bas, Espagne, Etats-Unis). Thèse d'Etat, Tome 1, Université de Bretagne Occidentale, 469 p.
- Miossec, A. (1998).** "Le littoral de la Camargue, état des lieux et propositions d'action en matière de lutte contre l'érosion marine, Parc Naturel Régional de Camargue, Arles."
- Miossec, A. (2004).** Les littoraux entre nature et aménagement. Paris, Sedes, Coll. Campus, 3e ed., 191 p.
- Miossec, A. (2002).** Une discontinuité majeure : les littoraux. In GAMBLIN A (ss. dir.), Limites et discontinuités en géographie. Paris, Sedes, pp. 95-106.
- Moiola, R. J., & Weiser, D., (1968).** "Textural parameters: an evaluation." Journal of sedimentary petrology, **38 (1)**: pp. 45 - 53.
- Monadier, P. (1998).** Recommandations pour la conception et la réalisation des aménagements de défense du littoral contre l'action de la mer. ERPM N° 98.01. Compiègne, Service Technique Central des Ports Maritimes et Voies Navigables.
- Moore, B. (1982).** Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height, University of Delaware. M. S. Thesis.
- Moore, D. M., & Reynolds, Jr., (1989).** X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Oxford University Press. 322 p.
- Moore, L. (2000).** "Shoreline mapping techniques." Journal of Coastal Research, **16 (1)**: pp. 111-124.
- Moran, C., A, A., (2003).** Spatio-temporal analysis of Texas shoreline changes using GIS technique, Texas A & M University. Master of Science: 79p.
- Morhange, C. P., P.A., (2005).** "Mid-Holocene emergence of southern Tunisian coasts." Marine Geology, **220**: pp. 2005 - 2013.
- Morin, C. L. (1962).** "Etudes des fonds chalutables de la Méditerranée." Revue des travaux de l'institut des pêches maritimes, **26 (2)**: pp. 163 - 218.
- Mörner, N. A. (1976).** "Eustasy and geoid changes." Journal of Geology, **84 (2)**: pp. 123-151.

RÉFÉRENCES

- Morton, R. (1979).** "Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, examples from the Texas Gulf coast." Journal of sedimentary petrology, **49** (4): pp. 1101-1112.
- Morton, R. (2002).** "Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches - a preliminary basis for near real-time forecasting." Journal of Coastal Research, **18** (3): pp. 486 - 501.
- Morton, R., & Sallenger, A., (2003).** "Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers." Journal of Coastal Research, **19** (3): pp. 560 – 573.
- Moukhchane, M. (1999).** Contribution à l'étude de l'érosion hydrique dans le Rif occidental. Application des méthodes expérimentales du ¹³⁷Cs et de la susceptibilité magnétique aux bassins versants, Nakhla, El Hachef et Smir, Thèse de Doctorat Es-Science. Université Abdelmalek Essaadi. Tétouan, Maroc: 267 p.
- Munk, W. H. (1949).** "Surf beats. Transactions." American Geophysical Union, **30**: pp. 849 - 854.
- Muñoz-Perez, J. J., Lopez de San Roman-Blanco, B., Gutierrez-Mas, J. M., Moreno, L., & Cuenca, G. J., (2001).** "Cost of beach maintenance in the Gulf of Cadiz (SW Spain)." Coastal Engineering, **42** (2): pp. 143 – 153.
- Nachite, D. (1993).** Los Ostracodos y la evolucion paleoambiental del Neogeno reciente del NO de Marruecos y del SE de España, Tesis Doctoral, Univ. Granada, Espagne, 310p.
- Nachite, D. (2009).** Le développement touristique du littoral de la région Tanger-Tétouan: une évolution vers des scénarios non désirables ? In «GEOLOGÍA Y GEOTURISMO EN LA ORILLA SUR DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR» Edts. S. Domínguez Bella & A. Maate, MCN - UCA Cadiz- ISBN.: 978-84-9828-224-5, p. 59-78.
- Nachite, D., Amri, I., Anfuso, G., Bello, E., Marocchino, E., Benavente, J., & Vaccaro, C., (2005).** "Geoquímica de los sedimentos de playas entre Fnideq y M'Diq (Tetuan, NO de Marruecos) (Geochemical characteristics of beach sediments between Fnideq and M'Diq, Tetuan, NW Morocco)." Geogaceta, **38**: pp. 159 - 162.
- Nachite, D., Baijot, E., Marchesi, N., & Zyadi, F. (2009a).** «PLAN LOCAL GIZC POUR LA PREFECTURE LITTORALE DE M'DIQ-FNIDEQ » RAPPORT GLOBAL. Projet AT SMAP III portant sur la préparation d'un plan local GIZC pour la province littorale de M'diq (AT SMAP III - ERM) : 106 p.

RÉFÉRENCES

- Nachite, D., Bajjot, E., Marchesi, N., & Zyadi, F. (2009b).** Le Plan d'Action local GIZC pour la Baie de M'diq : une expérience dans un cadre de décentralisation. In : La GIZC du concept à la pratique, Table Ronde 29 janvier 2009, INAU – Maroc: 14 p.
- Nachite, D., El Moutchou, B., Anfuso G., Benavente J., Bello E., & Macias A. (2004).** Morphologie et évolution récente du littoral entre Fnideq et M'diq (Tétouan, NE du Maroc). Geogaceta, **35**: pp. 43 – 46.
- New South Wales Government (1990).** "Coastline Management Manual."
- Niazi, S. (2007).** Evaluation des impacts des changements climatiques et de l'élévation du niveau de la mer sur le littoral de Tétouan (Méditerranée occidentale du Maroc): Vulnérabilité et Adaptation., Thèse de Doctorat d'Etat. Faculté des Sciences, Université Mohammed V, Rabat. 230 p.
- Nicholls, R. J., Hoozemans, F. M. J., & Marchand, M., (1999).** "Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses." Global Environmental Change, **9** (S69–S87).
- Nicholls, R. J. (2002).** Rising sea levels: potential impacts and responses. Global Environmental Change. Issues in Environmental Science and Technology, Number 17. R. In: Hester, & Harrison, R. M., (eds.). Cambridge, UK, Royal Society of Chemistry: p 83 – 107.
- Nicolle, A. (2006).** Modélisation des marées et des surcotes dans les Pertuis Charentais, Thèse de Doctorat, Université de la Rochelle, 307 p.
- Niedoroda, A. W., Swift, D.J.P. & Hopkins, T.S., (1985).** The shoreface. In DAVIS, R.A., (ed.). Coastal Sedimentary Environments. New York, Springer: pp. 533 – 624.
- Nielsen, P., & Hanslow, D. J., (1991).** "Wave run-up distributions on natural beaches." Journal of Coastal Research, **7**: pp. 1139 – 1152.
- Nold, A., Uttinger, J., & Wildi, W., (1981).** "Géologie de la dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc)." Notes et Mém. Sev. Géol. Maroc, Rabat, **300**: 233 p.
- Nordstrom, K. F., & Jackson, N.L., (1992).** "Two-dimensional change of sandy beaches in meso-tidal estuaries." Zeit. für Geomorphology, **36 (4)**: pp. 465 - 478.
- O'Hara, T. J., & Huntley, D.A., (1994).** "Bar formation due to wave groups and associated long waves." Marine Geology, **116**: pp. 313 - 325.
- O'Connell, J., F., & Leatherman, S, P., (1999).** "Coastal erosion hazards and mapping along the Massachusetts shore." Journal of Coastal Research, **SI (28)**: pp. 27 - 33.

- Ojeda, J. (2000).** "Metodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuesta." Boletín de la AGE, **30**: pp. 103 - 118.
- Oltman-Shay, J., & Hathaway, K. K., (1989).** Infragravity energy and its implications in nearshore sediment transport and sandbar dynamics. Technical report CERC -89 - 8, Department of the army. Waterways Experiment Station, Vicksburg, 21 p.
- Oueslati, A. (2006).** Le littoral de M'diq-Smir et de Oued Laou (Maroc): l'histoire géomorphologique récente et les risques liés aux travaux d'aménagement. F. Scapini ed. ISBN: 978-88-8453-557-3 (online), 978-88-8453-558-1 (print), Firenze University Press.
- Owens, E. H., & Frobel, D. H., (1977).** "Ridge and runnel systems in the Magdalen Island, Quebec." Journal of sedimentary petrology, **47 (1)**: pp. 191 – 198.
- Pairaud, I. (2005).** Modélisation et analyse de la marée interne dans le golfe de Gascogne. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France.
- Pajak, M., J., & Leatherman, S. P., (2002).** "The high water line as shoreline indicator." Journal of Coastal Research, **18 (2)**: pp. 329 - 337.
- Park, C. (1997).** The Environment: Principles and Applications. Routledge, London.
- Paskoff, R. (1981).** L'érosion des côtes. Paris, Presses Universitaires de France, 127 p.
- Paskoff, R. (1993).** Côtes en danger. Paris, Masson, 250 p.
- Paskoff, R. (1998).** Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. Paris, 3ème édition, Armand Colin. 260 p.
- Paskoff, R. (2001).** L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers, le mythe et la réalité. Paris, Institut Océanographique, 200 p.
- Passega, R. (1964).** "Grain size representation by CM patterns as a geological tool." Journal of sedimentary petrology, **34 (4)**.
- Perben, D., & Olin, N. (2006).** Planifier l'aménagement, la protection et la mise en valeur du littoral, Ministère des Transport, de l'Équipement du Tourisme et de la Mer & Ministère de l'Écologie et du Développement Durable: 48 p.
- Pethick, J. (1984).** An introduction to coastal geomorphology. London, Edward Arnold. 260p.
- Pettijohn, F. J. (1975).** Sedimentary rocks. London, Harper & Row.

RÉFÉRENCES

- Pierson, W. I., Neumann, G., & James, R.W., (1953).** Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics. , Tech. Rep. Res. Div., Coll. Engin. New York Univ. N°1.
- Pilkey, O., & Hume, T.M., (2001).** "The shoreline erosion problem: lessons from the past." NIWA Water & Atmosphere, **9 (2)**: pp. 22 - 23.
- Prieur, L. & Sournia, A. (1994).** (Édit.) Processes and fluxes in the geostrophic Almeria-Oran front (SW Mediteranean Sea). J. mar. Systems, spec. **vol. 5 (3-5)** : pp. 185-399.
- Pronost, J. (2005).** Effets de la contamination continentale et des interactions fluides-roches sur le PlatReef, complexe igné du Bushveld, Afrique du Sud. UMR CNRS 6524, Université B. Pascal - Clermont-Ferrand II. Thèse de Doctorat: 258 p.
- Putrevu, U., & Svendsen, I.A., (1993).** "Vertical structure of the undertow outside the surf zone." Journal of Geophysical Research, **98**: pp. 22707 - 22716.
- Rajamanickam G.V., & Gujar A. R., (1984).** "Sediment depositional environment in some bays in central west coast of India." Indian Journal of Marine Sciences, **13**: 53 – 59.
- Raubenheimer, B., Guza, R. T., Elgar, S. L., & Kobayashi, N., (1995).** "Swash on a gently sloping beach." Journal of Geophysical Research, **100**: pp. 8751 – 8760.
- Raubenheimer, B., & Guza, R. T., (1996).** "Observations and predictions of runup." Journal of Geophysical Research, **101**: pp. 25575 – 25587.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T., & Elgar, S., (1996).** " Wave transformation across the inner surf zone." Journal of Geophysical Research, **101 (C10)**: pp. 25589 - 25597.
- Reis, A. H., & Gama, C., (2010).** "Sand size versus beachface slope — An explanation based on the Constructal Law." Geomorphology, **114**: pp. 276 – 283.
- Rhazi, J. (1987).** Prise par unité d'effort de la pêcherie de l'espadon (*Xiphias gladius*) dans le Détroit de Gibraltar : analyse et effet de certains facteurs (lune et climat), Mémoire du 2ème cycle. I.A.V. Rabat, 68 p.
- Riad, S. (2003).** Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles à partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc, Thèse de Doctorat en cotutelle entre l'Université des Sciences et Technologies de Lille et l'Université Ibnou Zohr d'Agadir, 154 p.
- Robin, M. (2002).** Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. In (BARON-YELLES N., GOELDNER-GIONELLA L., VELUT S., Ed.). Le littoral, regards, pratiques et savoirs. Etudes offertes à Fernand VERGER, Edition Rue d'Ulm / Presses universitaires de l'Ecole Normale Supérieure. Paris: pp. 95 - 115.

RÉFÉRENCES

- Rosati, J. D., Walton, T., & Bodge, K., (2002).** Longshore Sediment Transport. eds L. Vincent & Z. Demirbilek, U.S. Army Corps of Engineers. in Coastal Engineering Manual, Part II, Hydrodynamics, Chapter III-2. Washington, DC.
- Ruessink, B. G. (1998).** "Bound and free infragravity waves in the nearshore zone under breaking and non breaking conditions." Journal of Geophysical Research, **103 (C6)**: pp. 12795 - 12805.
- Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G., & van den Beukel, P. G. L., (1998).** "Observations of swash under highly dissipative conditions." Journal of Geophysical Research, **103 (C2)**: pp. 3111 - 3118.
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., & Beach, R. A., (2001).** "Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches." Journal of Coastal Research, **17 (2)**: pp. 407 - 419.
- Ruggiero, P., Holman, R. A., & Beach, R. A., (2004).** "Wave run-up on a high-energy dissipative beach." Journal of Geophysical Research, **109**: C06025.
- Sanderson, P. G., & Eliot, I., (1999).** "Compartmentalisation of beachface sediments along the southwestern coast of Australia." Marine Geology, **162 (1)**: pp. 145 - 164.
- Schwartz, M. L. (1982).** Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments. Stroudsburg, Hutchinson Ross.
- Schwarzer K., Diesing M., Larson M., Niedermeyer R. O., Schumacher W., & Furmanczyk K., (2003).** Coastline evolution at different time scales-examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. Marine Geology, **194 (1-2)**: 79-10
- Sénéchal, N. (2003).** Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf, Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 278 p.
- Shih, S., & Komar, P., (1994).** "Sediments, Beach Morphology and sea cliff erosion within an Oregon coast littoral cell." Journal of Coastal Research, **10 (1)**: pp. 144 - 157.
- SHOM (1997).** Les guides du SHOM - la marée, 75 p.
- Short, A. D., & Masselink, G. (1999).** Embayed and structurally controlled beaches. In: Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, (Ed.). New York, Wiley: pp. 230 – 249.
- Short, A. D., & Hogan, C. L., (1994).** "Rip currents and beach hazards, their impact on public safety and implications for coastal management." Journal of Coastal Research, **SI12**: pp. 197 - 209.

RÉFÉRENCES

- Short, A. D., & Aagaard, T., (1993).** "Single and multi-bar beach change models." Journal of Coastal Research, **SI 15**: pp. 141 - 157.
- Short, A. D., (1978a).** "Three dimensional beach stage model." Journal of Geology, **87**: pp. 553 - 571.
- Short, A. D., (1978b).** Wave power and beach stages: a global model. Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, ACSE, pp. 1145 -1162.
- Smith, S. G. L., & Young, W. R., (2002).** "Conversion of the barotropic tide." Journal of Physical Oceanology, **32**.
- Sourdat, M., & Mahé, J., (1975).** "Exploitation des comptages de minéraux lourds par l'Analyse Factorielle des Correspondances, application aux formations superficielles du sud-ouest de Madagascar." Cah. ORSTOM, série Géol, **VII (1)**: pp. 39 - 63.
- Statteger, K. (1987).** "Heavy minerals and provenance of sands : Modeling of lithological end members from river sands of Northern Austria and from sandstones of the Austroalpine Gosan formation (Late Cretaceous)." Journal of Sedimentary Petrology, **57**: pp. 137 - 150.
- Stépanian, A. (2002).** Evolution morphodynamique d'une plage à barres : Omaha beach (Normandie). Thèse de doctorat, Université de Caen, Basse-Normandie, 276 p.
- Stéphan, P. (2009).** Les flèches de galets de Bretagne : Morphodynamiques passée, présente et prévisible, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Institut Universitaire Européen de la Mer, 560 p.
- Stitou, J. (2002).** Étude de la salinité des eaux souterraines des aquifères côtiers Martil-Alila et Smir : Intégration des méthodes hydrogéochimiques, géophysiques et isotopiques, Thèse de Doctorat d'état. Univ. Abdelmalek Essaadi, 283 p.
- Stive, M., Roelvink, J. A., & de Vriend, H. J., (1991).** Large scale coastal evolution concept. Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering, ASCE, pp. 1962 - 1974.
- Stockdon H. F., Holman R. A., Howd P. A., & Sallenger J. A. H., (2006).** Empirical parameterization of setup, swash, and runup. Coastal Engineering, **53 (7)**: pp. 573–588.
- Strahler, A. N. (1966).** "Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey." Journal of Geology, **74 (3)**: pp. 247 – 268.

RÉFÉRENCES

- Suanez, S., Dehouk, A., Stephan, P., Fichaut, B. & Cuq, V., (2004).** Estimation par traitement statistique des marges inhérentes à la mesure tachéométriques en géomorphologie. Séminaire de l'UMR LETG 6554. Rennes.
- Summerfield, M. A. (1991).** Global Geomorphology, Longman, Harlow.
- Sunamura, T. (1988).** Beach morphologies and their change. in Nearshore dynamics and coastal processes. e. Horikawa. Tokyo, Univ. Tokyo Press: pp. 136 - 152.
- Sunamura, T. (1989).** Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. in Applications in Coastal modelling. C. V., Laknon., & A. S. Trenhaile, (eds.). Amsterdam, Elsevier: pp. 159 - 213.
- Sunamura, T. H., K., (1974).** Two dimensional beach transformation due to waves. Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference. ASCE, pp. 920 - 938.
- Svendsen, I. A., & Jonson, I.G., (1976).** Hydrodynamics of coastal regimes. Lingby, Technical University of Denmark.
- Taaouati, M., Nachite, D., Ménanteau, L. & El Mrini, A. (2007).** Changements morphodynamiques saisonniers d'une plage mésotidale produits par les variations des conditions de vague : cas de la plage de Charf el Akab (Côte atlantique du Tangérois, Maroc). VIIème Congrès Maghrébin des Sciences de la Mer, 4-7 novembre 2007, El Jadida, Maroc.
- Taaouati, M., EL Mrini, A. & NACHITE, D. (2009).** Evolution du profil des plages, Atlantiques et Méditerranéennes, de la Péninsule de Tanger, NO du Maroc ; Festival International du Géographie (FIG 2009) – Saint-Dié, France.
- Taaouati, M., EL Mrini, A. & NACHITE, D. (2010).** Quantification des changements morphologiques et volumétriques des plages de la côte basse sableuse entre Cap Spartel et Asilah (NO du Maroc). 1èr Colloque International : Littoraux des Pays Méditerranéens : états passés, actuels et futurs. Larache, Maroc (10 au 12 novembre).
- Takeda, I., & Sunamura, T., (1983).** "Formation and spacing of beach cusps." Coastal Engineering in Japan, **26**: pp. 121 - 135.
- Texier, J. P., Raynal, J. P., & Lefevre, D., (1985).** "Nouvelles propositions pour un cadre chronologique raisonné du Quaternaire marocain." Compte rendu de l'Académie des Sciences Paris, tome 301, série II: pp. 183 – 188.
- Thom, B., & Hall, W., (1991).** "Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods." Earth surf process Land, **16**: pp. 113 - 127.

RÉFÉRENCES

- Thompson, E. F., & Vincent, C.L., (1985).** "Significant wave height for shallow water design." Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering, **111**: pp. 828 - 842.
- Trenhaile, A. S. (1998).** *Geomorphology: a Canadian Perspective*_Toronto, Oxford University Press, (1st edition) 340 p.
- Tucker, M. J. (1950).** Surf beats: sea waves of 1 to 5 min. period, Proc. R. Soc. London Ser. A, **202**, pp. 565 - 573.
- USACE (1995).** Coastal Geology, U.S. Army Corps of Engineers, Engineer Manual EM 1110 - 2-1810.
- Valdemoro, H. I. (2005).** La influencia de la morfodinámica en los usos y recursos costeros, Universitat Politècnica de Catalunya, Spain. Ph.D. thesis: 163 p.
- Valladares, M., El Mrini, A., Benavente, J., Anfuso, G., Nachite, D., & Taaouati, M. (2008).** Cambios volumétricos y evolución a corto plazo de la playa de Tres Piedras, Norte de Marruecos. In (Benavente, J. y Gracia, F. J., eds.), *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. ISBN: 84-473-6226-4. CÁDIZ, Editorial: SOCIEDAD ESPAÑOLA DE GEOMORFOLOGÍA - UNIVERSIDAD DE CÁDIZ: pp. 303 - 306.
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F., Dimou, K., Zervakis, V., & Conley, D. C., (2009).** "Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean." Journal of Marine Systems, **78**: pp. 37 - 47.
- Warrick, R. A., Le Provst, C., Meier, M. F., Oerlemans, J., & Woodworth, P. L., (1996).** Changes in sea level. in Beach cusps as self-organized patterns. J. T. Houghton, Meira., L. G., Callander, B. A., Harris, N., Werner, B. T., & Fink, T. M., *Science*. **260**: pp. 968 - 971.
- Wenworth, C. K. (1922).** "A scale of grade and class terms for clastic sediment." Journal of Geology, **30**: pp. 377 - 392.
- Wolf, F. C. J. (1997).** Hydrodynamics, sediment transport and daily morphological development of bar-beach system, Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 267 p.
- Wright, L. D., & Thom, B. G., (1977).** "Coastal depositional landforms. a morphodynamic approach." Progress in Physical Geography, **1 (3)**: pp. 412 - 459.
- Wright, L. D., Nielsen, P., Short, A. D., & Green, M. O., (1982).** "Morphodynamics of a macrotidal beach." Marine Geology, **50**: pp. 97 - 128.

RÉFÉRENCES

- Wright, L. D., & Short, A. D., (1984).** "Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis." Marine Geology, **56**: pp. 93 - 118.
- Wright, L. D., Short, A.D., & Green, M., (1985).** "Short-term changes in the morphodynamics state of beaches and surf zones, an empirical predicative model." Marine Geology, **62**: pp. 339 – 364.
- Xue, C. (2001).** "Coastal erosion and management of Majuro Atoll, Marshall Islands." Journal of Coastal Research, **17** (4): pp. 909 – 918.
- Zerger, A., Smith, D. I., Hunter, G. J., & Jones, S. D., (2002).** "Riding the storm: a comparison of uncertainty modelling techniques for storm surge risk management. ." Applied Geography, **22**: pp. 307 - 330.