



RELATIONS ENTRE BASSINS VERSANTS ET CELLULES SEDIMENTAIRES LITTORALES : LES EXEMPLES DU MAROC, DE L'ALGERIE ET DE LA TUNISIE

Michel Quinquis

► To cite this version:

Michel Quinquis. RELATIONS ENTRE BASSINS VERSANTS ET CELLULES SEDIMENTAIRES LITTORALES : LES EXEMPLES DU MAROC, DE L'ALGERIE ET DE LA TUNISIE. Géomorphologie. UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE; ED 355 – ESPACES, CULTURES, SOCIETES; UMR 7330 CNRS CEREGE, 2017. Français. NNT : . tel-01976640

HAL Id: tel-01976640

<https://theses.hal.science/tel-01976640>

Submitted on 10 Jan 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE

ED 355 – ESPACES, CULTURES, SOCIÉTÉS

UFR ARTS, LANGUES, LETTRES, SCIENCES HUMAINES

DEPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE

UMR 7330 CNRS CEREGE

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de Docteur

Michel QUINQUIS

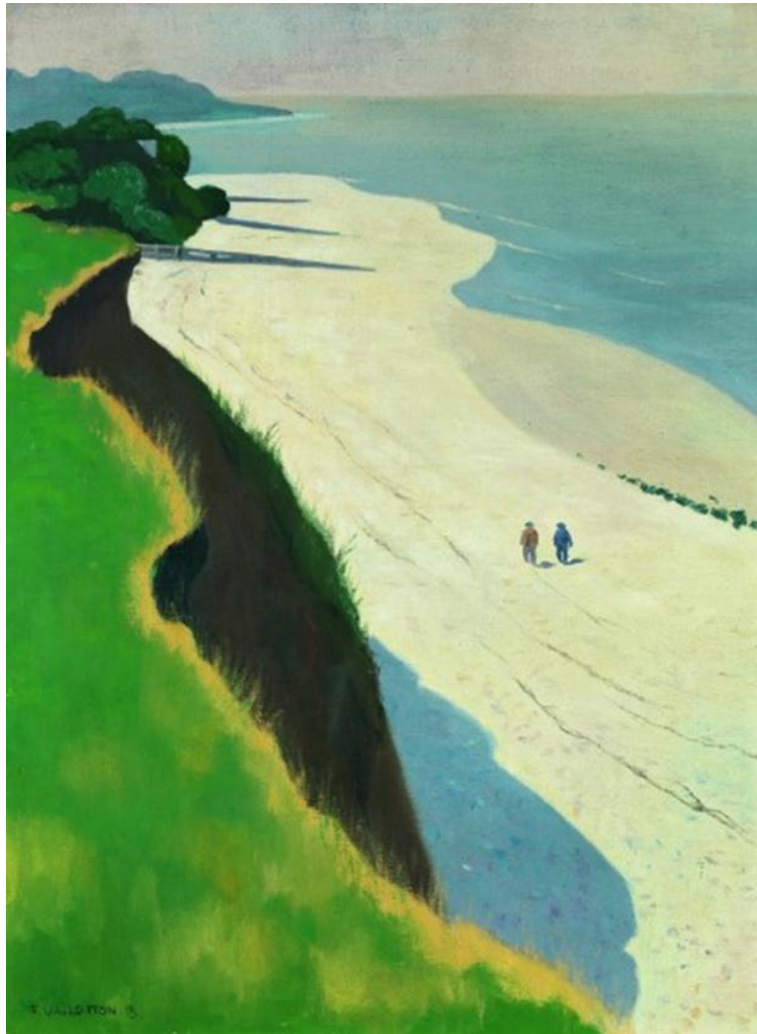
RELATIONS ENTRE BASSINS VERSANTS ET CELLULES
SEDIMENTAIRES LITTORALES : LES EXEMPLES DU MAROC, DE
L'ALGERIE ET DE LA TUNISIE

Discipline : GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Spécialité : GEOMORPHOLOGIE LITTORALE ET FLUVIALE

Soutenue le 09/11/2017 devant le jury :

Mr. Edward ANTHONY	Professeur - Université d'Aix-Marseille - Directeur.
Mr. Olivier BELLIER	Professeur - Université d'Aix-Marseille - Examineur.
Mr. Olivier LATELTIN	Docteur, chargé de cours - Université de Genève (Suisse) - Examineur.
Mr. Mohamed MAANAN	Maître de Conférence, HDR - Université de Nantes - Rapporteur.
Mr. Hervé REGNAULD	Professeur - Université de Rennes 2 - Rapporteur.
Mr. François SABATIER	Maître de Conférence - Université d'Aix-Marseille - Co-directeur.



« **La Grève blanche** ». *Félix Vallotton*, Vasouy – 1913 (huile sur toile).

« Le soleil n'était pas encore levé. La mer et le ciel eussent semblé confondus, sans les mille plis légers des ondes pareils aux craquelures d'une étoffe froissée [...] Chaque vague se soulevait en s'approchant du rivage, prenait forme, se brisait, et traînait sur le sable un mince voile d'écume blanche. La houle s'arrêtait, puis s'éloignait de nouveau, avec le soupir d'un dormeur dont le souffle va et vient sans qu'il en ait conscience. »

Les vagues (extrait). *Virginia Woolf*.

« Le vrai miroir de nos discours est le cours de nos vies. »

Les Essais (I, 26). *Michel Eyquem de Montaigne*.

Résumé

Dans cette étude menée sur la côte méditerranéenne du Maroc, de l'Algérie, et de la Tunisie à une échelle spatiale et temporelle étendue (2200 km de côte et sur 100 ans environ), nous déterminons, par une approche « Source-to-sink », les relations existantes entre l'érosion produite dans les bassins versants et les sédiments transportés en suspension par les oueds, avec la redistribution de ces sédiments le long du rivage, redistribution qui participe à l'évolution du trait de côte. Pour cela, nous proposons un nouveau modèle empirique de transport sédimentaire en suspension le long des bassins versants de notre site d'étude, modèle avec lequel nous réactualisons les valeurs des volumes sédimentaires transportés par les principaux oueds, et proposons une quantification pour des oueds de moindre importance. Nous déterminons alors l'impact des barrages sur les sédiments en fonction des taux d'envasement de ces ouvrages, puis nous estimons quantitativement quels sont, sur plusieurs dizaines d'années, les apports sédimentaires s'effectuant jusqu'à la mer. Ensuite, nous analysons les caractéristiques morphologiques du littoral selon sa géométrie et les indices morphodynamiques issus de la littérature. Enfin, après avoir cartographié la position du trait de côte à différentes périodes, la cinématique du rivage est déterminée, et ses mouvements sont partiellement expliqués par un calcul simple de la dérive littorale. Ces analyses se basent sur le concept de cellule littorale dont nous proposons ou affinons les limites et le fonctionnement pour la majorité des sites. Nous terminons par une synthèse globale avant de tirer les conclusions principales sur les relations entre les bassins versants et les cellules littorales, telles que (1) le rôle de précurseur et de tampon sédimentaire joué par les deltas pour limiter l'érosion des plages en secteur aval de la cellule littorale, (2) les liens entre les apports sédimentaires des oueds avant-barrage avec le type de barre littorale, et (3) les liens entre les apports sédimentaires des oueds avant-barrage, minorés du volume de sédiment déplacé par la dérive littorale, avec la taille des deltas et le nombre de barres littorales.

Mots-clés :

Source-to-sink ; Méditerranée ; Oued ; Delta fluvial ; Erosion littorale ; Transport sédimentaire en suspension ; Transport long-shore ; Dérive littorale.

Abstract

In this study carried out on the Mediterranean coast of Morocco, Algeria and Tunisia at an extended spatial and temporal scale (2200 km of coastline and about 100 years), we determine, using a "source-to- Sink ", the existing relationships between erosion produced in watersheds and sediment transported in suspension by wadis, with the redistribution of these sediments along the shoreline, a redistribution that participates in the evolution of the coastline. To this end, we propose a new empirical model of suspended sediment transport along the watersheds of our study site, a model with which we update the values of the sediment volumes transported by the main wadis and propose a quantification for wadis of lesser importance. We then determine the impact of dams on the sediments as a function of the siltation rates of these structures, and then quantitatively estimate the sedimentary contributions over several decades to the sea. We analyze the morphological characteristics of the littoral according to its geometry and the morphodynamic indices derived from the literature. Finally, after mapping the position of the coastline at different periods, the kinematics of the shoreline is determined, and its movements are partially explained by a simple calculation of coastal drift. These analyses are based on the concept of a littoral cell, the limitations and functioning of which are proposed or refined for most sites. We conclude with a general synthesis before drawing the main conclusions on the relations between watersheds and coastal cells, such as (1) the role of precursor and sediment buffer played by deltas to limit the erosion of beaches in the sector (2) the links between the sediment inputs of the wadis in sections upstream of dams and the type of coastal bars, and (3) the links between the sedimentary inputs of the wadis in sections upstream of dams minus the coastal drift, with the size of the deltas and the number of coastal bars.

Keywords:

Source-to-sink ; Mediterranean ; Wadi ; River delta ; Coastal erosion; Sediment transport in suspension ; Longshore transport ; Coastal drift.

Remerciements

Avoir pu faire une thèse sur l'Afrique du Nord fut encore plus important pour moi qui ai habité un peu plus de 2 ans (lors de ma prime jeunesse), à Bejaia en Algérie. Après avoir effectué très tôt (et à mon insu) les travaux pratiques de sédimentologie (pâtés de sable avec ma pelle, mon tamis et mon seau) sur les plages de Tichy et de Djidjelli entre 1964 et 1966, il fallait bien passer à la théorie, même 50 ans après !

Il m'est aussi revenu en mémoire une histoire qu'on me racontait lorsque j'étais enfant, celle d'une petite Bretonne de Lorient qui, au début du XXème siècle, avait, elle aussi, passé plusieurs années de sa jeunesse en Afrique du Nord, un peu plus au Sud dans une palmeraie à Biskra, avant de retourner en France à l'adolescence. Cette Bretonne, c'était ma grand-mère paternelle... La boucle est donc, d'une certaine façon, bouclée.

Si terminer une thèse marque la fin d'une aventure à la fois scientifique et humaine, mon cas est cependant bien différent de celui de la majorité des doctorants. Se lancer dans un tel projet à plus de 50 ans tout en exerçant un métier en parallèle, qui plus est dans une autre discipline et dans un autre pays, oblige à ne pas être en permanence dans le laboratoire d'accueil et à ne pas pouvoir s'immerger totalement dans ce long travail, captivant mais exigeant.

De ce fait, je comparerais davantage cette période de ma vie à un tour du monde à la voile en solitaire avec assistance, ponctué de temps à autre par les indispensables escales techniques faites au CEREGE (le Centre Européen de Recherches et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, à Aix-en-Provence), escales qui m'ont toujours permis de repartir vers la prochaine étape.

Bien que peu nombreux, ces moments passés au CEREGE furent très bénéfiques pour moi. Pouvoir discuter de vive voix avec mes directeurs de thèse, les professeurs, ingénieurs et doctorants m'a permis de me ressourcer, de reprendre confiance en trouvant les réponses à mes nombreuses interrogations et, en corrigeant mes erreurs tout en me montrant les impasses à éviter, de me réorienter vers des routes plus sûres, aux vents mieux établis.

C'est pour cela qu'en premier lieu, je souhaite vivement remercier mes deux directeurs de thèse, le Professeur *Edward Anthony* et le Docteur *François Sabatier*, sans qui ce travail n'aurait pas pu être mené à bien. Avant de co-diriger cette thèse, *Edward* et *François* ont été mes professeurs de littoral en Master 1 et Master 2 à l'Université d'Aix-Marseille et au CEREGE, et *François* a été mon directeur de mémoire de Master (bonne nouvelle *François*, tu vas ENFIN pouvoir passer à un autre sujet que cette Afrique du Nord que tu te traines (avec moi) depuis ... 8 ans déjà !!!). Si c'est grâce à eux deux que mon goût de l'étude des littoraux s'est confirmé, ma découverte de la géomorphologie littorale s'est effectuée en 3^{ème} année de Licence de géographie à l'Université de Rennes 2, grâce aux cours du Professeur *Hervé Regnaud*. C'est lui qui m'a ensuite orienté vers

l'Université d'Aix-Marseille et le CEREGE. Je tiens donc aussi à le remercier chaleureusement pour cela ainsi que d'avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse.

Un grand Merci au Docteur *Mohamed Maanan* de l'Université de Nantes d'avoir également accepté d'être rapporteur de ce travail.

C'est un plaisir qu'*Olivier Lateltin*, Docteur en géologie, chargé de cours à l'Université de Genève et Directeur du Service Géologique National de swisstopo à Berne, ait accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Merci également au Professeur *Olivier Bellier* d'avoir accepté de présider ce jury, ainsi que pour ses cours de géologie et tectonique que j'ai grandement appréciés en Master 1 et 2. Merci aussi, *Olivier*, pour l'amicale bienveillance que tu as toujours manifestée à mon égard et pour nos agréables discussions à bâtons rompus lors de nos rencontres au CEREGE.

Merci au Professeur *Christophe Morhange*, originaire des bords du beau lac de Bienne, en Suisse, et voisin de couloir au Bâtiment Villemain, de m'avoir accueilli au CEREGE. Tu ne t'en souviens probablement pas, *Christophe*, mais tu avais répondu à mon premier mail de prise de contact avec le CEREGE en souhaitant la bienvenue en Provence au « Suisse de Tavannes » ... moi qui étais alors « un Provençal établi en Suisse ». Je n'ai pas oublié ton célèbre aphorisme qui devrait figurer dans tout bon « Guide du doctorant » : « La thèse, c'est comme le cancer, soit c'est toi qui la tues, soit c'est elle qui te tue ! ».

Un grand Merci également à l'ensemble des enseignants et du personnel du CEREGE, en particulier au Docteur *Samuel Meulé* dont le cours captivant sur la dynamique de la houle m'a marqué durablement, ainsi qu'à *Philippe Dussoulliez* et *Jules Fleury*, tous deux ingénieurs au SiGeo, pour leur aide plus qu'efficace pour tout ce qui touche de près ou de loin la géomatique et la cartographie (mais pas que !), et pour leur attitude toujours constructive et amicale.

Même si je ne les ai pas beaucoup côtoyés, je n'oublie pas l'aide que m'ont apportée les autres ingénieurs, doctorants et stagiaires : *Boris*, *Julien* et *Benjamin*, ainsi que *Laurie*, *Manon* et *Sylvain*. Merci à eux !

Merci au personnel de l'école doctorale « Espaces, Cultures et Sociétés » d'Aix-en-Provence de m'avoir accordé leur confiance tout au long de ces années.

Je ne puis passer sous silence le rôle capital qu'ont joué mes collègues de swisstopo, l'Office Fédéral de Topographie à Berne où je travaille. En premier lieu, mes remerciements vont au Directeur Adjoint de swisstopo, *Alain Buogo*, ainsi qu'à *Dominique Dufour*, responsable du domaine informatique, pour m'avoir donné les moyens d'entreprendre et de mener à bien cette longue période d'études (10 ans de la licence au doctorat !) en me permettant d'aménager mon temps de travail comme je le souhaitais.

Je voudrais aussi particulièrement remercier *Cédric Métraux*, responsable du processus « Modèles dérivés » à swisstopo, Docteur en géologie (et statisticien émérite ... entre autre !) pour avoir pris le temps de répondre à mes innombrables

questions, qu'elles soient d'ordres géologiques, mathématiques ou physiques, et pour son aide inestimable pour tout ce qui concerne les traitements de données. Je ne parle volontairement pas de politique ici, *Cédric*, tu comprendras pourquoi... ;-)

Merci également à *Bachir Ramdani* du service « Logistique » de swisstopo, natif de Béjaia, de m'avoir montré sur Google Earth où se situait l'immeuble dans lequel j'habitais à mon époque « boujiotte » et de me parler de l'Algérie, son beau pays où il retourne quelquefois, lors de nos rencontres à swisstopo. Merci également à mes collègues, *André, Guillaume, Fabien, Laurent, Akinola, Rémy ...* je ne peux hélas pas tous les citer ici.

Je ne pourrais pas passer sous silence *Aurélie, Vanessa, Yannick C.* et *Yannick M.* ainsi que *Christopher* dit « *Baka* », mes « jeunes collègues » connus en Master, devenus amis depuis, avec qui le contact n'a jamais été rompu malgré la distance et les années qui ont passé.

Enfin, j'ai bien sûr une pensée toute particulière pour mes parents ainsi pour ma famille, qu'elle soit provençale ou bretonne (mais installée en Provence), et plus récemment suisse. Ils m'ont toujours soutenu et encouragé à aller de l'avant. Je voudrais remercier tout spécialement ma compagne *Irène Muller* qui a fait preuve d'une patience et d'une compréhension infinie à mon égard durant toutes ces années où, même lorsque j'étais physiquement présent à ses côtés, il y eut de longues périodes durant lesquelles, l'air absent, j'étais plongé dans mes doutes et réflexions sur ces lointains rivages du Maghreb. *Irène*, sans ton aide et ton soutien, cette thèse n'aurait pas pu voir le jour... MERCI !

Finalement, dans mon cas, la thèse c'est aussi un peu comme « l'éternité : c'est long, surtout vers la fin ! » (*Woody Allen*).

Table des matières

1	Introduction.....	1
1.1	But de l'étude et problématique	1
1.1.1	Le "SOURCE-TO-SINK"	2
1.1.2	Cellule littorale.....	3
1.1.3	Le Transport Sédimentaire en Suspension (TSS).....	5
1.1.4	Exemplarité des cours d'eau d'Afrique du Nord	5
1.1.5	Intérêt d'une approche combinant télédétection et modélisation.....	6
2	Présentation des sites	9
2.1	Morphologie générale.....	9
2.2	Contexte environnemental	13
2.2.1	Hydrologie générale.....	15
2.2.2	Bathymétrie générale.....	15
2.2.3	Climat des houles	16
2.2.4	Courantologie de surface	18
2.3	Généralités sur les barrages	19
2.3.1	Les barrages au Maghreb	20
2.4	Sites marocains.....	25
2.4.1	Rétention sédimentaire par les barrages marocains	26
2.4.2	Oued Martil, baie de Tétouan	27
2.4.3	Oued Laou et sa baie	31
2.4.4	Oueds Rhis et Nekor, baie d'Al-Hoceima.....	35
2.4.5	Oued Kert et sa baie	38
2.4.6	Oued Moulouya et sa baie	41
2.5	Sites algériens.....	45
2.5.1	Rétention sédimentaire par les barrages algériens.....	46
2.5.2	Oued Cheliff et sa baie	48

2.5.3	Oued Isser et sa baie	52
2.5.4	Oued Sebaou et sa baie	55
2.5.5	Oueds Soummam et Agrioun, baie de Bejaia.....	58
2.5.6	Oueds Nil et El Kebir / Rhumel, baie de Djidjelli	60
2.5.7	Oueds Seybouse et Bou Alalah, Baie d'Annaba.....	63
2.6	Sites tunisiens	67
2.6.1	Rétention sédimentaire par les barrages tunisiens.....	68
2.6.2	Oueds El Kebir et El Zouara et la baie de Tabarka	69
2.6.3	Oued Medjerda et sa baie.....	72
3	Apports sédimentaires des oueds à la mer.....	77
3.1	Introduction et problématique.....	77
3.2	Transport sédimentaire effectué par les fleuves.....	82
3.2.1	Lois générales.....	82
3.2.2	Approches basées sur les processus.....	84
3.2.3	Approches semi-empiriques.....	84
3.2.4	Avantages et inconvénients des approches retenues	87
3.2.5	Conclusion.....	90
3.3	Méthodologie.....	91
3.3.1	Calcul des TSS.....	91
3.3.2	Indices pour évaluer la fiabilité des équations.....	96
3.3.3	Analyse en Composantes Principales (ACP).....	98
3.3.4	Conclusion.....	98
3.4	Validation des approches empiriques existantes	100
3.4.1	Sensibilité de PR92 et SYV03.....	101
3.4.2	Données issues de la littérature	104
3.4.3	Comparaison des deux modèles avec les données de la littérature	107
3.5	Modification du modèle de Syvitski et al. 2003 (SYV03)	112
3.5.1	Calibration du modèle modifié (SYVmod)	112
3.5.2	Validation de la solution proposée.....	113
3.5.3	Oueds au TSS moins bien simulé	115
3.5.4	Synthèse et domaine de validité de SYVmod	116
3.6	Transports sédimentaires des oueds vers la mer	118
3.6.1	TSS spécifique en $t.km^{-2}.an^{-1}$ TSS en $t.an^{-1}$	118

3.6.2	Typologie des oueds	122
3.6.3	Discussion	124
3.6.4	Synthèse.....	127
3.7	La charge de fond, le rôle des barrages.....	128
3.7.1	Envasement spécifique et rétention sédimentaire sur la période d'étude.....	129
3.8	Déficit sédimentaire à la mer	133
3.9	TSS après-barrages disponible à la mer	135
3.10	Conclusions	138
4	Morphologie et évolution du littoral.....	141
4.1	Les cellules littorales	141
4.2	Terminologie et découpage spatio-temporel du littoral	142
4.3	Organisation de la partie 4.....	144
4.4	Méthodologie.....	145
4.4.1	Données de base.....	145
4.4.2	Caractéristiques des baies	147
4.4.3	Observation des barres de la zone du déferlement	150
4.4.4	Indices morphodynamiques de la zone du déferlement	150
4.4.5	Méthodes pour déterminer l'évolution du rivage	152
4.4.6	Méthodes pour établir le transport sédimentaire longitudinal	160
4.5	Caractérisation des baies.....	167
4.5.1	Indices empiriques utilisés	167
4.5.2	Résultats	171
4.6	Classification morphologique des plages et de la zone du déferlement	186
4.6.1	Etat de l'art et objectifs	186
4.6.2	Résultats	191
4.7	Analyse en Composantes Principales (ACP) des paramètres de la plage	201
4.8	Evolution du trait de côte et dérive littorale.....	206
4.8.1	Introduction et problématique.....	206
4.8.2	Evolution globale des traits de côtes et du potentiel de TSLr	207
4.8.3	Littoral de l'oued Martil (Maroc)	214
4.8.4	Littoral de l'oued Laou (Maroc).....	217
4.8.5	Littoral des oueds Rhis et Nekor (Baie d'Al-Hoceima, Maroc)	221
4.8.6	Littoral de l'oued Kert (Maroc).....	226

4.8.7	Littoral de l'oued Moulouya (Maroc)	229
4.8.8	Littoral de l'oued Cheliff (Algérie)	233
4.8.9	Littoral de l'oued Isser (Algérie)	238
4.8.10	Littoral de l'oued Sebaou (Algérie)	242
4.8.11	Littoral des oueds Soummam et Agrioun (Baie de Bejaia, Algérie)	246
4.8.12	Littoral de l'oued El Kebir-Rhumel (Baie de Djidjelli, Algérie)	251
4.8.13	Littoral des oueds Seybouse et Bou Alalah (Baie d'Annaba, Algérie)	255
4.8.14	Littoral de l'oued Medjerda (Baie de la Medjerda, Tunisie)	258
5	Synthèse, conclusion et perspectives	265
5.1	Discussion sur le rôle des barrages et des deltas dans l'évolution du trait de côte 265	
5.1.1	Liens entre la localisation et le type d'embouchure, les barrages et l'évolution du trait de côte	266
5.1.2	Synthèse partielle	269
5.2	Analyse bi-variée entre entrées sédimentaires, dérive littorale, taille du delta, nombre et type de barres littorales	270
5.2.1	Paramètres liés à la taille des deltas	270
5.2.2	Corrélations entre entrées sédimentaires et barres d'avant-côte	273
5.2.3	Lien entre le type de barre et dérive littorale	276
5.2.4	Interprétation	276
5.3	Synthèse générale, conclusion et perspectives	278
5.3.1	Synthèse générale	278
5.3.2	Conclusion	279
5.3.3	Perspectives	281
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :	283
	SITOGRAFIE :	299
	TABLE DES FIGURES :	301
	TABLE DES TABLEAUX :	311

1 Introduction

1.1 But de l'étude et problématique

Le but de cette étude est double : (1) préciser et quantifier les relations existantes entre le transport sédimentaire en suspension dans les bassins versants, avec la mobilité du trait de côte à l'échelle séculaire au niveau des embouchures des plus grands organismes fluviaux de la côte Sud méditerranéenne (du Maroc à la Tunisie), et (2) étudier les forçages influant sur la cellule littorale afin de prévoir cette mobilité du trait de côte. L'approche est donc éminemment de type source-puits sédimentaire (source-to-sink). Les relations existantes entre les différentes formes littorales des côtes sableuses seront également examinées et nous tâcherons d'évaluer la perméabilité entre les différentes cellules.

Si ce thème est déjà abordé dans la littérature pour les grands deltas (*Syvitski et Morehead, 1999*), il reste à réaliser pour la partie Nord du Maghreb et la majorité des côtes pourvues de deltas de tailles plus réduites ainsi que pour les embouchures en fond de baie.

On connaît les enjeux de la dynamique littorale et plus particulièrement ceux du recul du trait de côte, surtout dans les zones peuplées et touristiques (*Leatherman et al., 2003 ; Feagin et al., 2005 ; Phillips et Jones, 2006*). La côte méditerranéenne maghrébine fait partie de ces zones sensibles, la concentration humaine y est grande avec des activités principalement tournées vers la mer, que ce soit la pêche, le commerce ou encore le tourisme (*Kacemi, 2008*) (bien que cette dernière activité soit actuellement limitée pour des raisons principalement d'ordre politique). Cette côte, déjà fortement anthropisée (ports, digues, brise-lames, épis, ...) aux abords des centres urbains, est appelée à être de plus en plus aménagée de par l'évolution démographique locale, et davantage encore avec le développement du tourisme de masse (*El Mrini et al., 2013*). Tout cela ne sera pas sans conséquences sur le fonctionnement des transits sédimentaires littoraux comme l'ont montré certains grands aménagements récents, qu'ils soient de type portuaire classique ou « marina ».

Les bassins versants ne sont pas en reste eux non plus. Le Nord du Maghreb produit un transport sédimentaire en suspension spécifique moyen évalué à environ $500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ selon *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, et il se place donc parmi les régions subissant les plus forts taux d'érosion de la planète, la moyenne admise étant d'environ $150 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (*Milliman et Meade, 1983*). Par conséquent, on devine ici les liens forts entre les zones productrices de sédiments et le littoral.

La gestion de l'eau étant l'un des problèmes majeurs dans cette zone semi-aride, il a fallu construire des barrages, canaux et autres ouvrages d'art afin de maîtriser cette ressource indispensable. Ces aménagements, s'ils ont permis aux hommes une extension territoriale, ont également des effets souvent négatifs, entre autre sur le transport sédimentaire vers le littoral. Il en résulte un déficit en sédiments sur les côtes qui, combiné à l'artificialisation évoquée ci-dessus, entraîne globalement un recul du littoral pouvant être localement très accentué. La baie de la Moulouya (*Boumeaza et al., 2010 ; Saidi et al., 2014*) montre un exemple flagrant de la difficulté à gérer cette ressource en eau, le barrage Mohamed V bloquant la majeure partie des sédiments qui, dès lors, manquent à ce littoral qui régresse.

Dans cette étude, le choix a été fait de quantifier les transports sédimentaires en suspension ainsi que les modifications du trait de côte à l'embouchure de 15 oueds sur le littoral s'étendant de la baie de Tétouan, au Maroc, jusqu'à celle de l'Ariana en Tunisie. Nous avons choisi des littoraux sableux car ce sont des entités mobiles répondant parfois très rapidement aux forçages externes tels que les tempêtes, et parce qu'ils représentent les rivages aux enjeux les plus forts. Nous avons sélectionné autant que possible des zones pas ou peu anthropisées, pour lesquelles des données à long terme étaient disponibles, de l'ordre du siècle, afin de mettre en évidence leurs modifications.

La sélection des sites s'est faite en fonction de leur intérêt morphologique (type de côte) ainsi qu'hydrographique (oueds ayant des écoulements suffisamment significatifs pour être quantifiés à défaut d'être pérennes). Nous avons donc sélectionné à la fois des débouchés d'oueds en fond de baie, en littoral rectiligne ainsi que des embouchures deltaïques, ces trois types ayant des fonctionnements morpho-sédimentaires bien différenciés.

1.1.1 Le "Source-to-sink"

L'approche « Source-to-sink », qui étudie les transferts sédimentaires depuis leurs sites de production, les bassins versants, jusqu'aux zones de stockage final (les « puits »), en passant par les lieux intermédiaires de transfert, a été élaborée et affinée par de nombreux auteurs (*Schumm, 1977 ; Anthony, 1999 ; Carter, 2010 ; ...*).

Celle-ci comporte:

Une source de sédiments (crédit) composée d'un ou plusieurs processus d'apport telles que le transport sédimentaire en suspension effectué par les fleuves, le transport long-shore entrant, l'érosion de falaises, le transport on-shore, les dépôts biogènes et éoliens entrant, des apports externes de sables faits par l'homme.

Un puits de sédiments (débit) pouvant être caractérisé par le transport long-shore sortant, le transport off-shore, la dissolution de particules abrasées, le transport éolien sortant, les extractions de sédiments ...

En lien avec les cellules littorales, les apports continentaux par les fleuves définissent le concept de « Source-to-sink » qui a animé cette thèse.

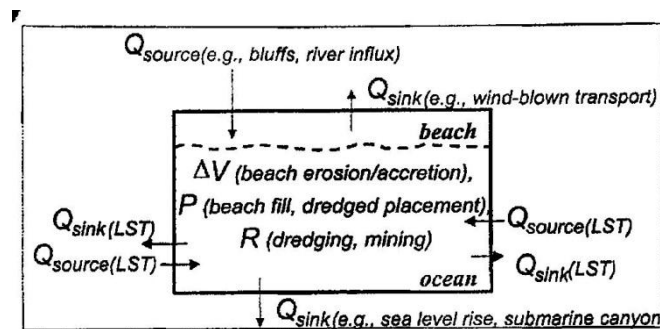


Figure I.1 : Approche "Source-to-sink" (d'après Rosati, 2005).

Les budgets sédimentaires peuvent être appliqués aux cellules littorales pour l'étude des environnements côtiers à différentes échelles temporelles, du court terme (généralement la saison), jusqu'au long terme (les périodes historiques).

L'équation générale d'un budget sédimentaire (Fig. I.1) est de la forme :

$$\Sigma Q_{\text{source}} - \Sigma Q_{\text{sink}} - \Delta V + P - R = \text{Résidu}$$

avec : Q_{source} et Q_{sink} : les sources et les puits contrôlant les volumes.

ΔV : le changement net en volume à l'intérieur de la cellule sédimentaire.

P et R : respectivement la quantité de matériaux ajoutés et enlevés de la cellule littorale.

Résidu : représente le degré d'équilibre de la cellule littorale (Résidu = 0 si la cellule est totalement équilibrée) (Rosati, 2005).

1.1.2 Cellule littorale

C'est en 1960 qu'*Inman* et *Chamberlain* ont effectué les premiers travaux sur le concept de cellule littorale, leurs études ayant été menées sur la côte Sud de la Californie. Ils mirent en avant le fait que la côte peut être découpée en plusieurs secteurs, chacun d'eux ayant un fonctionnement propre, « la cellule littorale » (Fig. I.2). Pour chaque cellule, on peut déterminer un cycle complet de transport sédimentaire littoral comportant :

- Les fleuves comme sources principales d'apport de matériaux sédimentaires.
- Les canyons sous-marins qui eux sont les principaux puits de sédiments.

Les limites principales des cellules sont composées de promontoires rocheux ou de grandes jetées s'avancant dans la mer (pour les littoraux anthropisés), ne permettant théoriquement que très peu de transit sédimentaire entre cellules adjacentes.

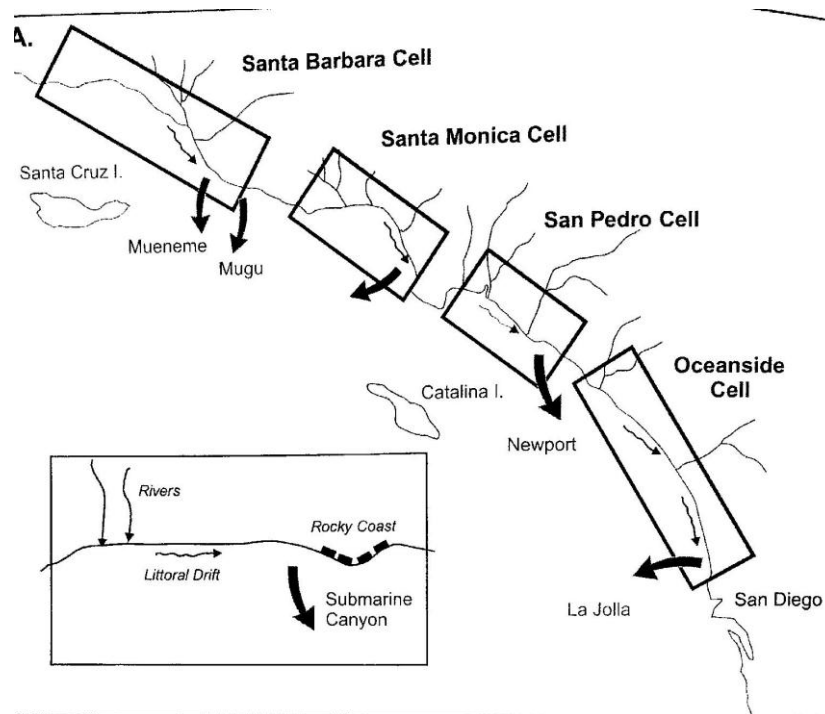


Figure 1.2 : Cellules littorales (d'après Komar, 1976).

Dans chaque cellule, les zones de transit, en érosion ou en accrétion, sont principalement déterminées par les courants de dérive littorale (aussi appelés courant long-shore, transit littoral ou courant longitudinal), selon que les sédiments déplacés soient retirés ou déposés.

Six ans plus tard, *Bowen* et *Inman* ont affiné ce concept en introduisant les termes de crédits et débits pour nommer les entrées et les sorties sédimentaires dans la cellule, ainsi que la balance sédimentaire qui elle, donne les gains ou pertes nettes d'une cellule littorale donnée (*Komar, 1976*). On a dès lors une première tentative de quantification des processus globaux à l'intérieur de la cellule.

En 1974, *Davis* développait un concept très proche de celui de cellules littorales : les compartiments côtiers sédimentaires, stipulant que la dérive littorale était sévèrement entravée par les avancées rocheuses en mer, qu'elles soient d'origines naturelles ou anthropiques (*Davidson-Arnott, 2010*).

Mais le concept de cellule littorale sera repris et développé, plus de vingt ans après les premiers travaux, par *Carter (1988)* et *Komar (1996)*, en détaillant réellement les processus actifs pour chaque secteur à l'intérieur de la cellule sédimentaire, partant de la source d'apport des sédiments et continuant par les mécanismes de transport en milieu liquide ou éolien, pour finir aux zones « puits », véritables pièges sédimentaires

quasi permanents, ce modèle rejoignant celui de « modèle en boîte » de *Jiménez et al., (1993)* où l'on retrouve un système comportant des zones d'entrées de sédiments, des zones de transits et des zones de sorties. En régime méso et surtout macro tidal, les estuaires sont aussi d'importants pièges à sédiments (*Kulm et Byrne, 1966*).

Après plus d'un demi-siècle de développement, le concept de cellule littorale est actuellement largement admis et très souvent utilisé en géomorphologie littorale. Ce concept de la cellule littorale s'est avéré important en termes d'aménagement littoral et de comptabilité sédimentaire budgétaire importante à la gestion des littoraux meubles (e.g., *van Rijn, 2010*).

En étendant et précisant les flux d'entrée et de sortie sédimentaires, en prenant en compte des zones de transit, en admettant une certaine porosité entre cellules voisines avec des limites pouvant être soit divergentes, soit convergentes, soit encore interruptives, ce concept sert actuellement de cadre général et est devenu le préambule indispensable dans la détermination des budgets sédimentaires lors d'analyses de l'évolution spatio-temporelle du littoral.

1.1.3 Le Transport Sédimentaire en Suspension (TSS)

Élément essentiel pour évaluer l'érosion à l'échelle des bassins versants, la quantification du transport sédimentaire en suspension (TSS) par les fleuves permet également d'établir les bilans sédimentaires du domaine marin jusqu'aux cellules littorales concernées (*Albergel et al., 2003 ; Syvitski et al., 2003 ; Achite et al., 2006 ; ...*).

Si, depuis plus de 50 ans, les études s'accordent toutes sur la sensibilité du Maghreb à l'érosion hydrique, elles divergent sur les valeurs moyennes à adopter, les différentes méthodes et modèles utilisés donnant souvent des résultats disparates (*Fournier, 1960 ; Strakhov, 1967 ; Heusch et Millies-Lacroix, 1971 ; Milliman et Meade, 1983 ; Walling, 1984 ; Snoussi, 1988 ; Probst et Amiotte Suchet, 1992*).

1.1.4 Exemplarité des cours d'eau d'Afrique du Nord

Les cours d'eau à écoulement souvent temporaire (oueds) retenus dans cette étude peuvent être considérés comme étant exemplaires pour établir le type de relation évoqué ci-dessus car ils sont situés en zone semi-aride. Si leurs débits annuels moyens sont assez faibles, ils se trouvent décuplés en périodes de pluies, ayant alors un potentiel de transport sédimentaire élevé. Toutefois, les contraintes de développement ont imposé l'édification de nombreux barrages venant entraver l'acheminement des sédiments vers le littoral. Bien que ces particularités ne soient pas spécifiquement prises en compte dans l'un des modèles retenu (celui de *Syvitski et al., 2003*), il nous est apparu intéressant de voir comment un tel modèle pouvait se comporter lorsqu'il était utilisé dans cet environnement bioclimatique particulier.

1.1.5 Intérêt d'une approche combinant télédétection et modélisation

Quant à l'approche méthodologique utilisée dans ce travail, elle nous a été dictée par plusieurs éléments tels que :

- L'étendue spatiale du terrain d'étude (2200 km de côte) qui se prête de façon idéale à une analyse menée à la fois par télédétection et par modélisation.
- L'approche diachronique retenue, qui s'étend sur une centaine d'années, est elle aussi parfaitement adaptée à ces techniques d'étude.

Cela concourrait de fait pour que les méthodes de télédétection combinées à celles de la modélisation soient retenues dans cette thèse afin d'essayer de préciser les liens existants entre les bassins versants et les cellules littorales associées.

1.1.6 Plan de la thèse

La première partie sera classiquement consacrée à la présentation des sites. Dans la deuxième partie, « Apports sédimentaires des oueds à la mer », nous comparerons le modèle semi-empirique de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* à 5 paramètres avec le modèle zonal de *Syvitski et al., (2003)* pour calculer le transport sédimentaire des oueds afin de quantifier les apports de matériaux réalisés par ceux-ci jusqu'à la mer. Nous proposerons également une nouvelle formulation du modèle de *Syvitski et al., (2003)*, (appelée **SYVmod**), nous paraissant être plus adaptée au contexte maghrébin. Le rôle des barrages sera lui aussi examiné, principalement au niveau des retenues sédimentaires qu'ils occasionnent, afin d'évaluer les déficits sédimentaires se répercutant sur le littoral.

Dans la troisième partie, « Morphologie et évolution du littoral », une classification des plages sera réalisée en fonction des paramètres géomorphologiques et hydrodynamiques à l'échelle de la cellule littorale. Après avoir cartographié la position des traits de côte, une analyse diachronique basée sur la comparaison de cartes anciennes et de photos satellites actuelles est proposée afin de déterminer si, à l'échelle séculaire, les organismes fluviaux ont charrié à la mer suffisamment de sédiments pour compenser ou limiter l'érosion marine et influencer l'évolution du rivage. Nous évaluerons le taux de dérive littorale annuelle à proximité des différentes embouchures pour apporter des éléments de compréhension sur la répartition des sédiments le long du linéaire côtier. Même si la méthode de calcul utilisée ne prend pas en compte explicitement la réflexion et la diffraction de la houle, elle propose une estimation à long terme de la dérive littorale. Puis, une redéfinition des cellules littorales hydro-sédimentaires sera réalisée en fonction de la perméabilité que nous aurons déterminée entre les cellules adjacentes. Enfin, nous examinerons les relations qui existent entre les apports sédimentaires et les paramètres relatifs au trait de côte et aux barres littorales.

En effet, l'étude morphodynamique des plages montrent que les barres (1) constituent des formes majeures de stockage de sédiments en transit le long du littoral et agissent donc comme des réservoirs, mais aussi des (2) tampons d'énergie. Leur typologie renseigne bien sur l'état morphodynamique modal d'une plage, et donc sur sa susceptibilité à l'érosion ou à l'accrétion, notamment vu à travers le prisme du modèle conceptuel très utilisé d'états de plage, développé par *Wright et Short*.

La dernière partie regroupera la conclusion générale, la synthèse des résultats de cette thèse ainsi que la liste des thèmes qu'il serait certainement utile d'approfondir pour prolonger mon travail.

2 Présentation des sites

2.1 Morphologie générale

La zone d'étude borde la partie Sud de la mer Méditerranée, du Déroit de Gibraltar au Golfe de Tunis (*Fig. II.1*). Egalement appelé « Maghreb occidental », c'est une région à dominante montagneuse dans sa partie Nord comprenant le Rif Marocain, l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien, situé en bordure du Grand Erg Occidental algérien et l'extrémité Est de la dorsale tunisienne, sous un climat semi-aride.

La superficie des bassins versants est très variable, comprise entre 165 km² pour l'oued Kebir de Tabarka et 53.500 km² pour l'oued Moulouya, la superficie moyenne étant de 9100 km² et la médiane de 2778,5 km². Nous pouvons donc parler de petits bassins versants en comparaison de ceux de l'Ebre (85.550 km²), du Pô (71.000 km²), du Rhône (97.000 km²) ou du Nil (1.874.000 km²) pour ne prendre que quelques exemples de fleuves méditerranéens.

Les oueds présentent la caractéristique de prendre naissance dans ces reliefs et coulent principalement selon un axe Sud-Nord pour alimenter en sédiments la zone côtière et les plages souvent délimitées par des caps rocheux.

Le littoral méditerranéen investi pour notre étude s'étend sur environ 2200 km entre la baie de Tétouan au Maroc et l'embouchure de la Medjerda en Tunisie. Au total, ce long segment de côte de l'Afrique du Nord, globalement orienté Ouest-Est, est constitué de plus de 380 plages dont la longueur est supérieure à 100 m, souvent alimentées par de petits oueds et bordées latéralement par des pointements rocheux. Nous avons étudié les 35 plages principales. Cette zone montre cinq types de morphologies côtières :

- Des plages de baies, bordées par des pointements rocheux et protégées de la houle, au rivage curviligne où les oueds forment quelquefois des petites avancées deltaïques : Rhis, Nekor, Isser, Soumman, El Kebir-Rhumel, Seybouse...
- Des plages rectilignes, bordées par des pointements rocheux mais plutôt exposés à la houle, où les oueds forment quelquefois des petites avancées deltaïques : Martil, Laou, Kert, Moulouya, Agrioun, Bou Alalah...
- Des deltas aux rivages rectilignes et/ou convexes bordés par des pointements rocheux mais plutôt exposés à la houle : Cheliff, Sébaou...
- Des plages de poches, associées ou non à des oueds, de taille réduite. Nous ne les étudierons pas dans cette thèse qui est centrée sur les plages majeures et parce que les données dont nous disposions ne permettaient pas l'analyse de ce type de plage.
- Une lagune fermée par des îles barrières (Nador).



Figure II.1 : Cadre géographique de l'étude, en Afrique du Nord.

La *figure II.1* montre que les littoraux retenus sont très diversifiés, que ce soit en terme d'exposition des baies par rapport au Nord (les houles dominantes allant selon les sites de Nord-Est à Nord-Ouest en passant par le Nord), ou du point de vue de la géométrie des littoraux. Par contre, si leur répartition est à peu près équitable d'Ouest en Est le long du segment côtier étudié, un seul site est situé dans la partie occidentale de la côte algérienne : l'Oued Cheliff. La raison principale est d'ordre structurale : la zone située entre le Nord-Est de l'oued Cheliff et les abords de la baie d'Alger est occupée par un massif montagneux faisant partie de l'Atlas téllien, ne possédant ni oued majeur ni plage ayant une étendue significative pour pouvoir être retenue.

Site - Oueds	TSS	Morphométrie des baies	Classification morpho-dynamique 1 (Ω , δ' ...)	Classification morpho-dynamique 2 (pente, δ ...)	Evolution du trait de côte et TSLr
Fnideq		X	x	x	
Tetouan (Martil)	x	X	x	x	x
Laou	x	X	x	x	x
Rhis + Nekor	x	x	x	x	x
Ait Taabane		x	x		
Kert - Samma	x	x	x	x	x
Nador		x	x	x	
Moulouya	x	x	x	x	x
Alg1 (35,04 N-2,04 O)		x	x	x	
Les andalouses		x	x	x	
Ain El Turk		x	x	x	
Aad La Macta		x	x		
Cheliff	x	x	x	x	x
Baie de Teddert		x	x		
Douar Bahara		x	x		
Damous		x	x		
Baie de Chenoua		x	x	x	
Mazafran		x	x	x	
Club des Pins		x	x	x	
Alger		x	x	x	
Isser	x	x	x	x	x
Sebaou	x	x	x	x	x
Bejaia (Soummam + Agrioun)	x	x	x	x	x

Djidjelli (El Kebir- Rhumel + Nil)	x	x	x	x	x
Baie de Collo		x	x	x	
Golfe de Stora		x	x	x	
Cherka		x	x	x	
Annaba (Seybouse + Bou Alalah)	x	x	x	x	x
El Kebir + El Zouara		x	x	x	
Sidi Ferdjani		x	x		
Tun2 (37,14 N – 9,21 E)		x	x		
Tun3 (37,16 N – 9,29 E)		x	x		
Beni Aouf		x	x		
Baie de Bizerte		x	x		
Medjerda	x	x	x	x	x

Tableau II. 1 : Types de paramètres disponibles selon les sites. ***En gras :*** les oueds majeurs de cette étude pour lesquels le ***TSS*** (Transport Sédimentaire en Suspension) a pu être calculé.

2.2 Contexte environnemental

Les principaux facteurs environnementaux caractérisant cette partie du Maghreb sont: des températures moyennes s'étalant entre 10°C et 25°C, des reliefs culminant à 2000 m pour l'Algérie et à plus de 2000 m pour le Maroc, une lithologie majoritairement composée de roches tendres et friables, ainsi qu'une végétation pauvre ou absente, ces deux derniers paramètres montrant un gradient d'Ouest en Est, les sites situés à l'Est ayant majoritairement un substratum plus tendre que ceux qui sont à l'Ouest, les mêmes sites ayant majoritairement leur végétation qui s'appauvrit d'Ouest en Est. Au niveau tectonique, remarquons que cette partie de la Méditerranée contient de nombreuses failles (*Fig. II.4*), que le volcanisme est présent, ces éléments étant en lien avec une faible épaisseur du Moho, principalement dans la partie algérienne (*Fig. II.5*), (*Terrier, 2006*).

La *figure II.2* montre que la lithologie (*Cf. P.91*) des différents sites d'étude est soumise à un gradient d'Ouest en Est, et la *figure II.3* montre que la végétation (*Cf. P.91*) est soumise elle aussi à un gradient, toujours d'Ouest en Est, la partie la plus pauvre se trouvant à l'Est.

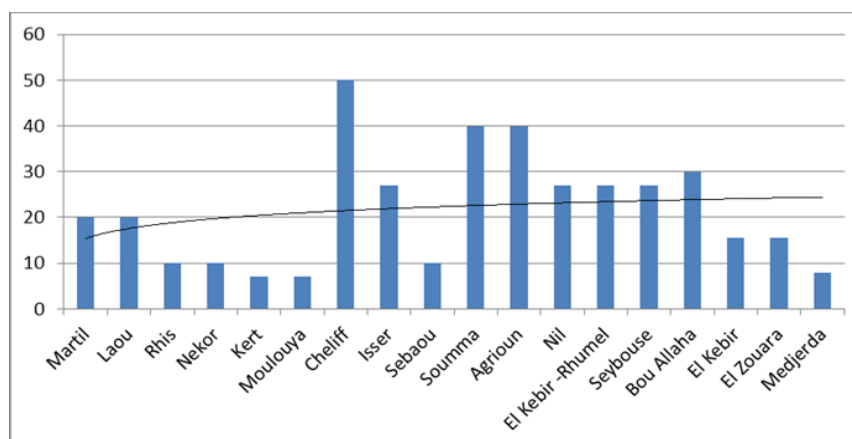


Figure II.2 : Indice de lithologie des sites étudiés (d'Ouest en Est).

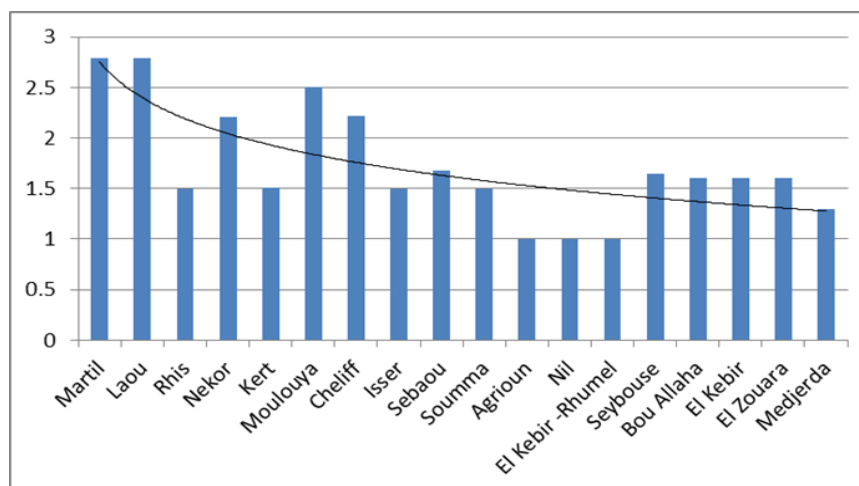


Figure II.3 : Indice de végétation des sites étudiés (d'Ouest en Est).

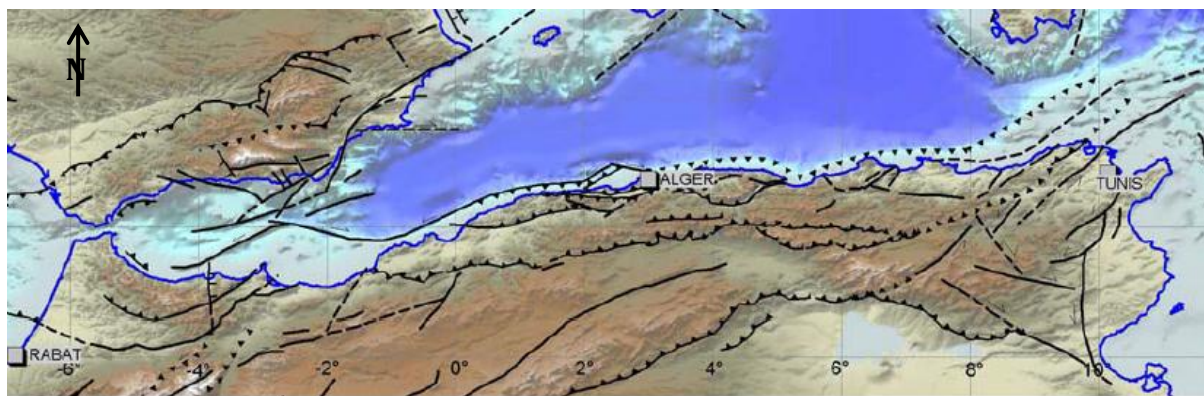


Figure II.4 : Tectonique du Maghreb (d'après Terrier, 2006).

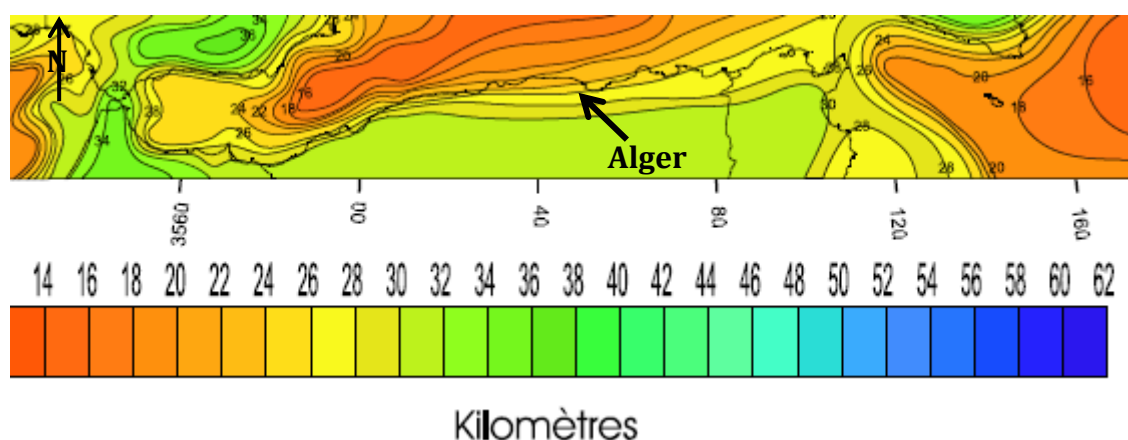


Figure II.5 : Epaisseur du Moho au Maghreb (d'après Terrier, 2006).

Dans cette étude, nous n'avons pas tenu compte du rôle de la montée du niveau marin (**SLR**) dont les effets sur les côtes maghrébines restent limités comparativement aux impacts des barrages (Walling et Fang, 2003).

Effectivement, lorsqu'on quantifie l'impact du changement du niveau marin, on trouve les résultats suivants, selon les données de bases que l'on utilise :

- 1er cas : Moyenne du **SLR** évaluée pour l'Afrique : $4,4 \text{ mm.an}^{-1}$ (Eriscon et al., 2006), ce qui donnerait un recul du trait de côte de 32 m pour 100 ans, en prenant la pente moyenne des sites retenus ($0,78^\circ$). Sachant que les deltas méditerranéens de la côte maghrébine ne comptent de loin pas parmi les plus grands deltas d'Afrique, on peut estimer à juste titre que ce résultat est largement surestimé.
- 2ème cas : Moyenne du **SLR** évaluée au niveau mondial : $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$ (Eriscon et al., 2006), ce qui donnerait un recul du trait de côte de 18,3 m pour 100 ans, toujours en prenant la pente moyenne des sites retenus. Nous verrons que cette valeur est comparable à l'incertitude calculée sur le trait de côte induite par les traitements cartographiques.
- 3ème cas : Moyenne du **SLR** mesurée par les satellites Topex Poseidon et Jason pour le Maroc de 1993 à 2004 : 3 mm.an^{-1} (Snoussi et al., 2007), ce qui donnerait

un recul du trait de côte de 22 m pour 100 ans, soit une erreur de l'ordre de 3 m par rapport à l'incertitude retenue sur la position du trait de côte, ce qui est faible dans notre cas.

2.2.1 Hydrologie générale

Les précipitations à caractère épisodique ayant des valeurs moyennes comprises entre 300 mm et 1048 mm associées aux caractéristiques environnementales évoquées ci-dessus favorisent des écoulements fluviaux à forte variabilité saisonnière et interannuelle. Du fait de l'érosion mécanique induite sur des terrains ayant subi une altération chimique, ces écoulements souvent violents ont une grande charge sédimentaire. De ce fait, le Nord du Maghreb se classe parmi les pays ayant le plus grand taux de sédiments transportés en suspension dans les bassins versants par unité de surface, avec une moyenne évaluée à $500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Probst et Amiotte Suchet, 1992).

La figure II.6 montre que les précipitations (mm.an^{-1}) sont soumises à un gradient d'Ouest en Est.

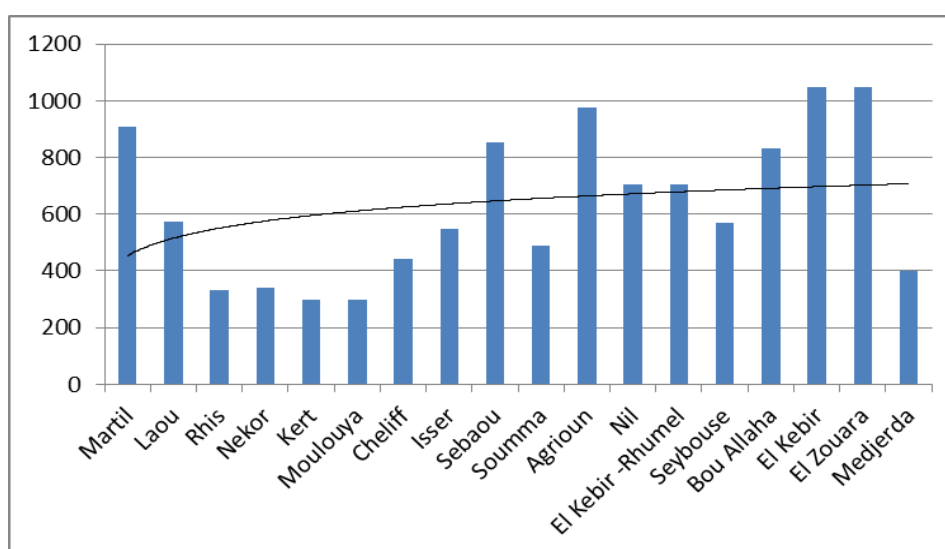


Figure II.6 : Précipitations d'Ouest en Est, du Maroc jusqu'en Tunisie.

2.2.2 Bathymétrie générale

Vestige de l'ancien océan Téthys qui a disparu par subduction il y a plus de 35 millions d'années, la mer Méditerranée, de par sa bathymétrie et la nature basaltique de son fond, ressemble davantage à un océan qu'à une mer intérieure. Son plancher océanique se situe à 1500 m sous la surface (profondeur maxi : 5121 m en mer Ionienne) et le bassin algéro-provençal, quant à lui, atteint une profondeur de 3255 m.

Nous pouvons voir ci-dessous (Fig. II.7) que le plateau continental est assez étendu le long de la côte marocaine et tunisienne alors qu'il est bien plus étroit le long de la côte algérienne, ce qui, en se répercutant sur la bathymétrie locale, peut induire parfois des

échanges sédimentaires entre le plateau continental et la zone des barres littorales, comme l'a démontré *Anthony* en 1990.



Figure II.7 : Bathymétrie générale de la Méditerranée (d'après Wikipédia).

2.2.3 Climat des houles

Les données de houles utilisées dans cette thèse sont issues du catalogue *The Medatlas Group (2004)* dont nous présentons les détails méthodologiques dans la partie IV. En effet, il était difficile, voire impossible, d'utiliser des données houlographiques détaillées car cette région reste très pauvre en termes de mesures in-situ, aussi nous avons préféré recourir à cet atlas.

A l'échelle du bassin occidental de la Méditerranée, les directions de houles dominantes correspondent généralement aux conditions de vents provenant du Golfe du Lion, dont le Mistral est l'acteur majeur, issu d'un gradient de pression entre l'anticyclone des Açores (Atlantique Est) et une dépression centrée sur le Golfe de Gênes (*Fig. II.8*), et du Détroit de Gibraltar.

Les houles dominantes (*Fig. II.9*) proviennent globalement de direction Sud-Est à Sud-Sud-Est sauf pour le littoral marocain et la partie occidentale de l'Algérie qui, en subissant l'influence des échanges des eaux entre la Méditerranée et l'Atlantique par le Détroit de Gibraltar, sont soumis à des houles de directions Est-Nord-Est.

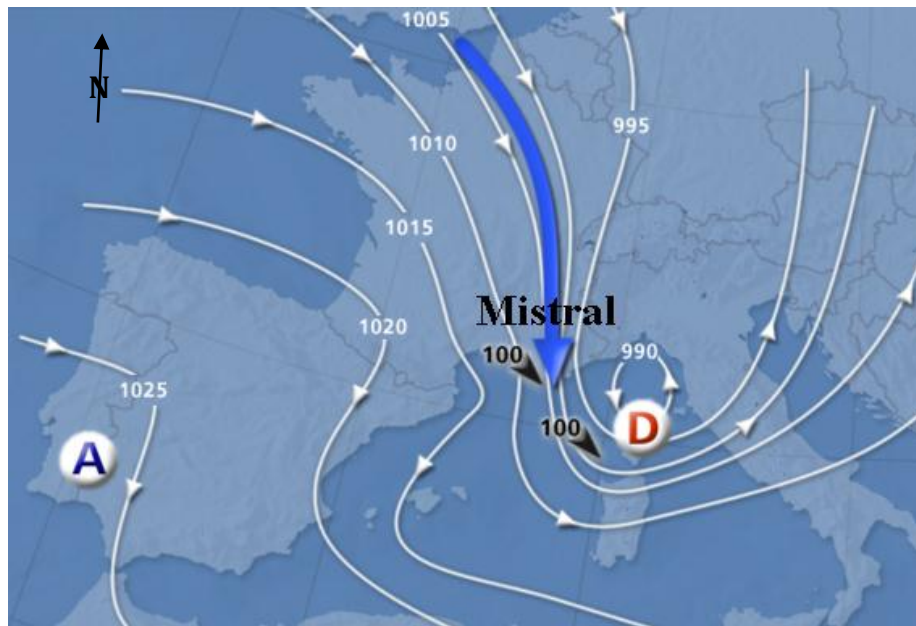


Figure II.8 : Disposition de l'anticyclone (**A**) et de la dépression (**D**) responsable de la formation du Mistral en Méditerranée (d'après Jarry, 2009, modifié).

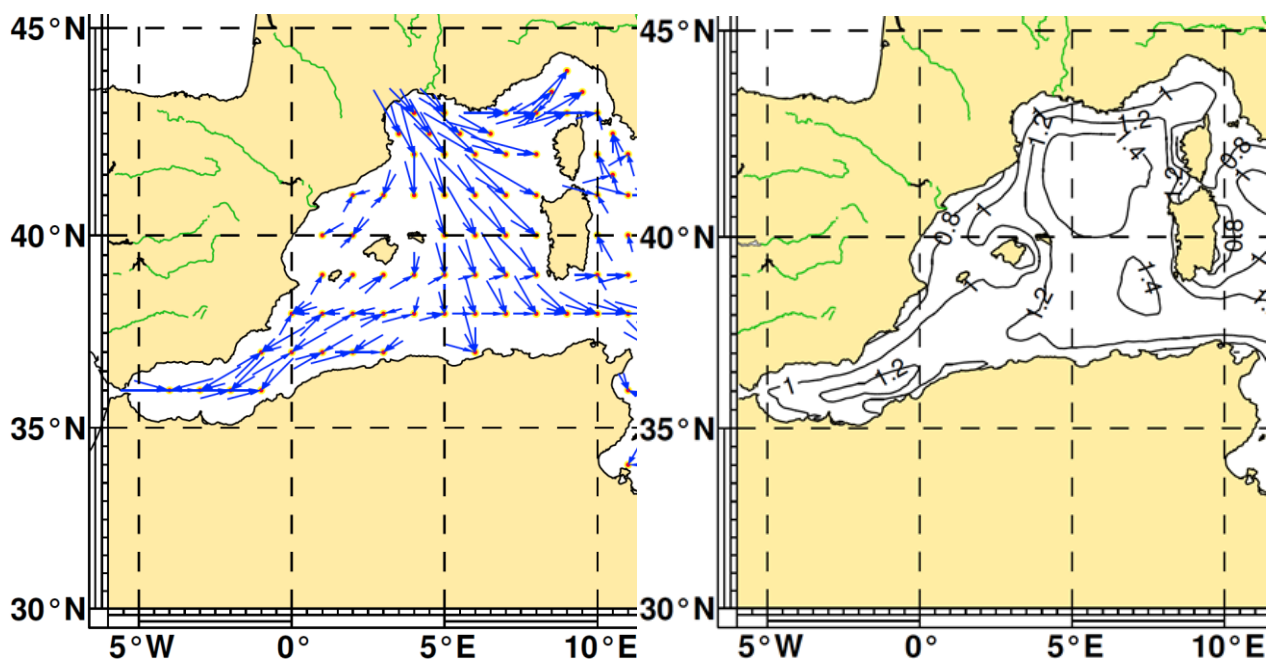


Figure II.9 : Direction moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).

Figure II.10 : Hauteur moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).

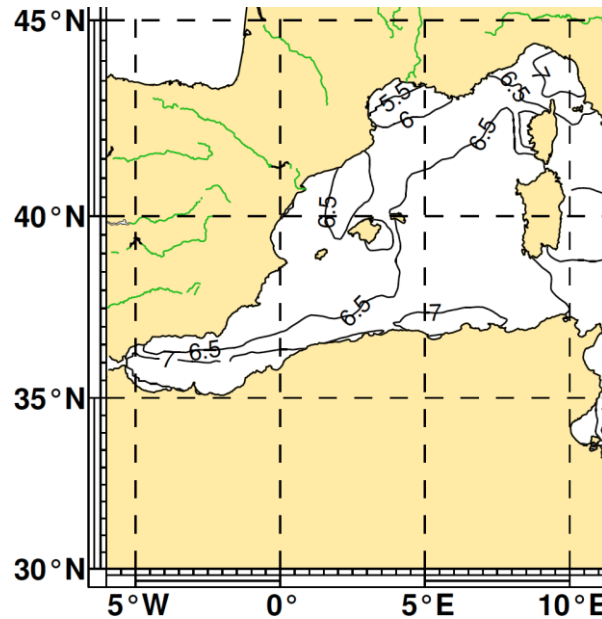


Figure II.11 : Période moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).

En domaine côtier dans la zone d'étude, la hauteur significative moyenne annuelle des houles (H_s) est comprise entre 1 m et 1,2 m pour des périodes moyennes de $T=7$ s. Le long du littoral maghrébin, la probabilité d'avoir des houles ayant une hauteur significative (H_s) inférieure à 1,25 m est donc élevée et de l'ordre de 80 % sur l'année.

La marée de type semi-diurne est réduite à de faibles marnages compris entre quelques centimètres et 1 mètre d'amplitude, et ne joue pas de rôle majeur dans le transport sédimentaire et l'évolution du rivage. Par contre, lors de dépressions importantes en Méditerranée, les marées barométriques peuvent coïncider avec des vents forts de secteur Est provoquant alors des niveaux de surcôtes élevés et entraînant des inondations côtières, même dans ce milieu micro-tidal.

2.2.4 Courantologie de surface

La carte des courants de surface en Méditerranée met en évidence la circulation générale superficielle de l'eau qui arrive de l'Atlantique par le détroit de Gibraltar et, à la sortie de la Mer d'Alboran, longe les côtes africaines avant de remonter le long de la côte syrienne. La partie côtière Nord est ensuite parcourue par les courants dans le sens Est-Ouest. A grande échelle, le sens de cette circulation est attribué à la force de Coriolis, et les échanges d'eau entre l'Atlantique et la Méditerranée proviennent de la différence de niveau entre ces deux masses d'eau. A ce jour, la relation entre l'évolution des plages et les courants associés avec cette courantologie générale n'est pas établie, aussi nous le mentionnons pour mémoire.

2.3 Généralités sur les barrages

De manière générale, les barrages retenant une quantité plus ou moins importante de sédiments, leur capacité de stockage en eau diminue à terme et les embouchures des fleuves concernés par ces ouvrages connaissent un déficit sédimentaire se traduisant le plus souvent pas un recul (*Trenhaile, 1997*).

Pour pallier à la sédimentation trop importante dans les retenues d'eau, des chasses hydrauliques sont réalisées en ouvrant les vannes des barrages, provoquant ainsi l'expulsion d'une partie des sédiments par l'eau libérée. Cette technique est efficace et rapide, mais elle occasionne aussi la perte de grandes quantités d'eau. Ce point, s'il est négligeable en climat humide, devient problématique en climat semi-aride et rédhibitoire dans les zones arides. Autrement dit, un barrage qui sédimente dans ces milieux est plus difficile à curer selon cette technique.

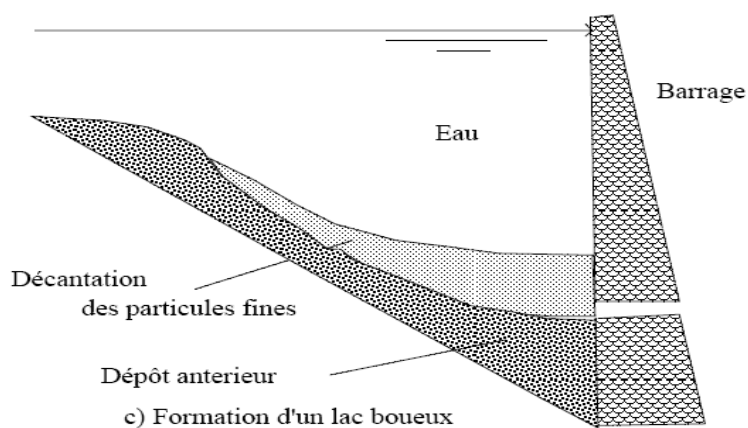


Figure II.12 : Dépôt de vase dans les barrages (*Ammari, 2012 ; d'après Remini et Remini, 2003*).

On comptait environ 45.000 grands barrages dans le monde à la fin du XXe siècle, retenant 46 % de l'eau écoulee des 106 rivières majeures. A cause des sédiments transportés s'accumulant dans les barrages, on estime à 1 %.an⁻¹ la capacité de stockage en eau perdue définitivement (*Loizeau et Wildi, 2007*).

Bien qu'assez peu d'informations, hors du contexte maghrébin, soient disponibles sur les taux d'envasement des barrages en exploitation de par le monde, on peut citer le cas du barrage de Kernansquillec en Bretagne, qui fut construit en 1922 et qui reçut 200.000 m³ de sédiments en 74 ans (*Derville et al., 2001*). Le taux d'envasement annuel peut donc être estimé à 2700 m³, soit environ 4300 tonnes par an. Cette valeur est très faible comparée aux 2 millions de m³ perdus en moyenne par les barrages du Maghreb. Le contexte géographique et géologique n'étant pas du tout le même entre la Bretagne et le Maghreb, il justifie le facteur 1000 qui sépare tout de même les deux valeurs de rétention sédimentaire.

Si l'on se place dans un contexte géomorphologique plus proche de celui qui caractérise la zone étudiée, on peut comparer les résultats obtenus pour les barrages maghrébins avec celui du barrage de Verbois en Suisse, situé immédiatement en amont de la frontière avec la France.

De 1965 à 2007, ce barrage a accumulé environ 7 millions de m³ de sédiments, ce qui représente un envasement de 166.000 m³ par an, soit environ 264.000 tonnes de sédiments (*Loizeau et Wildi, 2007*). Le facteur d'envasement entre ce barrage suisse et la moyenne obtenue pour les barrages maghrébins est encore supérieur à 10 en faveur des barrages du Maghreb.

Des cas d'envasement très importants hors Maghreb sont connus parmi lesquels nous pouvons citer les deux barrages australiens Moore Creek et Korrumbyn Creek Dam, érigés sur les cours d'eau Moore Creek et Korrumbyn Creek, qui ont été totalement envasés respectivement en 26 et 20 ans (*Ammari, 2012*).

En Asie, de 1951 à 2002, l'augmentation de l'envasement des barrages se dressant sur le fleuve chinois Yangtze est spectaculaire, passant de moins de 1 million de tonnes par an à 737 millions de tonnes par an, ce qui représente un accroissement annuel moyen de plus de 14 millions de tonnes. Ce phénomène s'accompagne d'une augmentation du transport sédimentaire en suspension spécifique passant de 1449 millions de t.km⁻².an⁻¹ en 1952, à 2427 millions de t.km⁻².an⁻¹ en 2002 (*Yang et al, 2005*).

Le taux de sédimentation du barrage des Trois Gorges, sur le fleuve Yangtze, atteint la valeur record de 134,4 millions de tonnes par an pour la période juin à décembre 2003.

A titre de comparaison, le taux de sédimentation du barrage Gezhouba, lui aussi bâti sur le fleuve Yangtze, n'est que de 8,3 millions de tonnes par an. Dans ce même bassin versant, l'ouvrage produisant la plus forte rétention sédimentaire se situe sur le Wujiang, un affluent du Yangtze, et son taux d'envasement est de 72,8 millions de tonnes par an (*Yang et al, 2005*).

2.3.1 Les barrages au Maghreb

Les quelque 230 barrages en exploitation au Maghreb ont une capacité de stockage de 23 milliards de m³ d'eau et retiennent 125 millions de m³ de sédiments par an (*Remini et Remini, 2003*), d'où un déficit considérable en matériaux pour le littoral. La durée de vie moyenne de ces ouvrages est estimée à environ 30 ans (*Remini, 2000*), mais dans certains cas, ces barrages peuvent être comblés plus rapidement faute de chasses suffisantes et/ou d'erreur dans les calculs de sédimentation.

Si l'envasement des barrages est un problème global au niveau de la planète, celui-ci est encore plus aigu pour le Maghreb, où à l'érosion des sols, pouvant atteindre 5000 t.km⁻².an⁻¹, vient s'ajouter le manque d'eau (*Walling, 1984*). En Algérie (*Fig. II.39*), selon les bassins versants considérés, le taux d'envasement varie de moins de 0,5 % par an à plus de 3 % par an, ce qui est considérable (*Remini et al, 2009*). En plus de la perte de

stockage en eau, les accumulations de sédiments peuvent endommager les barrages en bouchant les vannes et aller même jusqu'à la rupture de l'ouvrage par dépassement de la masse retenue. En effet, la densité des sédiments étant comprise entre 1,5 pour les terrains à prédominance marneuse et 2,6 pour les substrats gréseux, cela représente donc une charge 1,5 à 2,6 fois supérieure à celle de l'eau, selon la nature géologique des bassins versants.

Comme, dans ce contexte climatique très particulier, il n'est pas concevable de perdre la moindre quantité d'eau inutilement, la pratique classique des chasses hydrauliques n'est pas toujours possible ou envisagée. Par exemple, en Algérie, seule la moitié des barrages peuvent être purgés par l'ouverture de vannes de dévasement pour provoquer ces chasses hydrauliques (*Remini et Hallouche, 2004*).

En cas d'envasement très important et lorsque la topographie locale s'y prête, il est aussi possible de construire, en amont du barrage à protéger, un second barrage dit « de chasse » (*Fig. II.13*). Le but du barrage de chasse est de transformer les faibles débits arrivant de l'oued, en onde à grand débit. Lorsque ce barrage de chasse est rempli d'eau, l'ouverture de ses vannes va provoquer un courant de densité composé de particules fines. Ce courant de densité va se propager le long de l'oued et arriver dans la retenue d'eau du barrage principal que l'on veut nettoyer. Cette véritable crue artificielle va détacher une partie des sédiments consolidés au fond, et va les transporter près des vannes de vidange. L'ouverture de ces vannes au moment opportun permet ensuite leur évacuation en utilisant un minimum d'eau. Cependant, lorsque cette technique délicate est mal maîtrisée, le barrage à désengorger risque de se retrouver avec un stock sédimentaire encore plus important à la fin de l'opération, cumulant les éléments solides des deux ouvrages (*Remini et Avenard, 1998*).

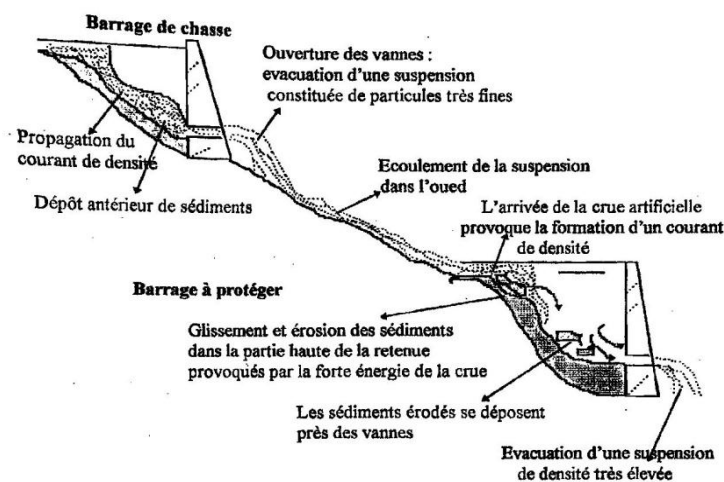


Figure II.13 : Fonctionnement d'un barrage de chasse (d'après Remini et Avenard, 1998).

La technique alternative la plus simple, le dragage par des engins mécaniques de type pelleteuses, si elle ne consomme pas inutilement de l'eau, est en revanche très peu efficace, surtout dans ce milieu où l'érosion des bassins versants est extrême (*Walling, 1984*).

Pour lutter contre l'envasement, d'autres choix que le dragage et le barrage de chasse sont également possibles :

- L'abandon du barrage et la construction d'un nouvel ouvrage en aval : cas extrême pas toujours réalisable pour des questions de topographie locale, et report du problème initial vers l'aval en plus du coût de construction du nouvel édifice.
- L'élévation de la digue : le problème de l'envasement n'est pas résolu, mais la capacité de stockage de l'eau est temporairement augmentée. Par contre il y a de gros risques de ruptures, l'ouvrage initial n'ayant généralement pas été conçu pour supporter de telles charges dues au surplus d'eau et de sédiments. La solution consiste alors à renforcer complètement le barrage existant, ce qui entraîne de gros coûts financiers. L'Algérie a été un des premiers pays au monde à pratiquer cette technique, principalement après 1950 (*Remini et al., 2009*).
- Le barrage perméable de sédimentation, qui nécessite l'intervention humaine mécanisée après de grosses crues pour dégager les blocs et sédiments accumulés obstruant les barbacanes (*Van Effenterre, 1982*).
- Le transfert de sédiments vers l'aval de la retenue par curage et convoyage par camion. Si cette méthode a l'immense avantage de remettre les sédiments soustraits par les ouvrages à disposition du cours d'eau en aval, en contrepartie, son coût de mise en œuvre est très élevé. En effet, l'opération de curage ne s'effectue pas rapidement sur les retenues importantes, elle nécessite de gros moyens de transports des sédiments prélevés et elle a de plus, un impact indirect sur l'environnement par son bilan carbone élevé ainsi que par l'impact que les norias de camions provoquent sur les riverains (ce dernier argument est toutefois moins sensible en région semi-aride et aride).
- Les transparences, qui abaissent le plan d'eau de la retenue en période de crue en ouvrant en partie les vannes, libérant ainsi une partie des sédiments piégés. Ce concept se rapproche de celui de chasse hydraulique, mais est réalisé de façon moins « violente » (*Orientations générales de gestion et de restauration*).

Il faut aussi avoir à l'esprit qu'une partie de l'eau des réservoirs disparaît du fait de l'évaporation, de fuites dans les fondations, d'infiltrations dans le sol ... Ces pertes peuvent représenter jusqu'à 6,5 % de la capacité totale des barrages algériens (*Remini et al., 2009*).

Face à l'augmentation des périodes d'aridités au Maghreb, les réservoirs de type collinaire prennent de plus en plus d'importance. Ces petits barrages de type « remblais » réalisés en terre compactée dont la hauteur de digue est comprise entre 1 m et 15 m, permettent la formation de petits lacs artificiels, principalement alimentés par les eaux pluviales ou par les cours d'eau secondaires des parties amont de grands bassins versants. Ces ouvrages sont équipés de déversoirs latéraux relativement sommaires, pouvant évacuer quelques dizaines de $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Ils sont aussi quelquefois érigés dans le seul but de retenir les sédiments en amont et protéger les barrages plus importants en aval (*Albergel et al., 2005*). Si leur mise en place est rapide et peu coûteuse, leur capacité de rétention en eau reste réduite et leur surveillance doit être accrue du fait des risques de ruptures importants. Au Maroc, 54 barrages collinaires ont été érigés entre 1980 et 2009. Cependant, les problèmes d'envasement de ces ouvrages sont également présents, dus à l'érosion des sols et au ravinement (*Abdellaoui et al., 2009*). Par contre, il ne nous a pas été possible de quantifier l'impact sédimentaire de ces petites retenues, ce qui fera sans doute défaut dans nos bilans globaux, mais nous émettons l'hypothèse que comparativement aux « véritables » barrages, la rétention sédimentaire causée par ces ouvrages est négligeable.

On sait que plus on construit un barrage au bas d'un bassin versant, plus la proportion de sédiment retenu sera élevée par rapport à celle produite dans tout le bassin. Parmi les sites sélectionnés ci-dessous, un exemple permet d'illustrer l'importance de la position du barrage dans le bassin versant, celui du barrage Sidi El Barrak sur l'oued El Zouara en Tunisie. Lorsque l'on regarde sa position, on constate qu'il est situé à moins de 2 km de la mer alors que la longueur de l'oued est d'environ 45 km. Le ratio longueur totale de l'oued / distance du barrage à l'embouchure est dans ce cas de 22,5 et l'envasement de ce barrage, pourtant très moderne qui a été mis en service en 1999, est estimé à près de 12,4 millions de tonnes par an, ce qui est énorme. Le barrage marocain Mohamed V (1967) situé sur l'oued Moulouya, retient 18,44 millions de tonnes par an, valeur nettement supérieure à celles des vieux barrages algériens du Ain Zara, Ghrib et Oued Foda (~ 3,8 millions de tonnes par an), ce qui peut s'expliquer par le fait que ce barrage est situé à seulement 80 km de l'embouchure de l'oued Moulouya, alors que la longueur de cet oued est d'environ 500 km. On a un rapport longueur de l'oued, emplacement du barrage qui est de 6,25, bien au-dessus du ratio obtenu pour les autres barrages dont la rétention sédimentaire est importante. Le barrage du Ghrib est à plus de 200 km en ligne directe de l'embouchure de l'oued Cheliff dont la longueur totale est de 750 km (ratio=3,75). Le barrage Ain Zada est à 60 km de la mer, alors que l'oued Soummam mesure environ 200 km de long, soit un ratio de seulement 3,3. (*Fig. II.14*).

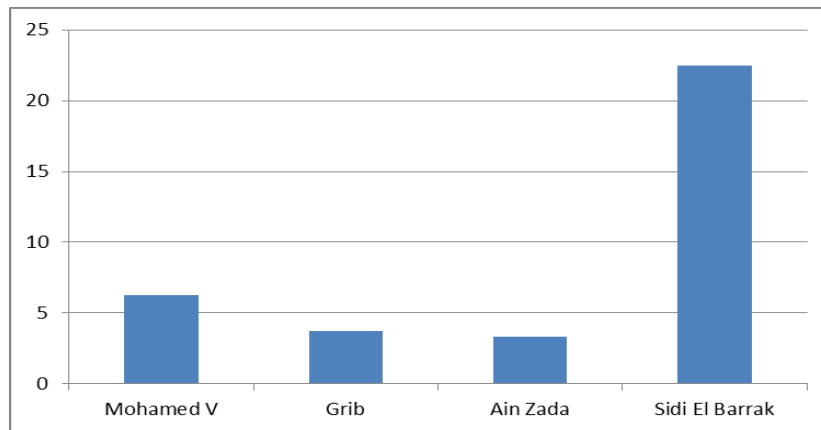


Figure II.14 : Ratio position du barrage par rapport à l'embouchure (km) / longueur totale de l'oued (km) pour quelques barrages maghrébins ayant un taux d'envasement élevé.

2.4 Sites marocains

S'étendant sur 710.850 km², le Maroc est situé en grande partie en zone désertique et son climat dominant est semi-aride à aride. Les reliefs sont élevés, dépassant les 4000 m d'altitude dans le haut Atlas et 2000 m dans notre zone d'étude. La côte méditerranéenne est bordée par la chaîne du Rif, segment des Alpes, qui s'étend du Détroit de Gibraltar à la frontière algérienne.

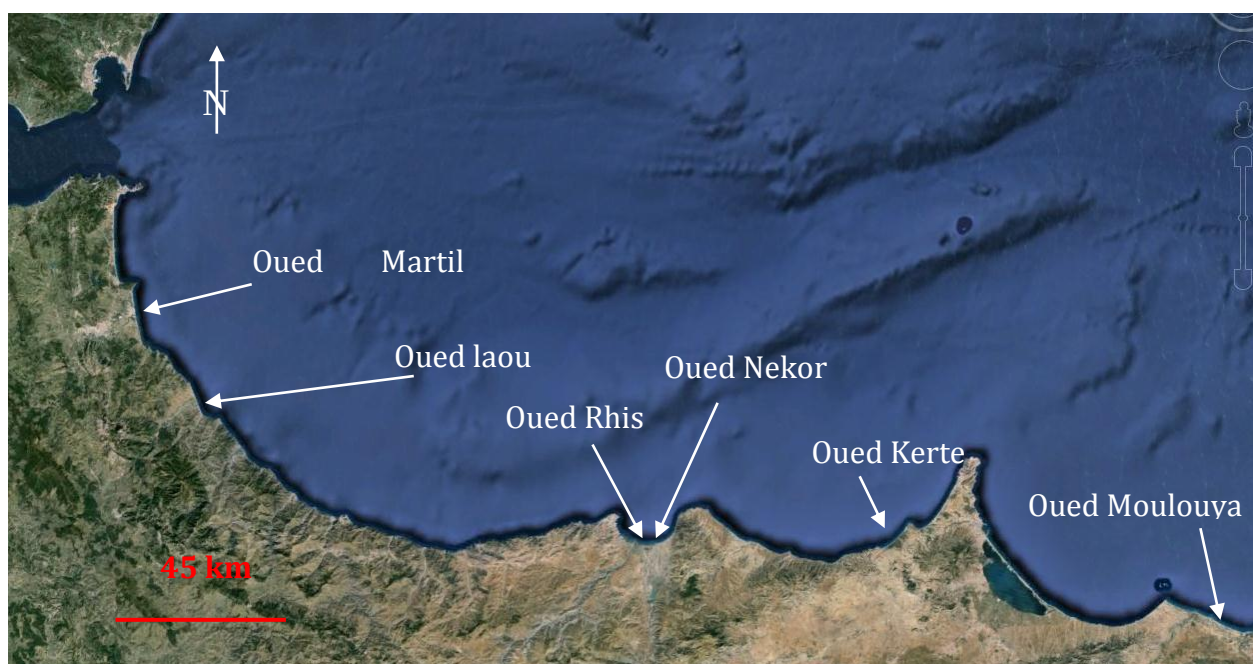


Figure II.15 : Les embouchures des oueds Marocains étudiées (d'après Google Earth, modifié).

BV / Oued	Sup. (km ²)	Alt. Max (m)	Pente (%)	Indice de Lithologie	Indice de Végétation	Préc. (mm)	Débit (m ³ .s ⁻¹)	T (°C)
MARTIL	1129	1808	12,51	20	2,79	907	19,2	16
LAOU	930	2122	12,51	20	2,79	573	12	16
RHIS	800	2009	12,56	10	1,5	330	1,3	16
NEKOR	960	2009	9,45	10	2,12	340	2,54	16
KERT	2710	1500	6,26	7	1,51	300	0,85	16
MOULOUYA	53500	1835	5,57	7	2,5	300	20,3	16

Tableau II. 2 : Caractéristiques des Bassins Versants (BV) / oueds (d'après Khai et al., (2002) ; USGS-Hydro 1k ; Naoual et al., (2009) ; Kettani et al., (1995 ; Rkiouak et al., (1997) ; Ater et Hmimsa (2008) ; Ouestali (2008), Projet MedMPA ; Les bassins hydrauliques des côtier méditerranéens ; Spiess (2002); Lahlou (1990) ; Amil (1992) ; El Amrani et al., (2010) ; Khattabi et al., (2007) ; Gauché (2006) ; Rodier et Roche (1984) ; Med-Hycos ; Nahon et al., (2008)).

Les 6 embouchures étudiées (Fig. II.15), qui se répartissent de l'oued Martil à l'Ouest, jusqu'à l'oued Moulouya proche de la frontière avec l'Algérie, sont caractérisées par de petits bassins versants d'environ 1000 km² en moyenne ayant des altitudes maximales

comprises entre 1500 m et 2000 m. Les pentes moyennes sont fortes (~10 %) et la lithologie, principalement composée de marnes, de flyschs et de calcaires, est caractéristique de roches moyennement consolidées. La température moyenne est de l'ordre de 16°C et les précipitations varient entre 300 mm et 900 mm selon la localisation des stations de mesures (Tab. II.2).

2.4.1 Rétention sédimentaire par les barrages marocains

Les 23 plus grands barrages en exploitation au Maroc perdraient annuellement 50 millions de m³ de leur capacité de stockage à cause des problèmes d'envasement (Lahlou, 1994), ce qui représenterait un déficit sédimentaire annuel supérieur à 80 millions de tonnes pour tout le littoral marocain.

Oued	Nom barrage	Envas. (10 ⁶ m ³ .an ⁻¹)	Mise en service	Qte Sed. retenue (10 ⁶ t.an ⁻¹)	Période (an)	Déficit Sed. embouch. (10 ⁶ t)
MARTIL	Nakhla	0,2	1961	0,318	43	13,67
	Ajras					
LAOU	Ali Thlet (Ali Thelat)	0,3	1935	0,477	69	32,91
RHIS	Ifasseynne		Après 2004			
NEKOR	Abdelkarim El Khattabi	1	1981	1,59	23	36,57
KERT						
MOULOUYA	Mohamed V	11,6	1967	18,44	37	682,42
	M. Hommadi	1	1955	1,59	49	77,91
	Hassan II (sur oued Za)		2006			
	Arabat	0,04	1995	0,063	9	0,57
	Enjil	0,24	1995	0,38	9	3,43
	Sidi Said		2005			

Tableau II.3 : Caractéristiques des barrages marocains étudiés (d'après Badraoui (2001) ; Kettani et al, (1995) ; Lahlou (1982) ; <http://www.water.gov.ma/index.cfm> ; C. Nahon et al (2008) ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&id=80&ID_PAGE=185 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=333 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=198 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&id=80&ID_PAGE=191).

A la lecture du tableau ci-dessus (Tab. II.3), on constate que l'envasement est très variable d'un ouvrage à l'autre, allant de 0,04 millions de m³ par an pour le barrage Arabat, à 11 millions de m³ par an pour le barrage Mohamed V, le barrage ayant l'envasement le plus élevé parmi les sites retenus dans cette thèse, ce qui représente un

ratio énorme de 290, tous deux étant pourtant érigés le long du même oued, la Moulouya.

Avec un envasement moyen par ouvrage de 2 millions de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$, soit environ 3,18 millions de tonnes par an, les 11 barrages impactant le littoral méditerranéen étudiés ici sont responsables d'un déficit sédimentaire global estimé à environ 16 millions de m^3 par an (soit à peu près 25 millions de tonnes), ce qui représente près de la moitié des sédiments retenus au Maroc. L'envasement total des barrages étudiés sur la période serait de 613 millions de m^3 , soit 976 millions de tonnes.



Figure II 16 : Localisation des principaux barrages du Nord du Maroc.

2.4.2 Oued Martil, baie de Tétouan

2.4.2.1 Bassin versant de l'oued Martil

Situé vers l'extrémité Nord-Ouest du Maroc, le bassin versant de l'oued Martil (Fig. II.17), d'orientation Ouest – Est, s'étend sur 1129 km^2 (Kettani et al., 1995). Elément de la chaîne du Rif, la dorsale calcaire située au Sud-Est du bassin versant dépasse l'altitude de 1800 m, alors qu'à l'extrême Ouest, les collines sont constituées de flyschs, de marnes et de grès (Khai et al., 2002). La pente moyenne est forte (12,5 %) (USGS-Hydro1k) et le climat de type méditerranéen sub-humide à variante tempérée, est caractérisé par une pluviométrie moyenne de 907 mm.

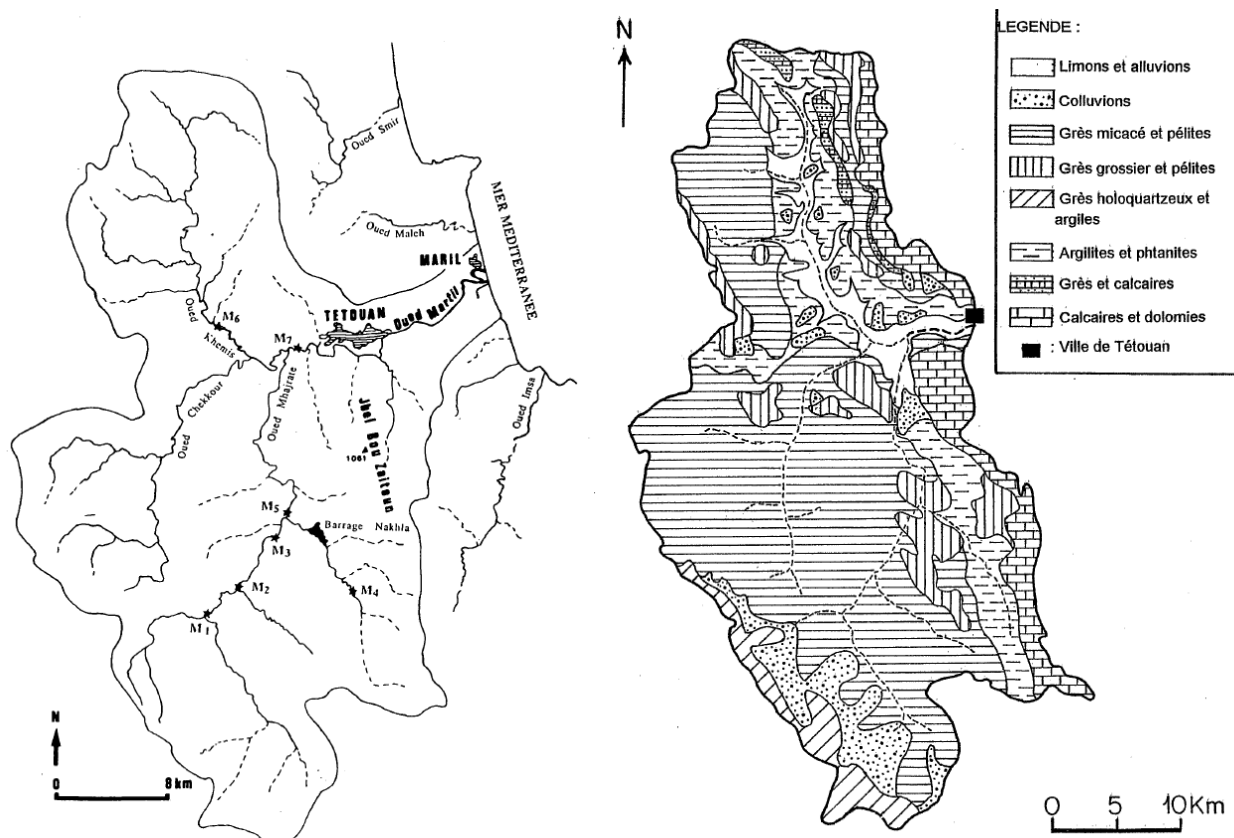


Figure II.17 : Bassin versant et lithologie de l'oued Martil (d'après Kettani et al., 1995 et Khai et al., 2002).

Installé dans une déchirure tectonique majeure, l'oued Martil, qui s'étire sur une longueur de 60 km, est soumis à un régime torrentiel rapide. Son débit moyen est de $19,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alors que son débit maximal peut atteindre $1480 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (El Mrini, 2011). L'oued Martil possède deux barrages le long de son cours, Nakhla et Ajras, mais seul le premier présente des caractéristiques suffisantes pour être pris en compte ici. Mis en service en 1961 et d'une capacité de 507 millions de m^3 (Agoumi et Debbarh, 2006), le barrage Nakhlas connaît un fort taux d'envasement qui dépasse 40 % (Badraoui et Hajji, 2001). Par conséquent, il est probable qu'un déficit sédimentaire puisse être constaté à l'embouchure de cet oued.

2.4.2.2 Littoral de l'oued Martil, baie de Tétouan

La baie de Tétouan est la deuxième baie méditerranéenne que l'on atteint en partant du Détroit de Gibraltar. Délimitée par le Cap Negro au Nord-Ouest et le Cap Mazari au Sud-Est, tous deux composés principalement de gneiss, le littoral s'ouvre sur la mer en direction Est-Nord-Est, l'embouchure de l'oued Martil se trouvant pratiquement au milieu de la baie.

La plage sableuse rectiligne occupe la quasi-totalité de cette côte, excepté la présence d'une partie rocheuse de forme arrondie qui s'avance légèrement dans la mer (située au

tiers Sud-Est de la baie), et la présence de la route nationale N16 qui passe à une dizaine de mètres de la mer à proximité du Cap Mazari. Cette route est stabilisée et protégée de la houle par des enrochements. Au Sud du Cap Negro, une petite jetée s'avancant en mer marque le début de la plage sableuse. L'arrière-plage est moyennement anthropisée, et la plage large d'environ 80 m, est bordée de dunes végétalisées. Au niveau de la ville de Martil, la plage voit sa largeur réduite à une soixantaine de mètres.

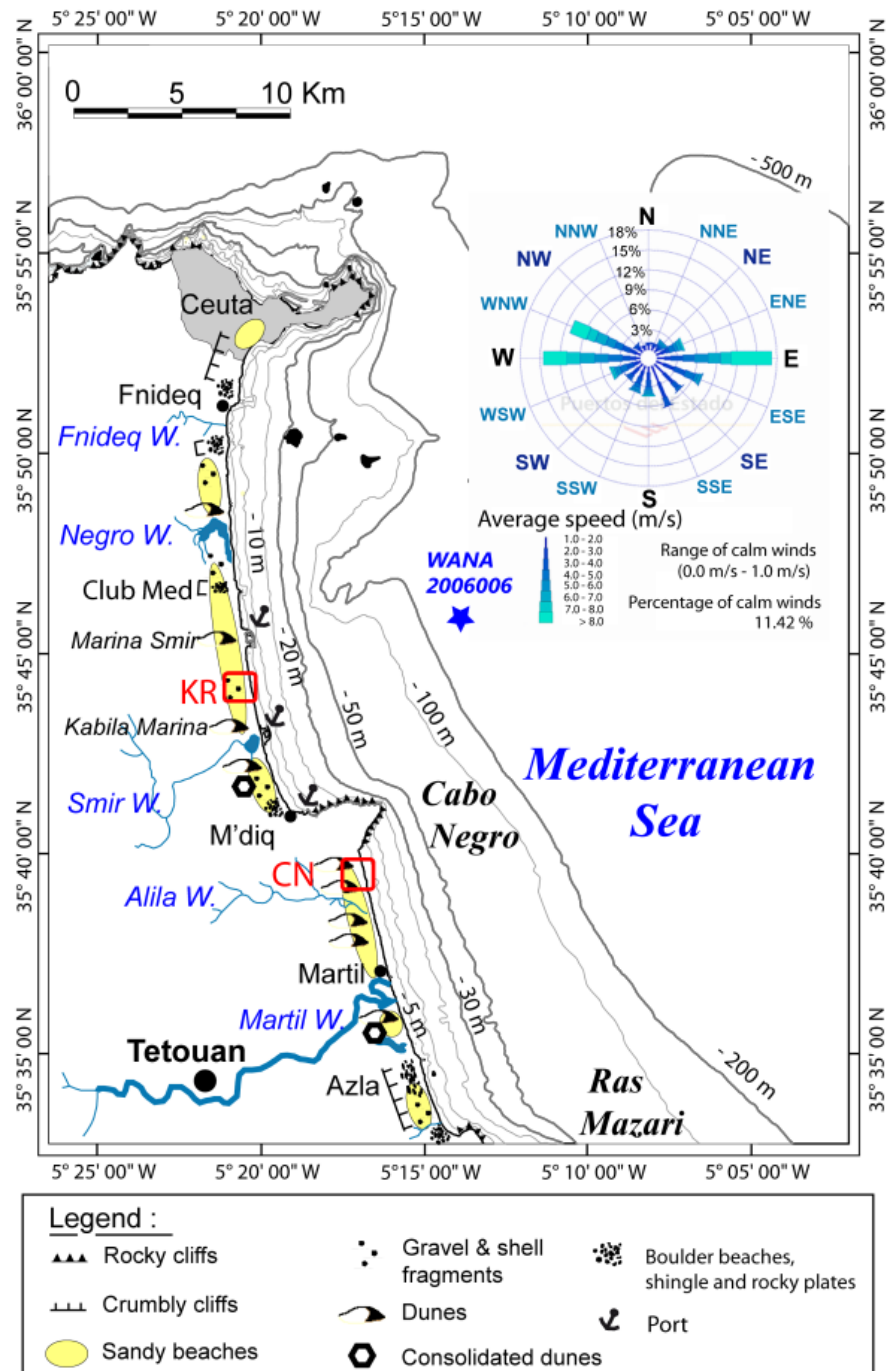


Figure II.18 : Baie de Tétouan, éléments du littoral (d'après El Mrini et al., 2013).

Au Sud de l'embouchure de l'oued Martil, la partie non végétalisée de la plage qui a une largeur d'environ 100 m, est bordée de dunes faiblement développées formant des petites falaises meubles.

Aucun port ni autre ouvrage tel que jetée, digue ou brise-lame ne sont érigés sur la partie rectiligne de ce littoral.



Figure II.19 : Berme et barre de swash, baie de Tétouan (d'après El Mrini et al., 2013).

La bathymétrie à l'embouchure de l'oued Martil montre une pente faible et régulière, aux isobathes parallèles au rivage. La ligne des -30 m se situe à environ 2,7 km du rivage, et nous voyons que le cap Negro s'avance dans la mer jusqu'à cette profondeur (El Mrini et al., 2013).

La baie de Tétouan est dominée par des vents du large de secteur Est et Est-Nord-Est compris entre 1 et 10 nœuds. Dans cette partie de la mer d'Alboran, les zones de fetch sont toujours réduites, inférieures à quelques dizaines de kilomètres. Les houles dominantes proviennent de secteur Est, leur hauteur significative **H_s** est inférieure ou égale à 1,5 m 90 % du temps et leur période **T** est de 5,5 s (El Mrini et al., 2013).

Ces informations sont confirmées par les données de houles extraites de The Medatlas Group, 2004 (Fig. II.20) où nous constatons que celles-ci présentent deux composantes, d'Ouest et d'Est (dominante).

Lors des rares tempêtes de cette zone, principalement d'octobre à avril, les houles maximales atteignent 6,5 m de hauteur pour des périodes de l'ordre de 10 secondes. Comme le remarque El Mrini dans sa thèse (2011), ces houles incidentes arrivant presque perpendiculairement au rivage ne devraient pas créer de gros courants de dérive littorale, mais davantage de transport cross-shore.

De plus, les entrées d'eau provenant de l'Atlantique par le détroit de Gibraltar, même si les ondes incidentes sont fortement diffractées par le Cap de Ceuta, peuvent influencer sur la circulation marine au niveau Nord de la baie de Tétouan (*El Mrini, 2011*).

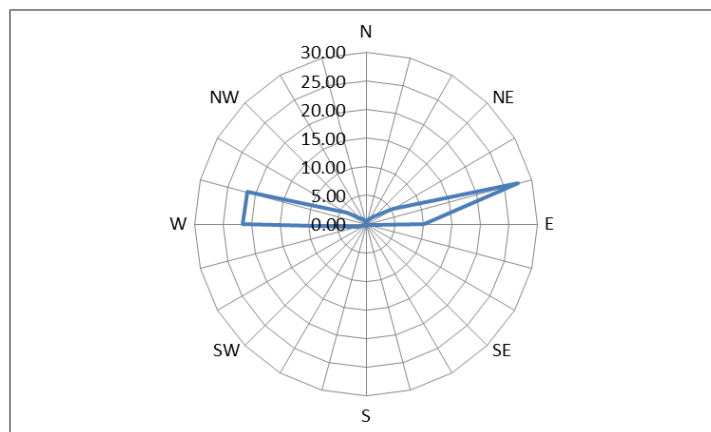


Figure II.20 : Rose des houles (%) pour la baie de Tétouan, littoral de l'oued Martil (d'après The Medatlas Group, 2004).

Bien que tous les auteurs ne soient pas du même avis au sujet de la direction de la dérive littorale de la baie de Tétouan, en particulier *Boughaba (1992)* pour qui les courants longitudinaux s'orientent vers le Sud, pour *Lakhdar et al., (2001)* et *El Mrini (2011)*, ces courants seraient au contraire orientés du Sud vers le Nord, ce qui nous paraît plus probable d'après l'orientation de la côte (Est-Nord-Est) et le secteur Est des vents dominants. Par contre, il est vrai que lorsque le vent arrive à la côte avec une direction Nord-Est, ce qui est moins fréquent, le courant de dérive littorale peut s'orienter du Nord vers le Sud, comme le suggère *Boughaba (1992)*. Mais cette situation, moins fréquente, ne devrait pas correspondre à la moyenne annuelle.

2.4.3 Oued Laou et sa baie

2.4.3.1 Bassin versant de l'oued Laou

Situé au Sud de Tétouan, le bassin versant de l'oued Laou (*Fig. II.21*) a une superficie de l'ordre de 930 km². Le relief, souvent très escarpé, s'élève à 2.122 m dans le Jbel Tissouka (*Oueslati, 2008*). Les terrains sont composés en amont de flyschs crétacés érodables, et en aval de calcaires et d'alluvions du Quaternaire (*Fig. II.22*). Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 573 mm (*Rkiouak et al., 1997*). La végétation est essentiellement composée de 35,5 % de couverture forestière, 28,6 % de pâturages et de 30 % de surfaces agricoles (*Ater et Hmimsa, 2008*).

L'oued Laou, long de 70 km, présente un débit moyen de 12 m³.s⁻¹ (*Rkiouak et al., 1997*) et le seul barrage d'importance qui est érigé sur son cours, Ali Thlet (ou Ali

Thelat), a été mis en service en 1935 (*Bassins Hydrauliques des Côtiers Méditerranéens*, p 134). Sa capacité est de 30 millions de m³ et son envasement est inférieur ou égal à 20 % (*Rkiouak et al., 1997*), ce qui correspondrait à une dégradation spécifique des sols de l'ordre de 700 m³.km⁻².an⁻¹ (*Lahlou, 1982*), ce qui n'est pas une valeur excessive pour cette région du Maghreb.

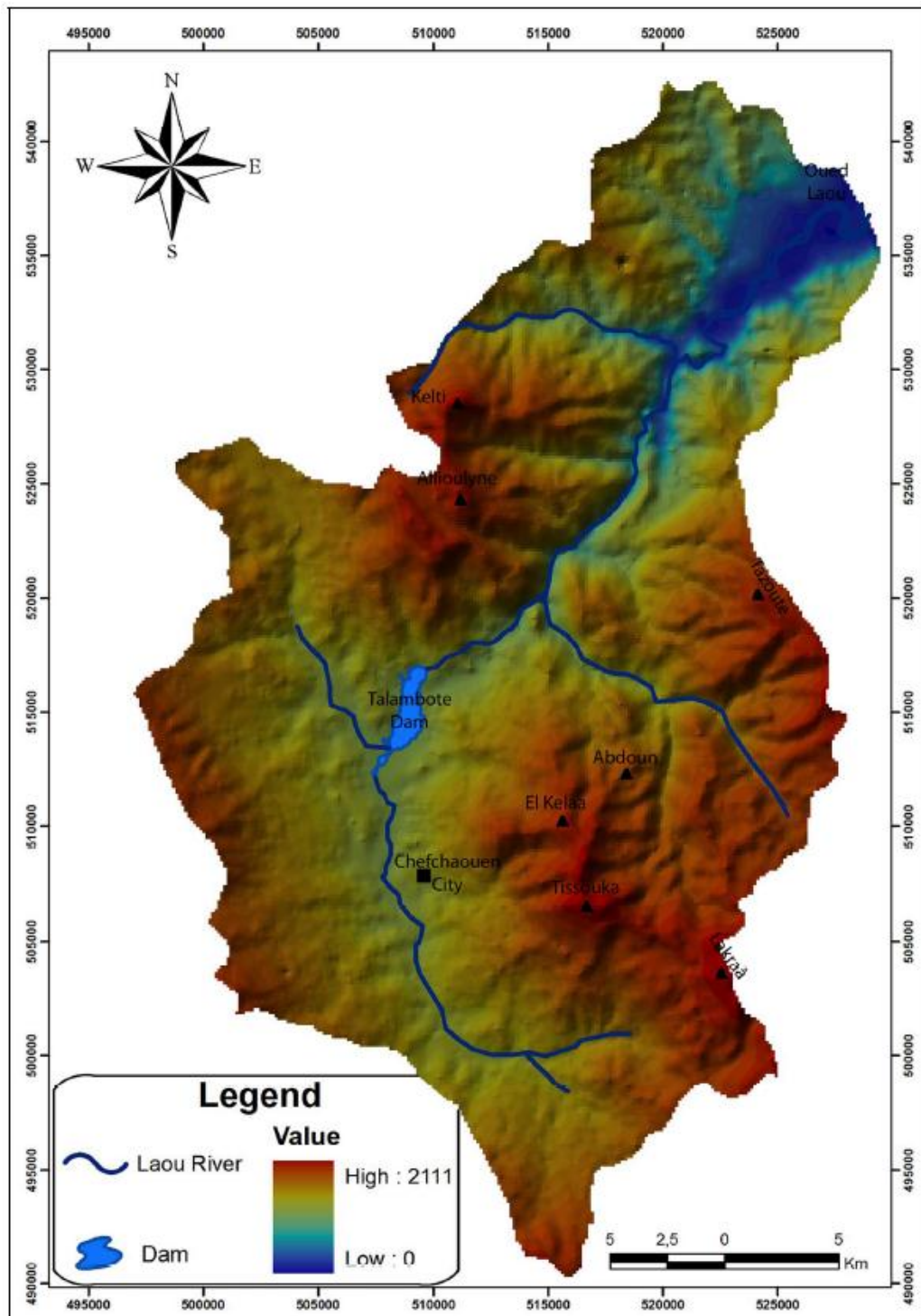


Figure II.21 : Bassin versant de l'oued Laou (d'après Raissouni et al., 2012).

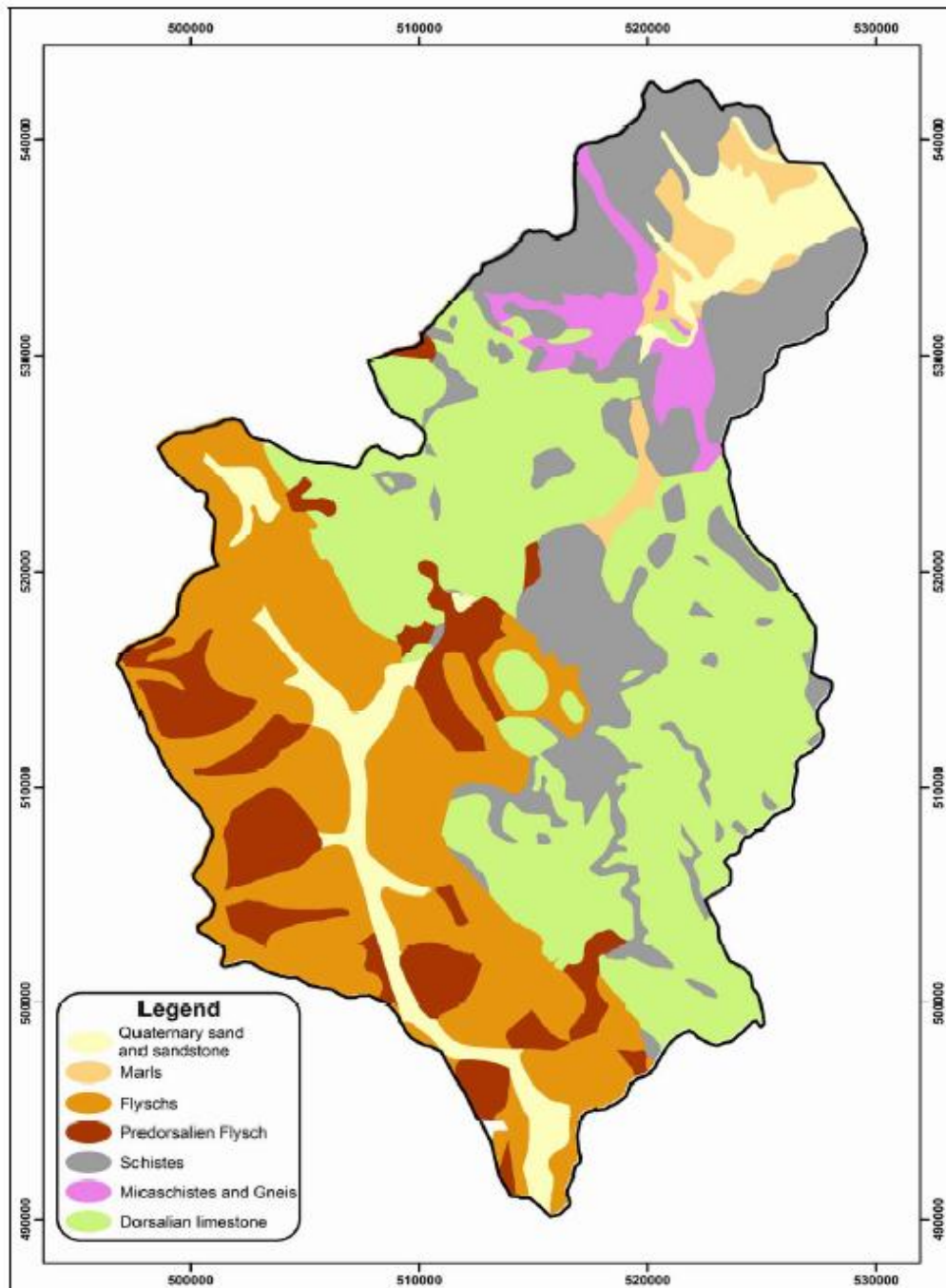
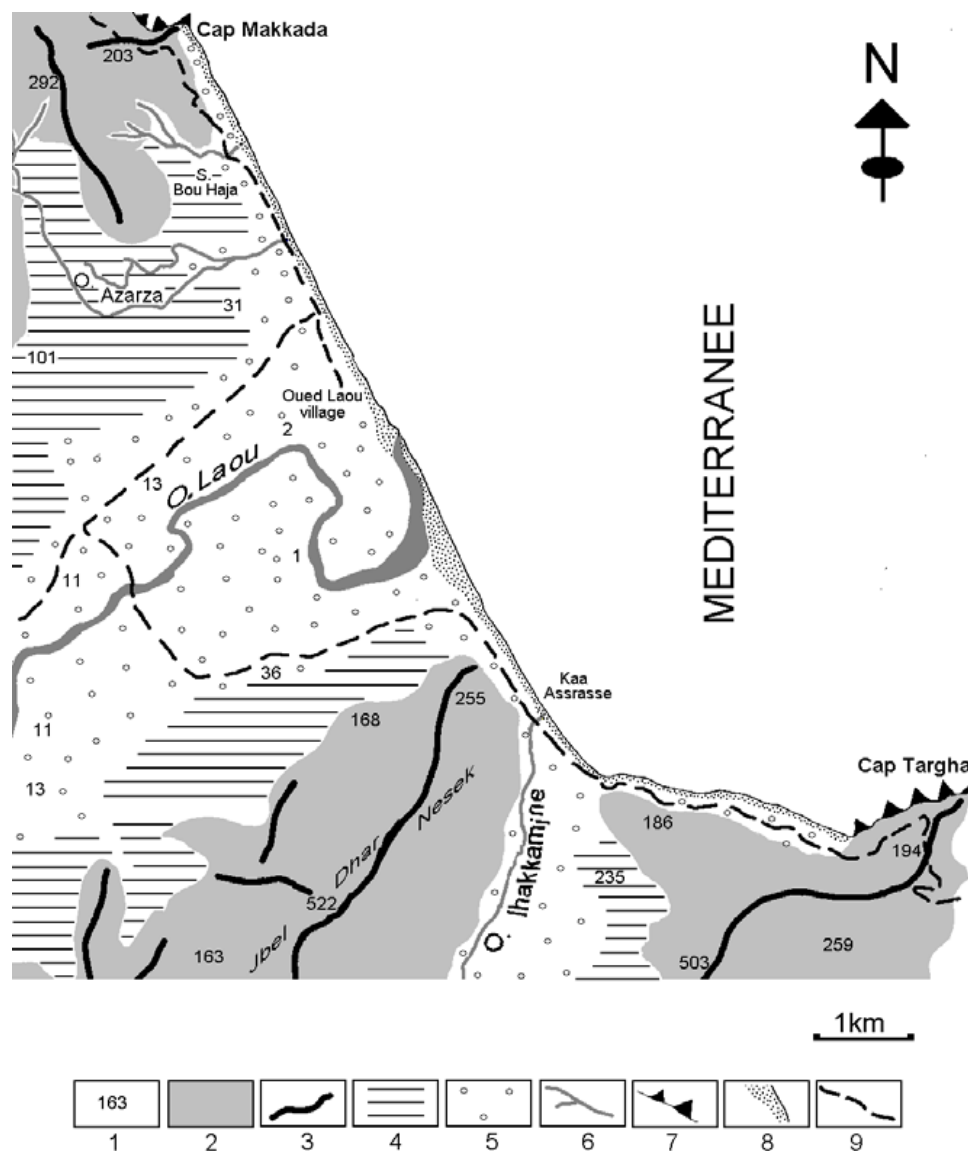


Figure II.22 : Lithologie de l’oued Laou (d’après Raissouni et al., 2012).

2.4.3.2 Littoral de l’oued Laou

Le littoral de Oued Laou, orienté Nord-Ouest/Sud-Est, est quasiment rectiligne, du Cap Makkada jusqu’à Kaa Assrassé situé peu avant le Cap Targa. Si ce dernier avance dans la mer sur plus d’un kilomètre, la partie terminale opposée de cette plage présente un décrochement rentrant au Cap Makkada (Fig. II.23). Un cordon littoral sableux en partie dunifié s’étire sur toute la longueur, simplement interrompu par l’embouchure de

l'oued Laou. Le Village «Oued Laou», au Nord de l'embouchure, s'étire vers le Cap Makkada, alors que la partie Sud de l'embouchure est elle aussi relativement bien anthropisée jusqu'au point d'inflexion de la côte vers Kaa Arrasse.



- 1) Cote d'altitude; 2) Relief collinaire et montagneux; 3) Ligne de crete; 4) Piemont quaternaire; 5) Plaine; 6) Cours d'eau; 7) Falaise; 8) Cordon littoral sableux; 9) Route.

Figure II.23 : Littoral de l'oued Laou (d'après Oueslati, 2006).

L'embouchure de l'oued Laou, qui n'est pratiquement pas anthropisée, présente de beaux méandres en tresse sur une largeur d'environ 3 km à son exutoire, ce qui dévoile une charge sédimentaire importante par rapport au débit. En arrière du cordon littoral s'étend une plaine étroite, puis les premiers versants nettement plus pentus, dans des roches quaternaires, se resserrent sur l'oued (Oueslati, 2006). Tout comme pour le

littoral de l'oued Martil, la bathymétrie de la baie de l'oued Laou présente une pente régulière et parallèle au rivage, l'isobathe -100 m se situant à environ 5 km au large du rivage. Le Cap Makkada ne montre pas à priori de limite sédimentaire d'après la bathymétrie cartographiée.

Le vent et les courants dominants viennent de l'Est de la baie, et les vagues montrent des périodes oscillant entre 2 s à 11 s (*El Mrini, 2011*). Là encore, ces données de houles sont confirmées par *The Medatlas Group (2004)*, (*Fig. II.24*), où nous voyons que la houle venant du secteur Est est dominante. La H_s des vagues est comprise entre 0,5 m et 1 m, et celle comprise entre 1,5 m et 2 m ne représente que 5 % du temps (*Département de la Pêche Maritime Ministère de l'Agriculture et des Pêches Maritimes, 2009*).

La dérive littorale s'orienterait Sud-Est/Nord-Ouest d'après les données granulométriques avec des sédiments à taille moyenne décroissante du Sud-Est vers le Nord-Ouest (*El Moutchou et al., 2011*).

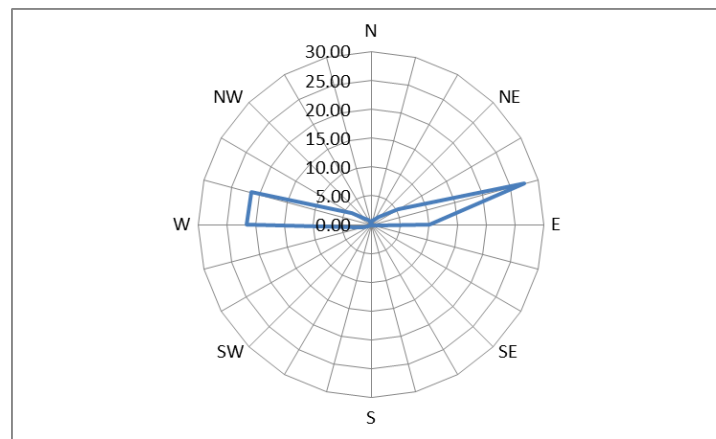


Figure II.24 : Rose des houles (%) pour le littoral de l'oued Laou (d'après *The Medatlas Group, 2004*).

2.4.4 Oueds Rhis et Nekor, baie d'Al-Hoceima

2.4.4.1 Bassin versant de l'oued Rhis

Avec une superficie de 800 km², le bassin versant de l'oued Rhis est le plus petit de cette sélection marocaine. L'oued débouche dans la baie d'Al Hoceima après s'être écoulé pendant 70 km avec un débit moyen de 1,3 m³.s⁻¹. Le relief est rocheux et souvent très escarpé (*Oueslati, 2008*). La lithologie est majoritairement constituée d'un mélange de calcaire et de dolomite (*El Gharbaoui, 1981*) et les sols, fréquemment de type renzines, sont peu développés, laissant apparaître une érosion hydrique dans les terrains constitués de bad-lands. Les pentes sont globalement orientées Sud-Ouest, Nord-Est. Les précipitations sont irrégulières mais souvent torrentielles et le ruissellement est souvent supérieur à 40 % de la lame des précipitations (*Oueslati, 2008*). La pente moyenne du bassin versant est forte, avec 12,56 %.

L'oued Rhis ne possède pas de barrage actuellement, le projet « Barrage d'Ifasseyne » n'ayant pas vu le jour.

2.4.4.2 Bassin de l'oued Nekor

Sensiblement parallèle au bassin versant de l'oued Rhis et débouchant dans la même baie, le bassin versant de l'oued Nekor (*Fig. II.25*) possède une superficie légèrement supérieure avec 960 km². Principalement composée de marnes, flysch, calcaire et grès (*Fig. II.25*), sa pente est un peu plus douce que celle de l'oued Rhis, avec 9,45 % en moyenne, alors que le niveau de précipitations des deux oueds est comparable, de l'ordre de 340 mm (*Amil, 1992*).

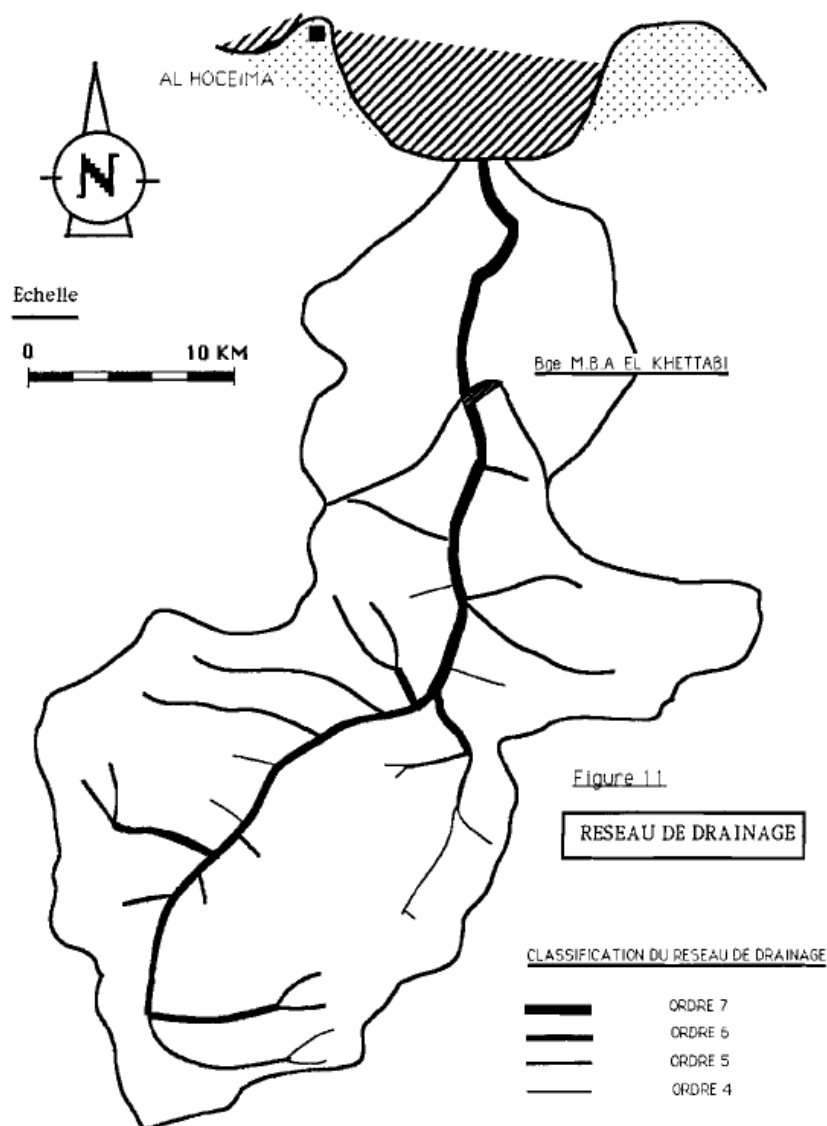


Figure II.25 : Bassin versant de l'oued Nekor (d'après Amil, 1992).

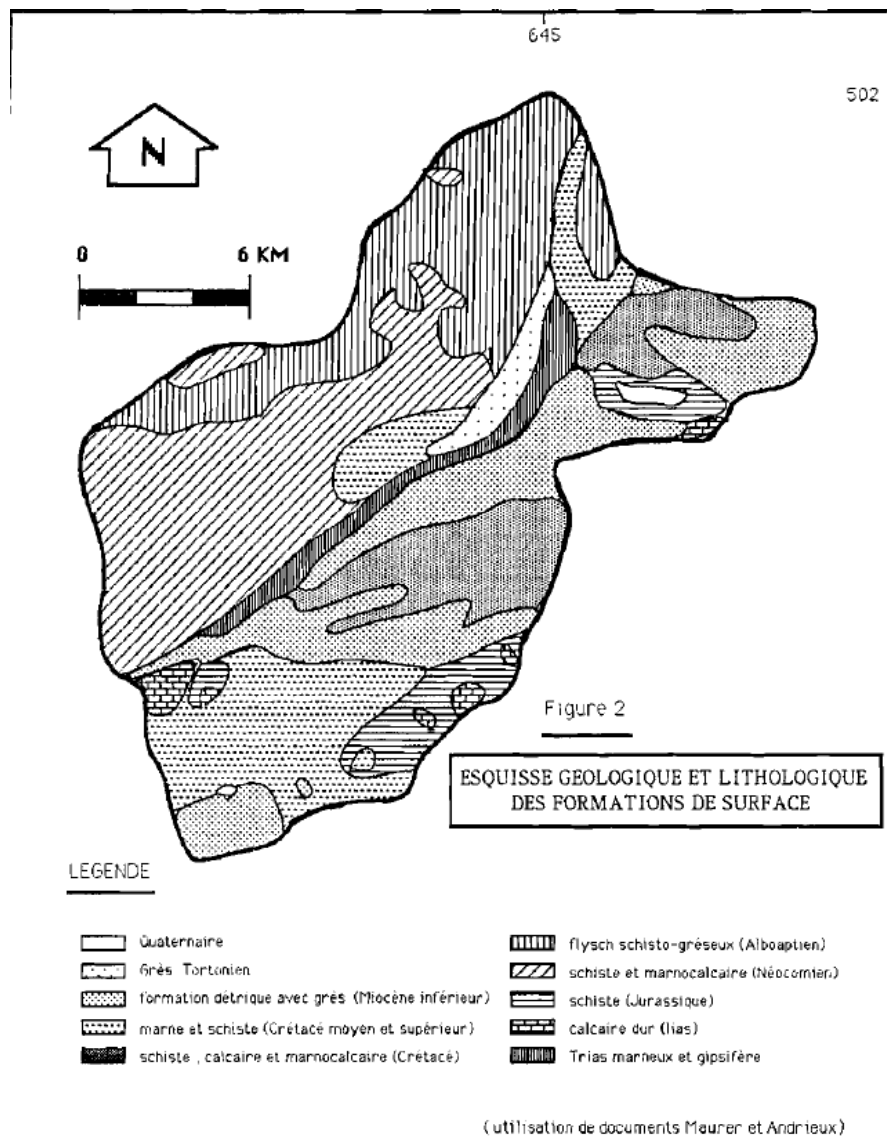


Figure II.26 : Lithologie de l'oued Nekor (d'après Amil, 1992).

Le débit de l'oued Nekor est estimé à $2,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un seul barrage est construit le long des 40 km de son cours, Abdelkarim El Khattabi, qui a été mis en service en 1981 et qui a un envasement de 2,7 millions de m^3 par an (Lahlou, 1990).

2.4.4.3 Littoral des oueds Rhis et Nekor, baie d'Al-Hoceima

La baie d'Al Hoceima, qui s'ouvre plein Nord sur la mer, présente un littoral concave d'une assez grande régularité. Le cap situé à l'Ouest de cette baie est très découpé sur 6 km environ, et abrite quelques ports, dont celui de la ville d'Al Hoceima qui est le plus important. La densité du bâti décroît régulièrement d'Ouest en Est, la côte rocheuse qui ferme cette baie à l'Est est peu anthropisée et montre un littoral plus rectiligne. La partie centrale de la baie d'Al Hoceima est constituée d'une longue plage aux lignes régulières,

où les embouchures des oueds montrent une avancée deltaïque, encore très marquée pour l'oued Rhis, moins dans le cas de l'oued Nekor.

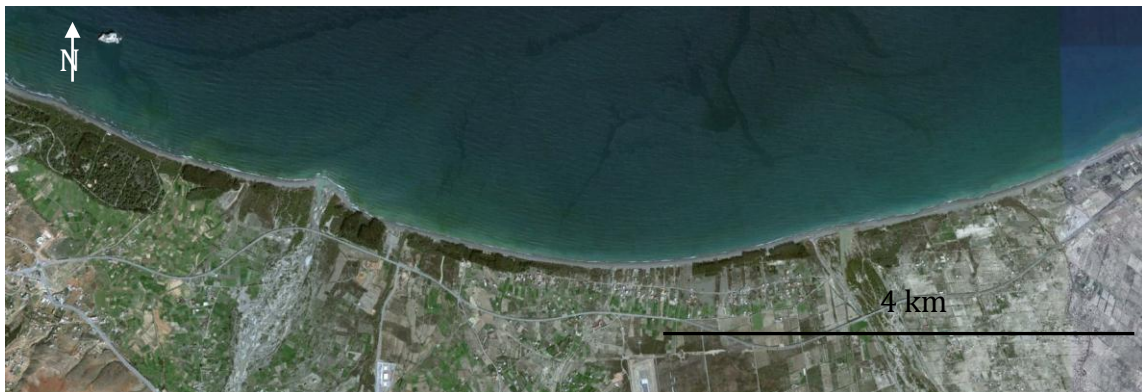


Figure II.27 : Embouchures des oueds Rhis et Nekor (d'après Google Earth, modifié).

Le fond de la plage est occupé par de grandes pinèdes et quelques habitations, principalement à l'Ouest de l'embouchure du Rhis.

Ce littoral en forme de baie très prononcée est en situation d'abri par rapport aux houles arrivant du large par le secteur Est (Fig. II.28). Nous devons donc nous attendre à avoir un littoral soumis à des houles de faible intensité très réfractées et diffractées.

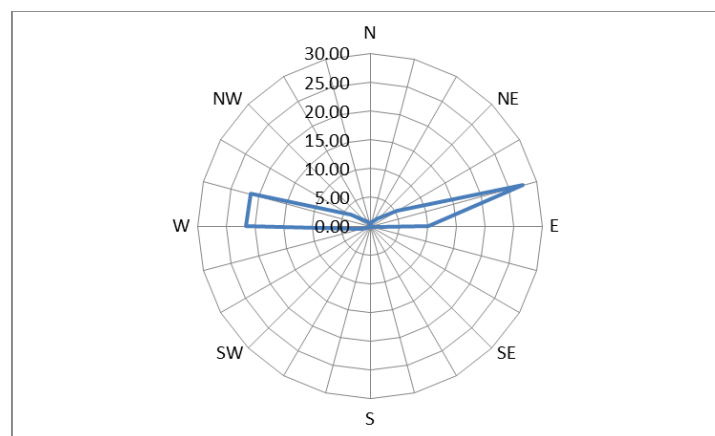


Figure II.28 : Rose des houles (%) de la baie d'Al Hoceima, littoral des oueds Rhis et Nekor (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.4.5 Oued Kert et sa baie

2.4.5.1 Bassin versant de l'oued kert

Situé dans le Rif Nord Oriental, le bassin versant de l'oued Kert s'étend sur une superficie de 2710 km². Sa lithologie est dominée à 53 % par des carbonates et à 47 %

par des silicates (Fig. II.29) (El Amrani et al., 2010). Les précipitations sont de l'ordre de 300 mm.an⁻¹ (Khattabi et al., 2007). Avec 6,26 %, la pente moyenne du bassin versant est l'une des deux plus faibles, avec celle de l'oued Moulouya, comparativement à celle des bassins versants situées plus à l'Ouest. Bien qu'étant pérenne, l'oued Kert, d'une longueur de 38 km, a un débit moyen très faible de 0,85 m³.s⁻¹ alors que durant de fortes crues, son débit peut atteindre 200 m³.s⁻¹ (Gauché, 2006). Aucun barrage n'a été construit sur l'oued Kert.

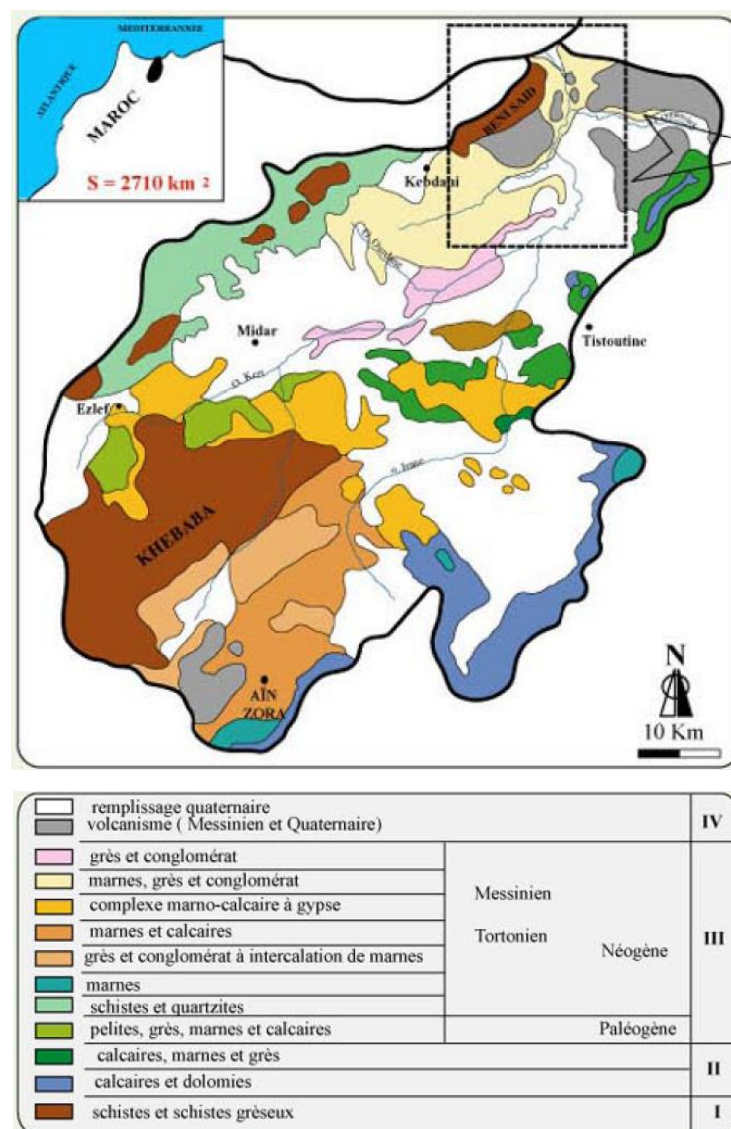


Figure II.29 : Lithologie de l'oued Kert (d'après El Amrani et al., 2010).

2.4.5.2 Littoral de l'oued Kert

L'oued Kert débouche en mer dans la partie Ouest d'une baie peu marquée, entre le Cap Samma et le Cap Bouyafar. Le Cap Samma, qui est à moins d'1 km de l'embouchure

de l'oued, ferme la baie par un coude très prononcé, presque à angle droit. Au centre de cette baie apparaît un petit oued asséché. Cette portion littorale qui donne sur le Nord – Ouest, n'est pratiquement pas anthropisée. La largeur de la plage est régulière de bout en bout et le fond de la plage est occupé par de grandes pinèdes s'étendant sur plusieurs km.



Figure II.30 : Littoral de l'oued Kert (d'après Google Earth, modifié).

Comme le montre la *figure II.31*, les houles dominantes ont ici aussi deux composantes principales, l'une de secteur Ouest et l'autre de secteur Nord-Est, les deux étant sensiblement égales en intensité.

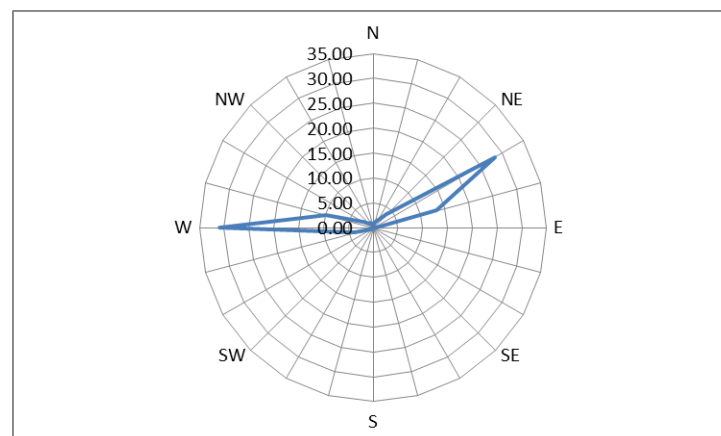


Figure II.31 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Kert (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.4.6 Oued Moulouya et sa baie

2.4.6.1 Bassin versant de l'oued Moulouya

Avec 53.500 km², le bassin versant de l'oued Moulouya est le plus étendu des sites qui composent cette étude. Sa géologie (*Fig. II.32*) est dominée par des terrains calcaires et dolomitiques, des dépôts quaternaires ainsi que par des formations gréseuses et marneuses. La pente moyenne du bassin versant est la plus faible parmi ceux retenus au Maroc, avec 5,57 %, bien que les sommets montagneux culminent à 1835 m, ce qui reflète aussi sa grande superficie. Les précipitations annuelles sont faibles, environ 300 mm en moyenne.

Prenant sa source dans le Moyen Atlas dans la région d'Arhbal vers 2000 m d'altitude (*Mouzouri et Irzi, 2011*), la Moulouya peut atteindre un débit de 3300 m³.s⁻¹ en régime torrentiel, lors de très fortes crues comme en avril 1974, et même arriver jusqu'à 6.429 m³.s⁻¹ comme ce fut le cas en novembre 1993 (*Boumeaza et al., 2010*). En période normale, ce débit moyen est bien plus modeste, environ 20 m³.s⁻¹.

Cinq grands barrages jalonnent le cours de la Moulouya : M. Hommadi, construit en 1955, Mohamed V, le plus grand des cinq, construit en 1967, Arabat et Enjil qui datent de 1995 et enfin Hassan II sur l'oued Za, affluent de la Moulouya. C'est le barrage Mohamed V qui connaît le plus fort taux d'envasement, avec 11,6 millions de m³.an⁻¹, bien loin devant le barrage Hassan II dont la valeur atteint tout de même 1,42 millions de m³.an⁻¹.

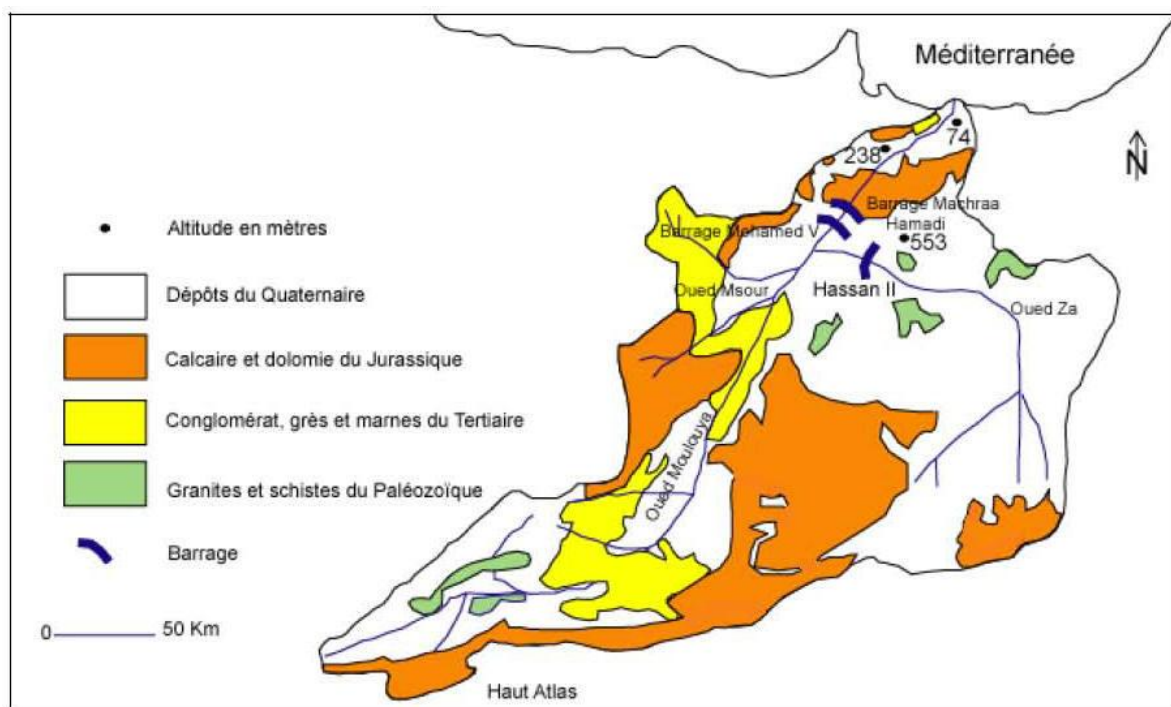


Figure II.32 : Bassin versant et géologie de la Moulouya (d'après Bouabdallah et Larue, 2009).

Country: Morocco
 Station: Darel Caid
 River: Moulouya
 Area: 24422 km²
 Lat: 34.24
 Lon: -3.32
 Source: RivDIS
 PointID: 1302
 Area Units: km²
 Discharge Units: m³/sec
 Starting Year: 1957
 Ending Year: 1988
 Total Years: 32
 Total Usable Years: 29

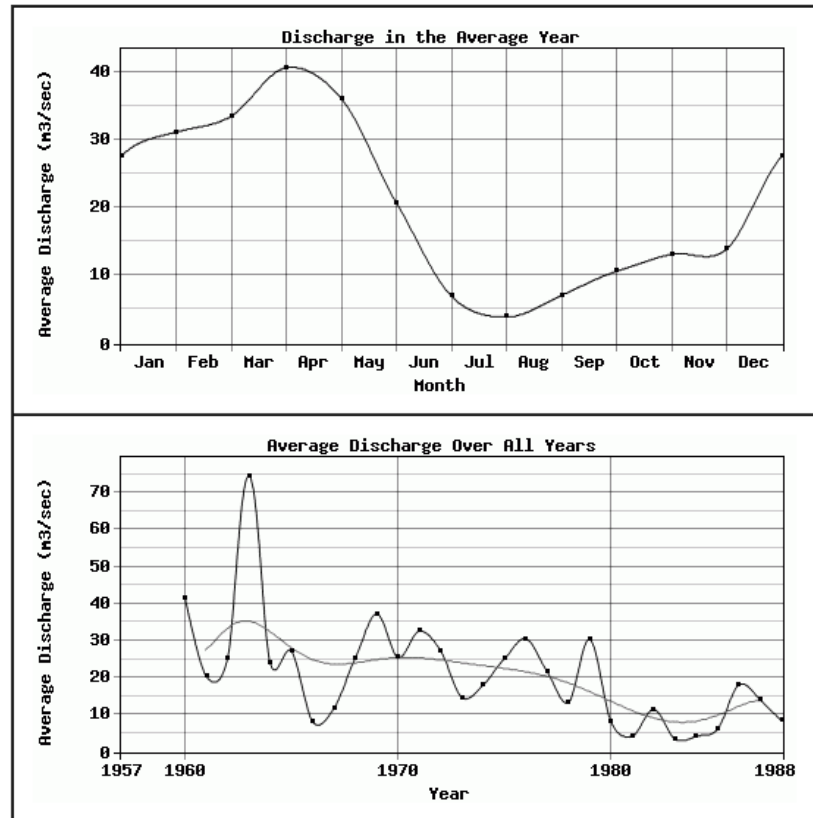


Figure II.33 : Données sur l'écoulement de l'oued Moulouya (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

2.4.6.2 Littoral de l'oued Moulouya

Cette zone littorale est comprise entre le Ras El Ma à L'Ouest, et après la frontière algérienne à l'Est, les rochers de la Marsa Ben Mehidi. Le principal ouvrage anthropique construit sur ce littoral en territoire marocain est la Marina de Saïdia, située à moins de 400 m à l'Est de l'embouchure de l'oued.

La forme générale de la baie est légèrement concave, avec présence d'une forme deltaïque au niveau de l'exutoire de la Moulouya témoignant de volumes sédimentaires conséquents apportés par l'oued. Une grande plage de sable bordée de dunes végétalisées court le long de ce littoral. Les deux ports encadrant l'embouchure de l'oued montrent des formes d'accumulation sableuses contre les premiers éléments portuaires, de façon relativement symétrique.

D'après *Saidi et al., (2014)*, la houle prédominante provenant du Nord-Est entrainerait un départ sédimentaire vers le large. Bien que les houles soient bidirectionnelles, la direction dominante des houles indiquée par *Saidi et al., (2014)*, est confirmée par les données de *The Medatlas Group, 2004 (Fig. II.34)*. On peut donc, en fonction de l'orientation de ce littoral, s'attendre à avoir une dérive littorale principale allant d'Est en Ouest. Cependant, *Bouhabdala et Larue (2009)* se base sur les accumulations

sableuses à l'Ouest du Port qui ont contraint les autorités locales à construire une nouvelle digue, pour en déduire un transit littoral vers l'Est depuis l'embouchure.

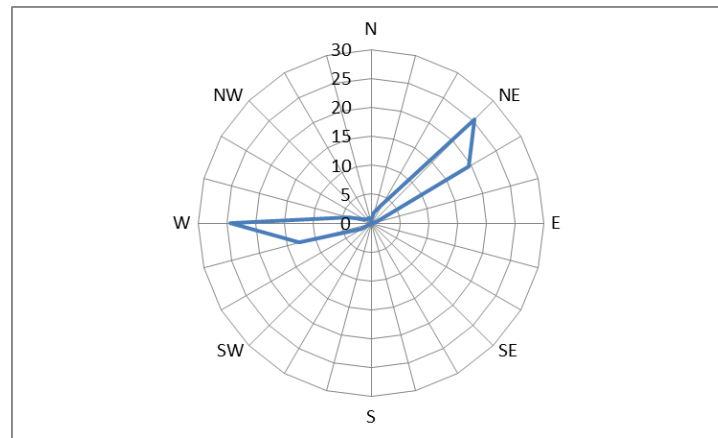


Figure II.34 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Moulouya (d'après The Medatlas Group, 2004).

Les figures II.35 et II.36 montrent bien le recul local du littoral mesuré entre 1958 et 2009, ainsi que la migration de l'embouchure de la Moulouya de l'Est vers l'Ouest, témoin d'une dérive littorale globale de même sens, bien que certaines images montrent la formation d'un banc de sable venant obstruer l'embouchure et qui s'étire dans le sens opposé.

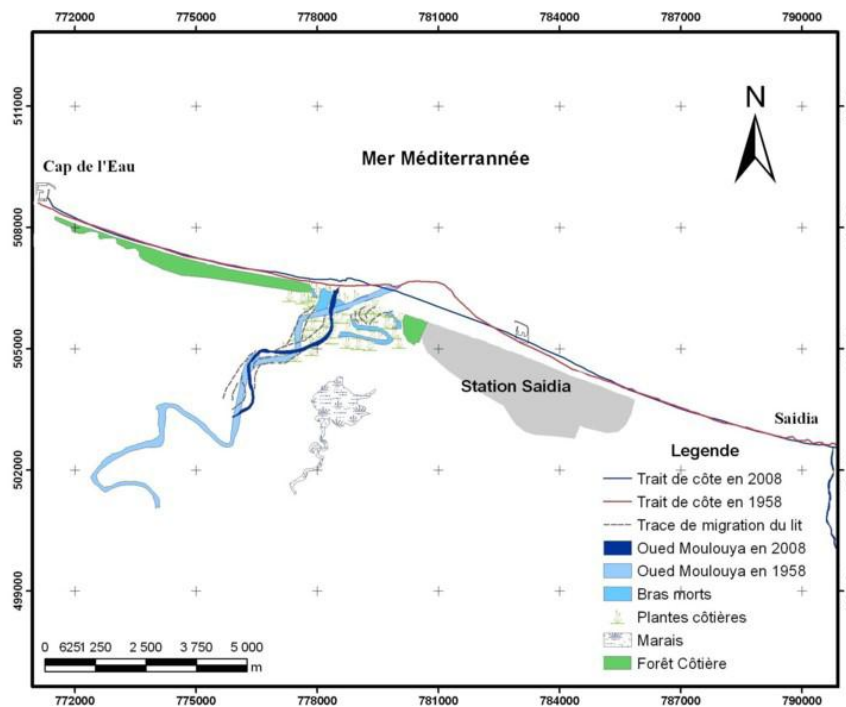


Figure II.35 : Evolution du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Moulouya entre 1958 et 2008 (d'après Saidi et al., 2014).

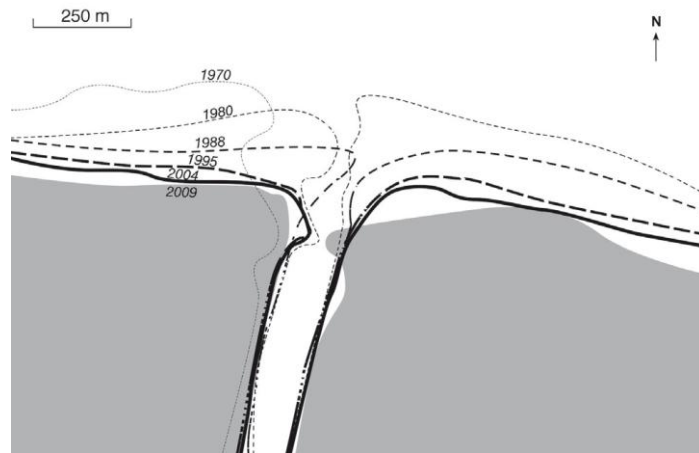


Figure II.36 : Evolution de l'embouchure de l'oued Moulouya entre 1970 et 2009 (d'après Boumeaza et al., 2010).

Tout cela suggère que dans ce secteur, le sens de la dérive littorale s'inverse de temps à autre à court terme, même si, sur une échelle de temps plus longue, le sens global semble bien être d'Est en Ouest si l'on se réfère à la carte de l'évolution de l'embouchure d'après Saidi et al., (2014).

2.5 Sites algériens

L'Algérie, plus grand pays d'Afrique du Nord, a une superficie de 2.381.741 km². Dans sa partie Nord, qui est surtout montagnarde, le climat, soumis à la fois à l'influence de la mer, du relief et de l'altitude, est de type méditerranéen avec des pluies torrentielles et irrégulières tant dans l'espace que dans le temps, alternant avec des périodes sèches (Achite et al., 2006). Son littoral s'étend sur 1200 km (Ayadi et al., 2015).

D'Ouest en Est, la zone d'étude concerne les huit embouchures de la côte algérienne indiquées sur la *figure II.37* : l'oued Cheliff, au Nord de Mostaganem, l'oued Isser et l'oued Sebaou situés à l'Est d'Alger, l'oued Soummam et l'oued Agrioun débouchant dans la baie de Bejaia, l'oued El Kebir Ouest (encore appelé Rhumel selon les sources) dont l'embouchure se situe à Djidjelli, l'oued Seybouse dont l'embouchure se situe à Annaba et l'oued Bou Alalah (encore appelé El Kebir Est) aboutissant dans la partie orientale de la baie d'Annaba.

Seuls deux grands oueds, l'oued El Harrach et l'oued El Hamiz, qui débouchent dans la baie d'Alger n'ont pas été retenus ici. La raison est double : d'une part, ils se jettent en mer dans une zone extrêmement anthropisée ce qui complique notre analyse, d'autre part, ils ont déjà fait l'objet de plusieurs études publiées (Kerriou, 1979 ; Remini, 2004) et nous souhaitons apporter des résultats novateurs.

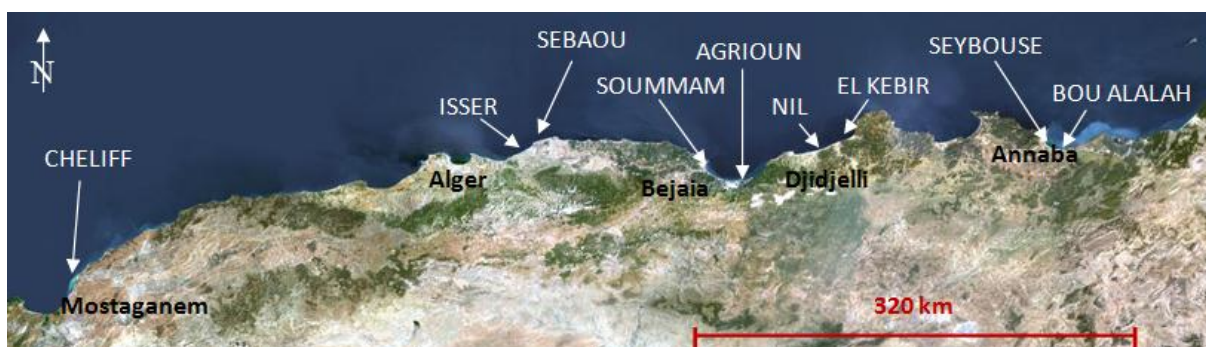


Figure II.37 : Les embouchures des oueds algériens étudiées (d'après Google Map, modifié).

A cause des fortes pentes du massif Tellien, c'est la partie Ouest du pays qui est la plus érodée, avec 47 % de terres touchées, et d'après les études menées par Demmak (1982), l'érosion spécifique est comprise entre 2000 et 4000 t.km⁻².an⁻¹ (Achite et al., 2006).

Les principales caractéristiques que nous avons retenues pour ces bassins versants sont regroupées dans le *tableau II.4*.

BV/ Oued	Superficie. (km ²)	Alt. Max (m)	Pente (%)	Indice Lithologie	Indice Végétation	Précip (mm)	Débit (m ³ .s ⁻¹)	T (°C)
CHELIFF	43570	1983	4,21	50	2,22	444	18	16
ISSER	4158	1810	7,57	27	1,5	548	20	16
SEBAOU	3888	900	11,61	10	1,68	852	17,42	16
SOUMMAM	9121	2004	7,84	40	1,5	490	25	16
AGRIOUN	652	2004	13,52	40	1	974	20,58	16
NIL	268	1490	5,85	27	1	703	7,29	16
EL KEBIR	8813	1490	5,85	27	1	703	27,3	16
SEYBOUSE	6476	1203	5,82	27	1,65	571	11,5	16
BOU ALALAH	2847	1203	5,63	30	1,6	830	9,5	16

Tableau II. 4 : Caractéristiques des BV / oueds (d'après Bouchelkia et Remini (2003) ; Rodier et Roche (1984) ; USGS Hydro 1k ; <http://www.Climate.geog.udel.edu> ; Bouanani (2004) ; Bourouba (1997 et 2002) ; Larfi et Remini (2006) ; Boudjemline et al., (1993) ; Pradé (1946) ; Mebarki et Thomas (1988) ; Louamri (2010) ; Zouini (1997), Spiess (2002)).

2.5.1 Rétention sédimentaire par les barrages algériens

Sur la base de relevés bathymétriques entre 2005 et 2006 menés par l'Agence Nationale des Barrages (ANB) sur 57 grands ouvrages algériens, l'envasement moyen s'élèverait à 45 millions de m³.an⁻¹ (Remini et al., 2009), soit pour chaque barrage, un envasement moyen de 0,79 millions de m³.an⁻¹.

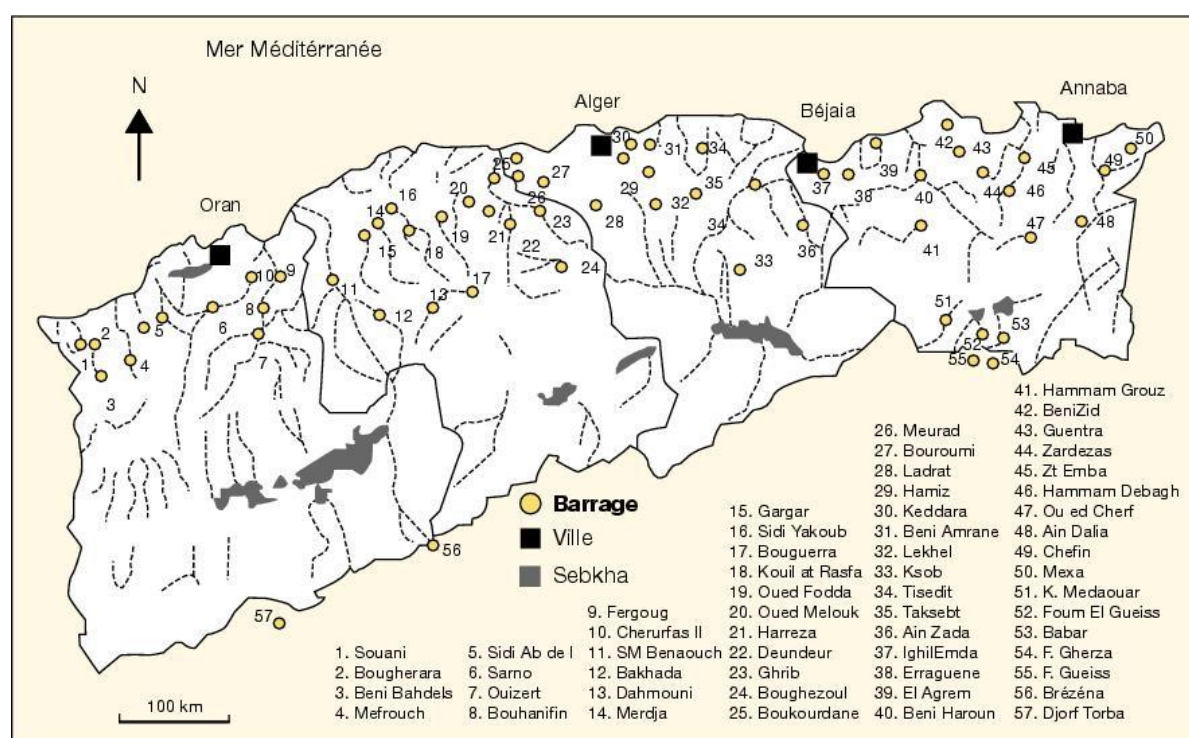


Figure II.38 : Localisation des grands barrages algériens (d'après Remini et al., 2009).

Les 16 barrages de tailles importantes qui ont été construits le long des oueds étudiés ici (Tab. II.5), dont le plus ancien est celui du Ghrib, ont une retenue sédimentaire globale évaluée à 12 millions de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$, soit plus de 19 millions de tonnes. an^{-1} . D'après nos estimations, l'envasement moyen par ouvrage serait donc de 0,75 million de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$, ce qui est assez proche des 0,79 millions de m^3 mentionnés ci-dessus d'après les sources de l'ANBT (Agence Nationale des Barrages et Transferts). Ce sont les barrages du Ghrib et de l'oued Foda, sur l'oued Cheliff, qui sont à fois les plus anciens et ont l'envasement spécifique le plus important.

Le déficit sédimentaire total aux embouchures des oueds sur la période d'étude (1901 à 2010) se chiffrerait donc à environ 720 millions de m^3 , soit 1165 millions de tonnes.

N'ayant pas trouvé dans la littérature de coefficient d'envasement pour le barrage de Mexanna, nous l'avons évalué en fonction des deux autres coefficients relatifs aux barrages de Chaffia et Bouhaloufa situés dans le même bassin versant. De ce fait, on peut supposer que ces trois barrages ont sensiblement le même taux d'envasement. D'autre part, si ce n'était pas le cas, l'erreur réalisée ici serait certainement faible car le barrage de Mexanna est tout à la fois récent et de faible capacité. Donc, sur la longue période d'étude considérée ici, l'erreur éventuellement produite n'aurait qu'un impact très modéré sur ce résultat final.

Oued	Nom barrage	Envasement ($10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$)	Capacité initiale (10^6 m^3)	Date mise en service	Année : capacité2 (10^6 m^3)
CHELIFF	Boughezoul	0,570	55	1934	1996 : 16,6
	Ghrib	2,490	280	1930	2010 : 53
	Oued Foda	2,246	228	1932	1986 : 132,3
	Bakhada	0,082	56	1936	1986 : 45,44
ISSER	Beni Amrane	0,44	16	1988	1995 : 8,4
SEBAOU	Taksebt	0,27	175	2007	
SOUMMAM	Ain Zada	2,5	125	1985	
	Tichy-Haf			2007	
	Tilesdit			2007	
AGRIOUN	Kherrata	1,47	212	1945	
	Eghilmda	1,83	154	1954	1986 : 120
EL KEBIR- RHUMEL	Beni Harroun	6	960	2007	
SEYBOUSE	Bouhamdane	0.08	185	1986	
BOU ALALAH	Chaffia	0,124	171	1965	1986 : 168
	Mexanna	0,16	2,6	1992	
	Bouhaloufa	0,16		1948	

Tableau II. 5 : Caractéristiques des principaux barrages édifiés sur les oueds étudiés (d'après : Kassoul et al., 1997 ; Remini (2000) et (2004) ; Hydroplus.com ; Boudjemline et al., (1993) ; Zouini (1997) ; Ouamane et Lemperiere (2014) ; Touaibia (2010); Mebarki et Thomas (1988)). La colonne « capacité 2 » désigne la capacité résiduelle à la date indiquée dans cette même colonne.

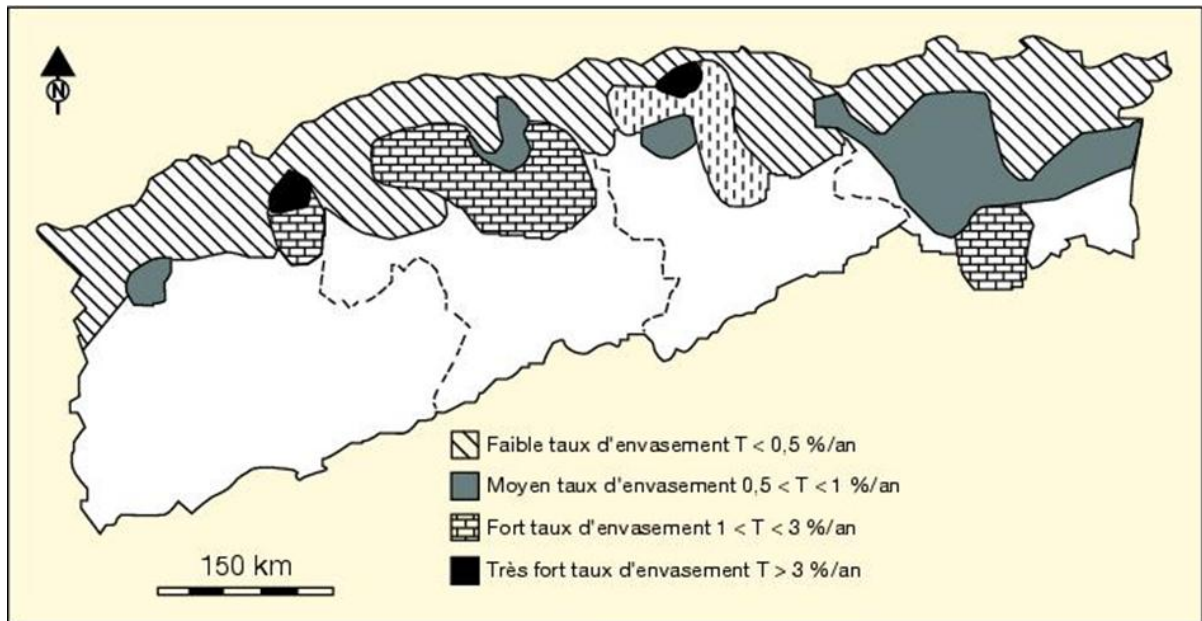


Figure II.39 : Sensibilité à l'envasement des barrages en Algérie (d'après Remini et al., 2009).

2.5.2 Oued Cheliff et sa baie

2.5.2.1 Bassin versant de l'oued Cheliff

Le Cheliff draine le plus grand bassin versant Nord algérien, avec une superficie de 43.750 km² et une altitude maximale de 1983 m. Sa pente moyenne est faible : 4,21 % et les sols alluviaux, constitués d'éléments fins dérivés de marnes, prédominent très largement. La masse érodée se situe entre 17 et 38 millions de tonnes.an⁻¹, ce qui est énorme à l'échelle du pays et correspond à un taux d'érosion compris entre 390 et 863 t.km⁻².an⁻¹ (Bouchelkia et Remini, 2003). 90 % des pertes annuelles en sol peuvent se produire lors d'un seul épisode pluvieux, entraînant de fortes crues (Arabi et al., 2007). En ce qui concerne l'occupation du sol, la forêt représente 55 % (40 % dans le Haut Cheliff et 15 % pour le Bas Cheliff et la Mina), la prairie 20 % uniquement dans le Haut Cheliff, les 25 % restant étant répartis entre les cultures, les terres arrosées et le sol nu (Bouaichi et Touaibia, 2014). Les précipitations annuelles sont de 444 mm (<http://www.Climate.geog.udel.edu>) alors que la température annuelle moyenne est estimée à 16°C (Spiess, 2002).

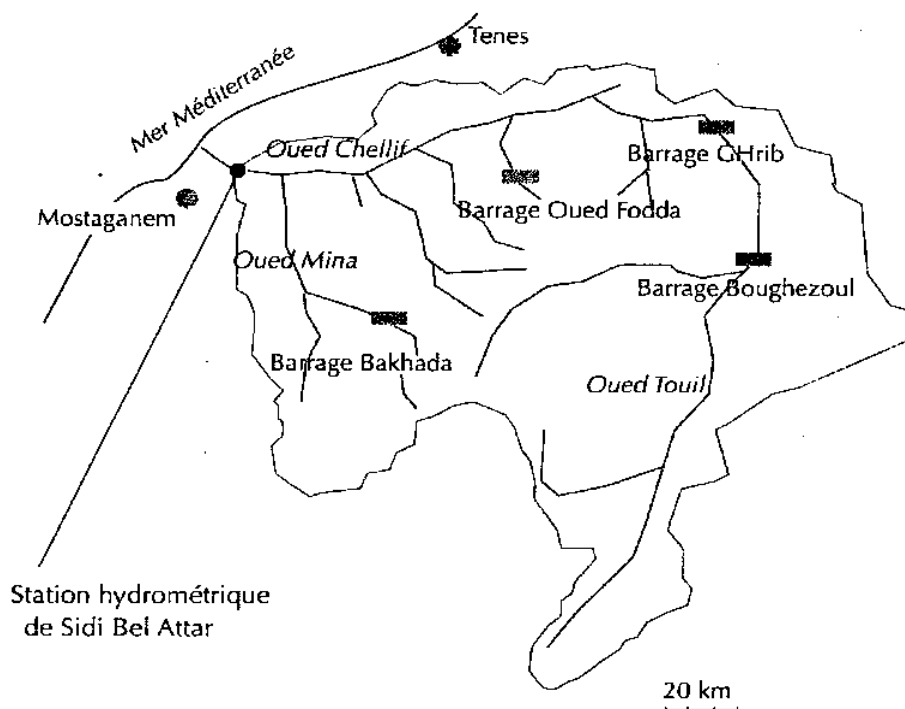


Figure II.40 : Bassin versant de l'oued Cheliff et principaux barrages (d'après Bouchelkia et Remini, 2003).

L'oued Cheliff, le plus important d'Algérie, coule sur 759 km avec un débit de $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station du Ghrib (Haut-Chélif). A son embouchure, son débit peut atteindre $18 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. (Bouchelkia et Remini, 2003). L'altitude de la source de l'oued est de 1400 m et la pente est assez régulière, ne présentant une petite rupture qu'à Boghari. Avec un régime pluvial, c'est entre janvier et février que l'oued Cheliff atteint son débit annuel de crue alors qu'il est à son niveau d'étiage entre juin et juillet (River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

On dénombre un total de quatre barrages sur cet oued, dont deux principaux : le barrage de Boughezoul, mis en exploitation en 1934, avait une capacité initiale de 55 millions de m^3 . A cause de l'envasement, sa capacité en 1996 n'était plus que de 16,6 millions de m^3 (Boudjadja et al., 2003). Plus en aval, le barrage de Ghrib avait une capacité initiale de 280 millions de m^3 (fin des années 1930). En 2010, la quantité de vase qu'il contient est égale à 227 millions de m^3 ! (Remini, 2000 et 2004). Par conséquent, la rétention sédimentaire causée par ces barrages serait d'au moins de 266 millions de m^3 sur près de 70 ans.

Country: Algeria
 Station: SidiBelatar
 River: Cheliff
 Area: 43750 km²
 Lat: 36.02
 Lon: 0.26
 Source: RivDIS
 PointID: 723
 Area Units: km²
 Discharge Units: m³/sec
 Starting Year: 1976
 Ending Year: 1978
 Total Years: 3
 Total Usable Years: 2

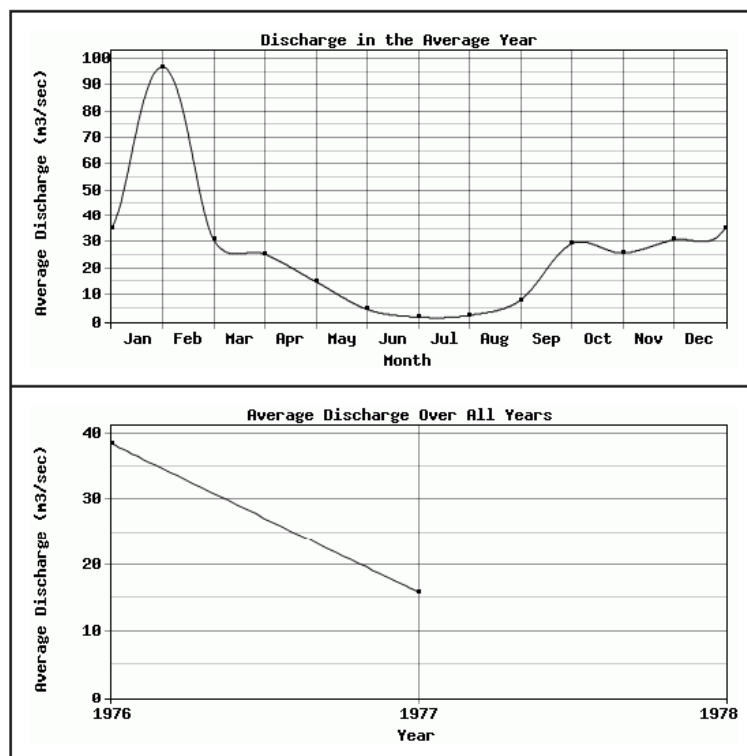


Figure II.41 : Données sur l'écoulement de l'oued Cheliff à la station Sidi Belatar (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

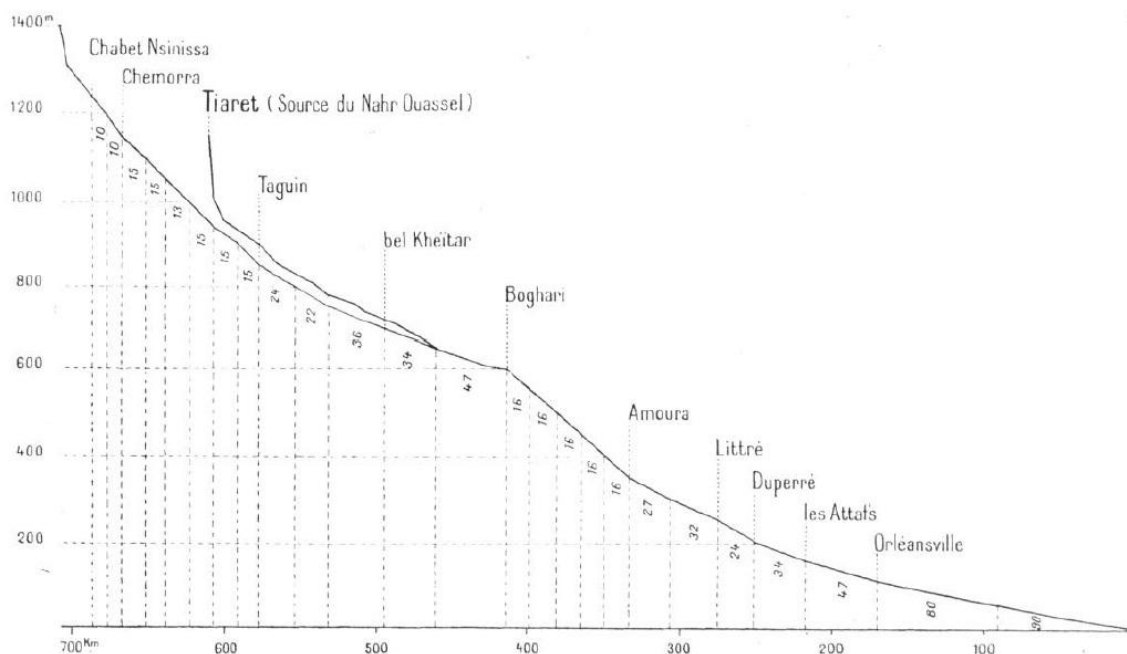


Fig. 1. — Profil en long du Cheliff (O. Tonil) et du Nahr Ouassel.
 Pour ce profil et les suivants, l'échelle des longueurs est 1 : 5 000 000; celle des hauteurs, 1 : 20 000.

Figure II.42 : Profil en long du Cheliff (d'après Gautier, 1911).

2.5.2.2 Littoral de l’oued Cheliff

La côte où se trouve le delta de l’oued Cheliff est délimitée au Sud par un littoral rocheux à la sortie de la ville de Mostaganem, et au Nord par des pointements de rochers, délimitant des plages de poche (Fig. II.43). Ces limites structurales ne présentent pas de véritable cap, aussi leur capacité à bloquer le transit littoral demeure inconnue. Les grandes dunes qui occupent la partie Sud de la plage sont orientées Sud-Sud-Ouest/Nord-Nord-Est, conformément au vent dominant de ce secteur. La partie arrière du delta de l’oued n’est occupée que par des cultures, mais une usine a été construite au Sud du delta à environ 200 m du rivage, sur la plage. Cette dernière ne touchant pas directement la ligne de côte, le transit sédimentaire ne doit pas être impacté.

Selon les données de houles issues de *The Medatlas Group (2004)*, (Fig. II.44), les houles dominantes arrivent par le Nord-Est ce qui devrait induire un transit sédimentaire depuis l’Est vers l’Ouest.

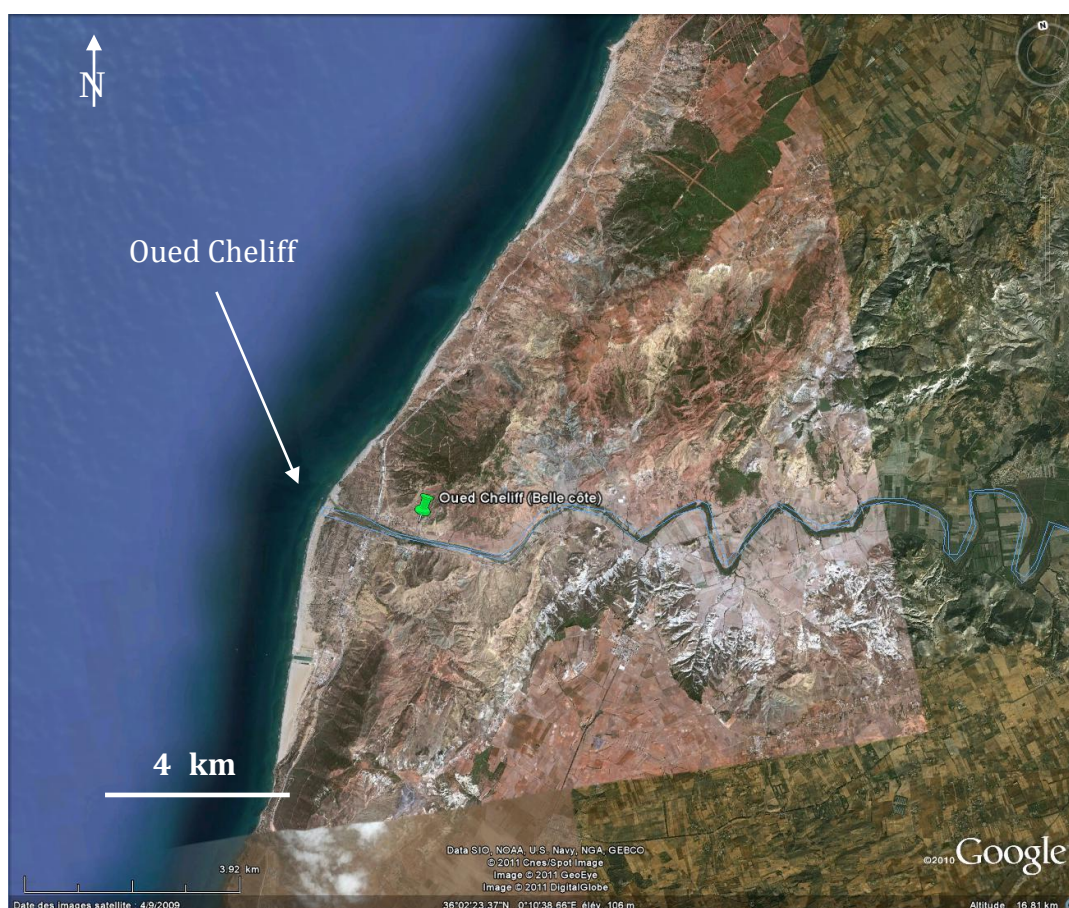


Figure II.43 : Embouchure de l’oued Chélif (d’après Google Earth, modifié).

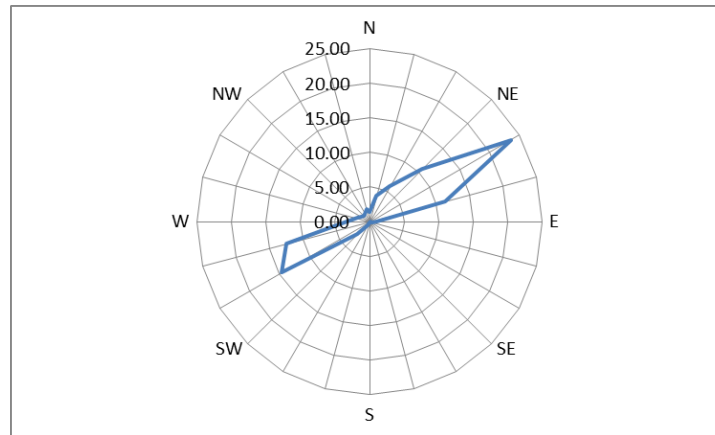


Figure II.44 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Cheliff (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.5.3 Oued Isser et sa baie

2.5.3.1 Bassin versant de l'oued Isser

Le bassin versant, de forme allongée selon un axe Sud-Ouest Nord-Est (Fig. II.45), occupe une superficie de 4158 km² en zone montagneuse avec une altitude moyenne de 750 m pour une altitude maximale de 1810 m. Les pentes sont nettement différenciées entre le Sud et le Nord du bassin versant (Terfous et al., 2003), et la valeur moyenne de celles-ci est de 7,57 % (USGS-Base Hydro 1K). Les fortes crues d'hiver et de printemps provoquent une importante érosion dans ce bassin versant principalement formé par des roches tendres telles que des marnes et des argiles au Nord, alors que la partie Sud est constituée de calcaire jurassique fissuré (Terfous et al., 2003). Son couvert végétal est peu dense et ne représente que 20 % de sa superficie totale. Les 80 % restants de la superficie sont occupés par des cultures céréalières et fourragères (Larfi et Remini, 2006). Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 548 mm (<http://www.Climate.geog.udel.edu>). Le taux d'érosion peut aller jusqu'à 2000 t.km⁻².an⁻¹ (avec une pluviométrie de 800 mm sur l'année) (Larfi et Remini, 2006).

La longueur de cet oued est d'environ 80 km (Terfous et al., 2003) et son débit moyen à l'embouchure est de 20 m³.s⁻¹ (Bourouba, 2002). Le réseau hydrographique est de type arborescent et dense, et si les oueds sont facilement en crue lors de la période des pluies, leur inactivité est très marquée dès l'annonce de la période sèche (Larfi et Remini, 2006), typique du type pluvial.

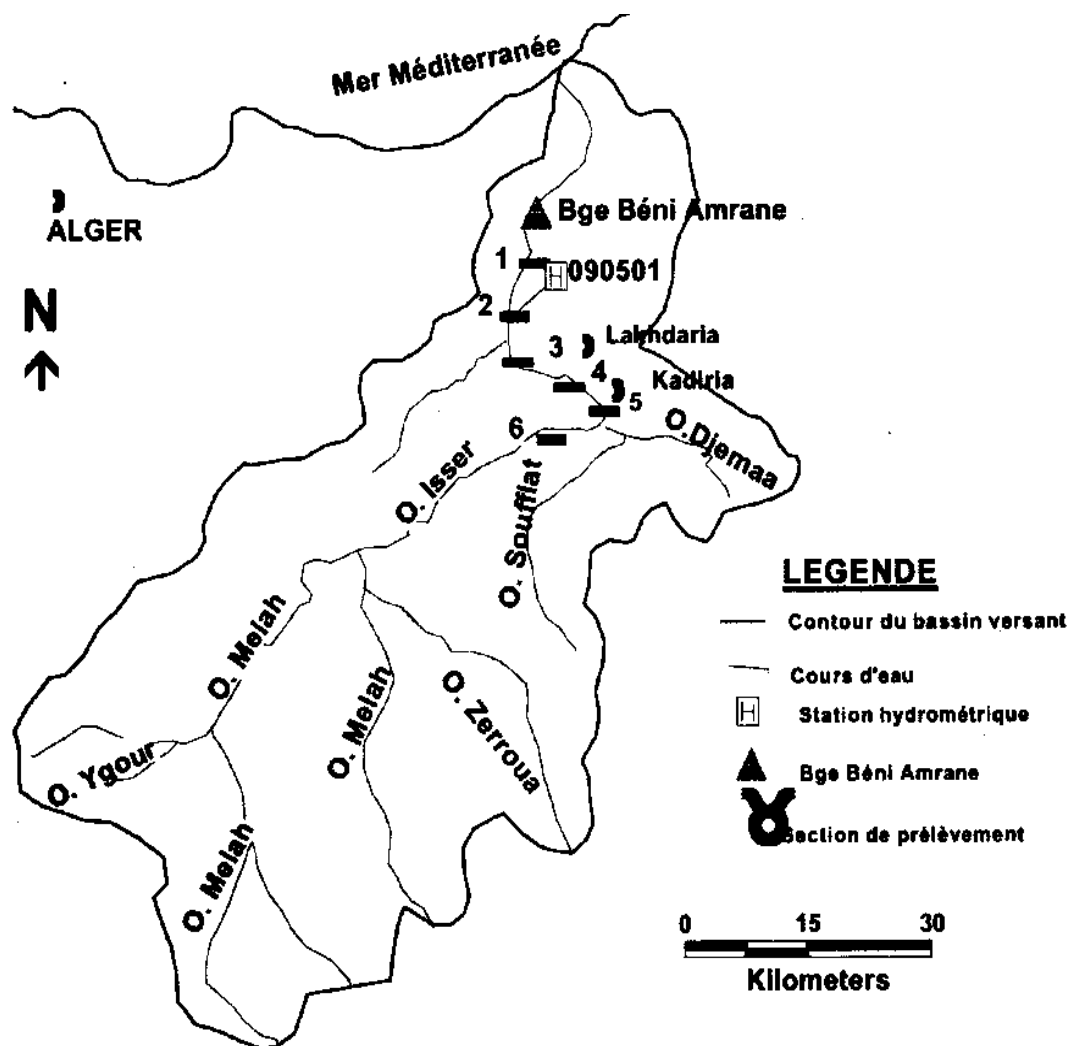


Figure II.45 : Bassin versant de l'oued Isser (d'après Larfi et Remini, 2006).

Le barrage de Béni Amrane, qui se trouve à 20 km de la côte, fait partie d'un ensemble devant fournir l'eau potable au « Grand Alger ». Il est fortement comblé par les sédiments transportés en suspension et par charriage (30 %) : depuis sa mise en eau en 1988 jusqu'en 1995, il avait accumulé 8,5 millions de m³ de sédiments, soit 54 % de sa capacité initiale. En 2000, les sédiments retenus représentaient 11 millions de m³ (Larfi et Remini, 2006). On peut donc une nouvelle fois considérer que les barrages construits au bas des bassins versants, relativement proches du rivage, bloquent la quasi-totalité des apports sédimentaires à la mer.

Country: Algeria
Station: Lakhdaria
River: Isser
Area: 4149 km²
Lat: 36.61
Lon: 3.58
Source: RivDIS
PointID: 727
Area Units: km²
Discharge Units: m³/sec
Starting Year: 1976
Ending Year: 1979
Total Years: 4
Total Usable Years: 3

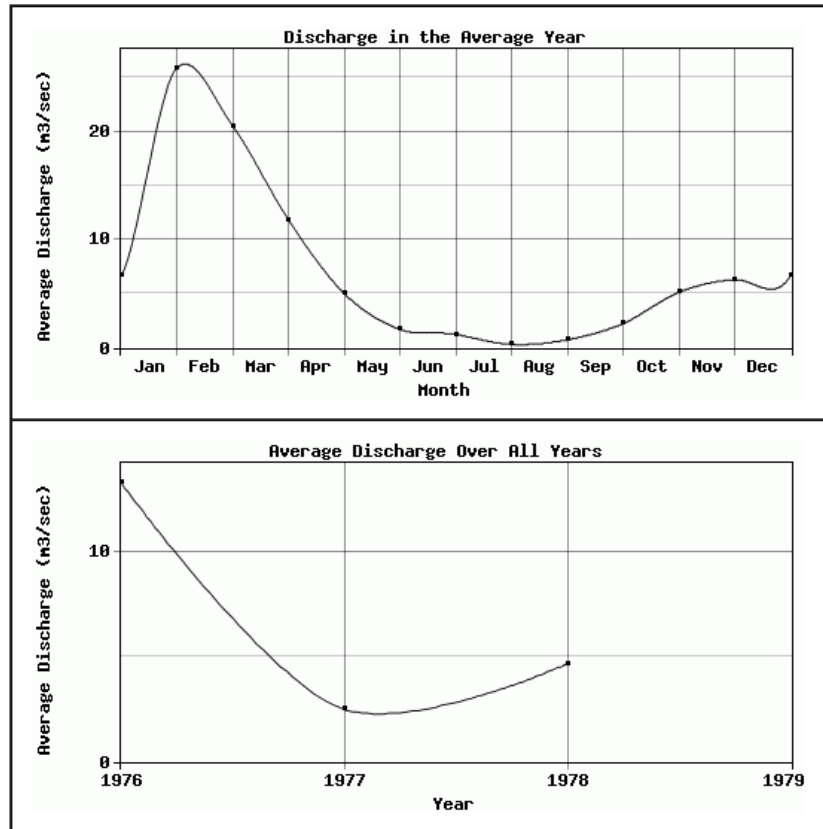


Figure II.46 : Données sur l'écoulement de l'oued Isser à la station Lakhdaria (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

2.5.3.2 Littoral de l'oued Isser

L'oued Isser se jette à la mer dans une baie ouverte de forme générale légèrement concave, délimitée à l'Ouest par le port de Zemmouri Bahar, et à l'Est par l'avancée rocheuse du Cap Djinet (*Fig. II.47*). L'embouchure de l'oued Isser montre les restes d'une forme deltaïque réduite. La baie présente une longueur de 16,1 km pour un encaissement (*Cf infra*) de 1,4 km. A 2,5 km à l'Est de l'embouchure de l'oued, il faut noter la construction de digues et de brise-lames à proximité d'une usine rejetant des effluents à la mer. Ces structures modifient probablement le fonctionnement naturel d'une portion de ce littoral. En dehors de cette installation portuaire, aucun ouvrage n'existe le long de ce littoral.

La direction des houles dominantes sur cette portion du littoral algérien est de secteur Nord-Est, comme le montre la *figure II.48*, ce qui laisse suggérer une dérive littorale dirigée vers l'Ouest mais une dérive littorale de direction opposée doit aussi opérer.

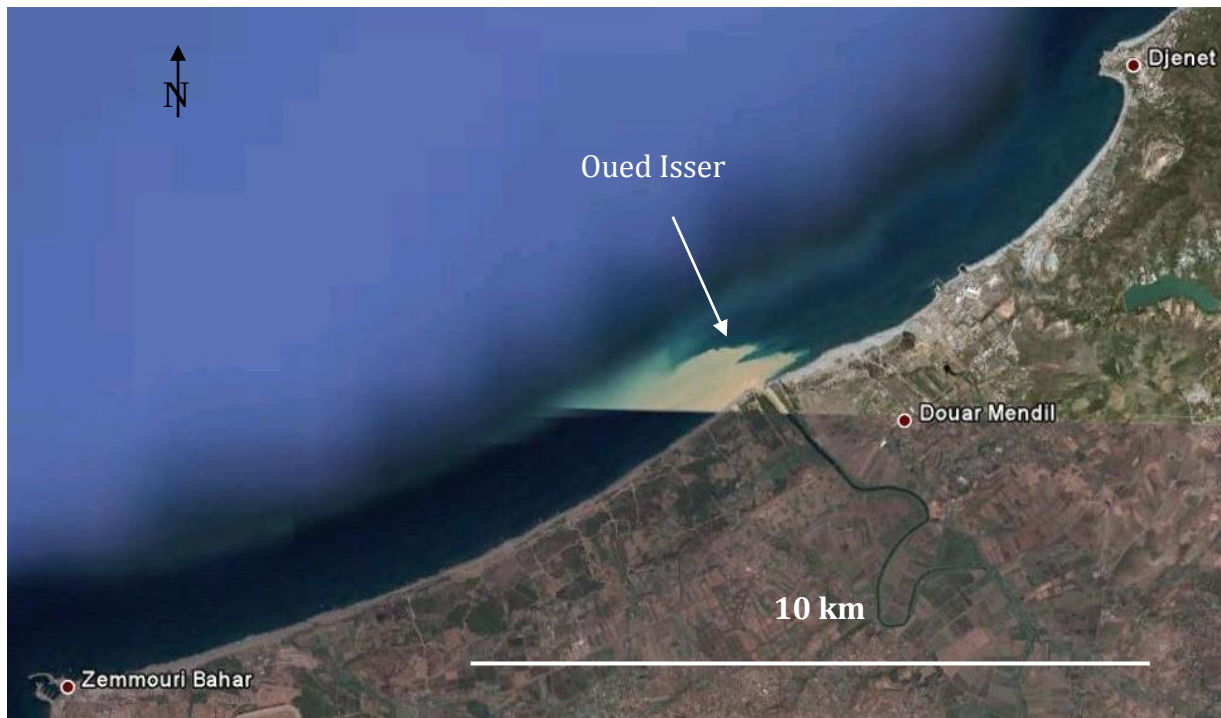


Figure II.47 : Embouchure de l'oued Isser (d'après Google Earth, modifié).

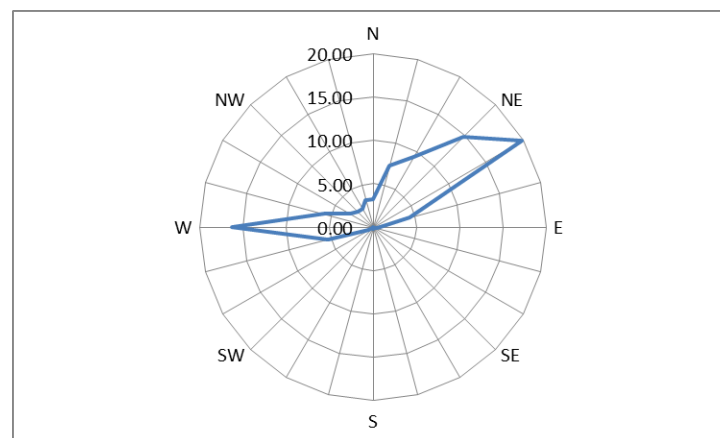


Figure II.48 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Isser (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.5.4 Oued Sebaou et sa baie

2.5.4.1 Bassin versant de l'oued Sebaou

Ce bassin versant, d'une superficie de 3888 km², est caractérisé par une forte pente moyenne (11,6 %) et s'étend dans un massif mi-cristallin (composé principalement de schistes, de micaschistes, de gneiss et de marbres) et mi-jurassique du Djurdjura, la dorsale Kabyle. Son altitude maximale se situe vers 900 m et sa précipitation annuelle moyenne est de 852 mm.

Egalement de type pluvial, l'oued Sebaou, qui est long de 120 km, reçoit les eaux du versant Nord du Djurdjura et de l'Akfadou (Chabou, 2015). Son débit moyen s'élève à $17 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et sa charge solide en suspension est estimée à $1,7 \text{ kg.m}^{-3}$ (Tixeront, 1960).

Les articles bibliographiques concernant l'oued Sebaou semblent inexistant, seules quelques informations parcellaires ont de ce fait pu être trouvées. On note tout de même la présence d'un barrage sur l'oued Sebaou, proche de son embouchure, à l'Ouest de Tizi Ouzou (barrage de Taksebt) dont les seules données que nous ayons pu trouver sont synthétisées dans la figure II.49.

Country: Algeria
 Station: Baghilia
 River: Sebaou
 Area: 2501 km^2
 Lat: 36.8
 Lon: 3.86
 Source: RivDIS
 PointID: 728
 Area Units: km^2
 Discharge Units: m^3/sec
 Starting Year: 1976
 Ending Year: 1979
 Total Years: 4
 Total Usable Years: 4

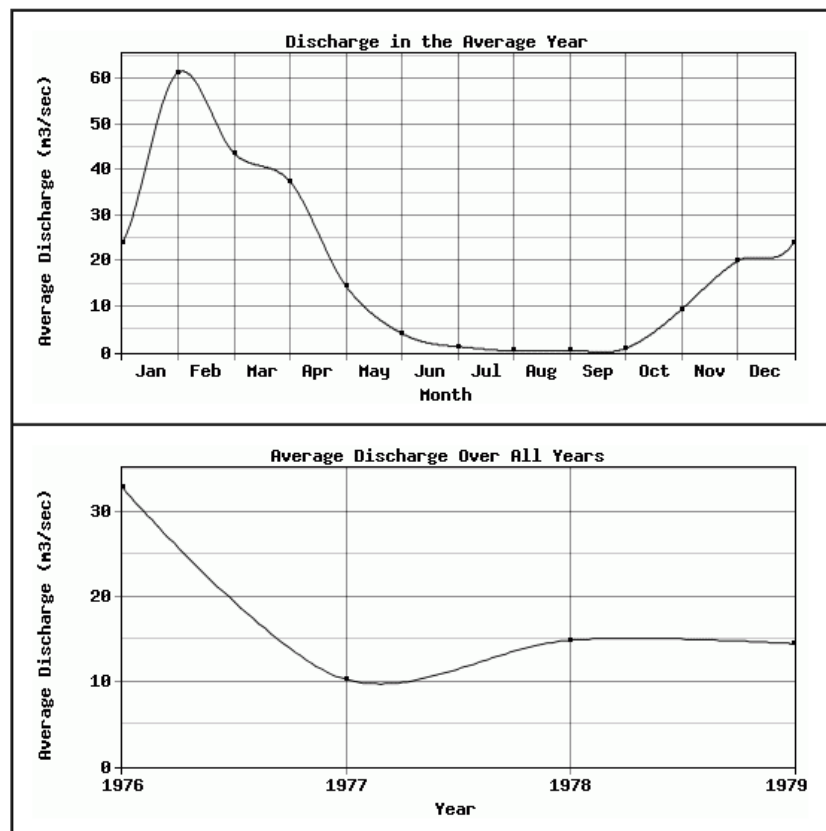


Figure II.49 : Données sur l'écoulement de l'oued Sebaou à la station Baghilia (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

2.5.4.2 Littoral de l'oued Sebaou

Cette région qui fait partie de la Grande Kabylie, est située à une centaine de kilomètres à l'Est d'Alger. La côte est globalement rectiligne dans sa partie Est, et légèrement convexe en allant vers l'Ouest (Fig. II.50). Délimitée par le Cap Djinet à l'Ouest et le coude amorçant la partie saillante du Cap Bengut à l'Est, cette zone est donc adjacente à celle de l'oued Isser.

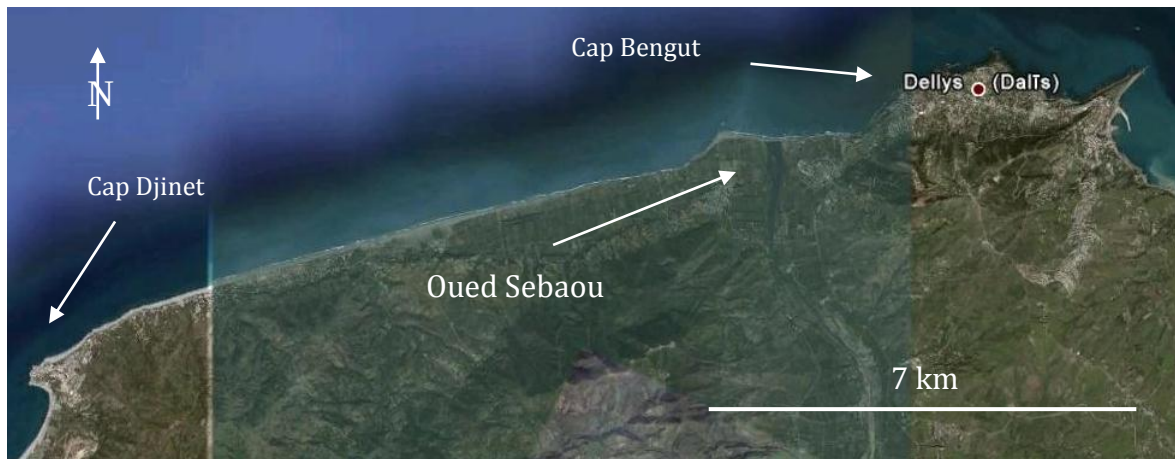


Figure II.50 : Littoral de l'oued Sebaou (d'après Google Earth, modifié).

Quelques dizaines de mètres avant l'embouchure, l'oued Sebaou est un fleuve encore assez large, mais hors période de crue, une flèche sédimentaire de quelques centaines de mètres vient obstruer son exutoire. Ces deux éléments montrent que lors des crues, le débit maximal de cet oued peut être décuplé, et qu'en période d'étiage, une dérive littorale d'Est en Ouest vient obstruer presque totalement l'embouchure. Il n'y a pas d'ouvrages pouvant gêner la dérive littorale construit à proximité de l'oued Sebaou. La morphologie actuelle montre une embouchure régularisée mais on devine une forme deltaïque récente.

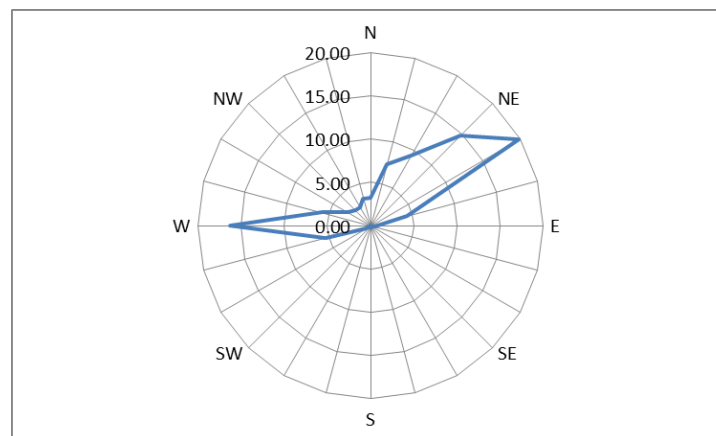


Figure II.51 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Sebaou (d'après The Medatlas Group, 2004).

Tout comme pour l'oued Isser qui est attenante à celui-là, les houles dominantes proviennent du secteur Nord-Est (Fig. II.51) ce qui pourrait induire une dérive littorale de même direction.

2.5.5 Oueds Soummam et Agrioun, baie de Bejaia

2.5.5.1 Bassin versant des oueds Soummam et Agrioun

L'oued Soummam, situé dans la baie de Bejaia, draine un bassin versant qui s'étend sur 9121 km² tandis que l'oued Agrioun coule dans un bassin versant beaucoup moins étendu de 652 km². Les reliefs sont présents à moins de 2 km au Sud du rivage, et l'Agrioun s'encaisse rapidement dans le massif des Babors dont les sommets s'élèvent à plus de 2000 m d'altitude. Les pentes moyennes de ces deux bassins versants sont fortes pour la Soummam (7,84 %), à très fortes pour l'Agrioun (13,52 %). Avec des précipitations annuelles de l'ordre de 490 mm, le bassin versant de la Soummam est moins arrosé que la moyenne maghrébine, alors qu'avec 974 mm, celui de l'Agrioun l'est davantage (moyenne pour le Maghreb : 628 mm).

L'oued Soummam, long de 200 km, a un débit moyen de 25 m³.s⁻¹ tandis que l'oued Agrioun, qui coule sur 80 km, connaît un débit légèrement inférieur, avec 20,58 m³.s⁻¹. La quantité de sédiments transportée en suspension par cet oued varie selon les auteurs : 7200 t.km⁻².an⁻¹ pour *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, alors que *Boudjemline et al., (1993)* avancent le chiffre de 5000 t.km⁻².an⁻¹.

Un barrage antérieur à 2004 est érigé sur la Soummam : Ain Zada, dont le taux d'envasement est très élevé (2,5.10⁶ m³.an⁻¹). A environ 18 km au Sud de l'embouchure de l'oued Agrioun, le barrage de Kherrata (ou Kharrata selon les sources), dont le lac de retenue est particulièrement visible sur les images satellites, a été construit en 1945. Son taux de rétention est de 1,47.10⁶.m³.an⁻¹, ce qui, sans être extrême, est loin d'être négligeable.

2.5.5.2 Littoral des oueds Soummam et Agrioun, baie de Bejaia

Ces oueds débouchent en fond de baie en Petite Kabylie, dans la partie occidentale de la baie de Bejaia pour la Soummam et dans la partie orientale pour l'Agrioun. Un petit cap rocheux, le Cap Aokas, situé entre les deux oueds, forme sans doute une limite semi-perméable au transit littoral. La baie est limitée à l'Ouest par le port de Bejaia alors qu'à l'Est, elle est bornée par des falaises rocheuses (*Fig. II.52*). L'ensemble de la baie de Bejaia a une longueur supérieure à 27 km.

La densité du bâti est très élevée autour de Bejaia, dans la partie occidentale de la baie, puis elle décroît jusqu'à Tichy, zone de falaises (*Ayadi et al., 2015*), où l'arrière-plage est occupée par de nombreuses maisons individuelles et bâtiments, mais aucun port ni ouvrage pouvant entraver la dérive littorale n'est présent dans ce secteur de la baie. Entre Tichy et Lamaadhane, la plage devient inexistante et le bord de mer est occupé par la route. Plus à l'Est, l'embouchure de l'oued Agrioun montre sur certaines images satellites une flèche littorale longue de 300 m environ, et qui s'étire d'Est en Ouest.



Figure II.52 : Côte et embouchure des oueds Soummam et Agrioun (d'après Google Earth, modifié).

La figure ci-dessous (Fig. II.53) issue des données fournies par *The Medatlas Group (2004)*, indique que les houles dominantes pour la baie de Bejaia ont 3 composantes principales : une première de secteur Ouest, une seconde de secteur Nord-Nord-Ouest, et la dernière, de secteur Est. Compte tenu de l'orientation et la forme de la baie de Bejaia, on peut présumer que la houle de secteur Ouest ne pourra pas atteindre directement la baie, ou alors en étant fortement réfractée et diffractée. La situation est quasiment identique pour la houle arrivant par l'Est. Seule la composante Nord-Nord-Ouest pourra atteindre directement ce littoral ce qui devrait favoriser les transferts perpendiculaires au rivage.

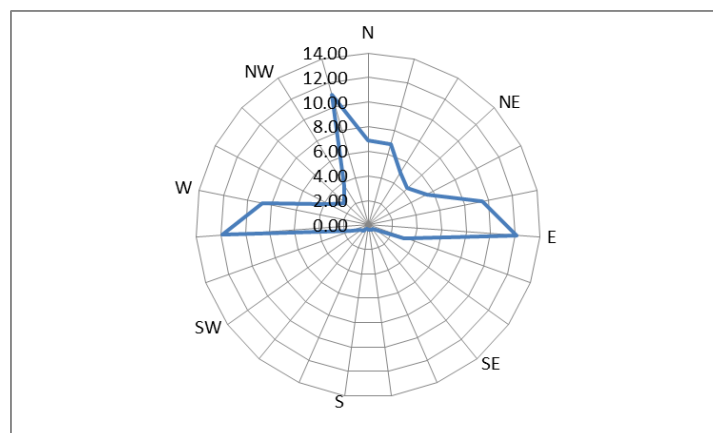


Figure II.53 : Rose des houles (%) du littoral des oueds Soummam et Agrioun (d'après *The Medatlas Group, 2004*).

2.5.6 Oueds Nil et El Kebir / Rhumel, baie de Djidjelli

2.5.6.1 Bassin versant des oueds Nil et El Kebir / Rhumel

Situé un peu plus à l'Est, mais dans le prolongement de la baie de Bejaia, le bassin versant de l'oued Nil montre une taille modeste de seulement 268 km², tandis que celui de l'oued El Kebir/Rhumel s'étend sur 8813 km² (Fig. II.54). Les altitudes maximales et moyennes des deux bassins versants sont de 1490 m et 800 m. La lithologie est constituée de calcaire dans la partie Sud de Constantine, d'argile de Constantine à Mila, de grès dans la dorsale Kabyle ainsi que de granite et de roches cristallophylliennes en Petite Kabylie (Mebarki et Thomas, 1988). Les précipitations annuelles s'élèvent à 703 mm pour une température moyenne de l'ordre de 15 °C (Mebarki et Thomas, 1988).

L'oued El Kebir, dont la source est située vers 1200 m d'altitude, est long de 200 km. Son débit moyen à l'embouchure est de 27,30 m³.s⁻¹ (Mebarki et Thomas, 1988). La pente du talweg montre plusieurs inflexions, les deux principales se produisant vers 900 m et 500 m d'altitude.

Le barrage du Beni Harroun situé à 41 km du littoral fut mis en exploitation en 2007. D'une capacité de 960 millions de m³, c'est le plus grand barrage d'Algérie. L'oued Nil est quant à lui beaucoup trop petit pour recevoir un barrage.

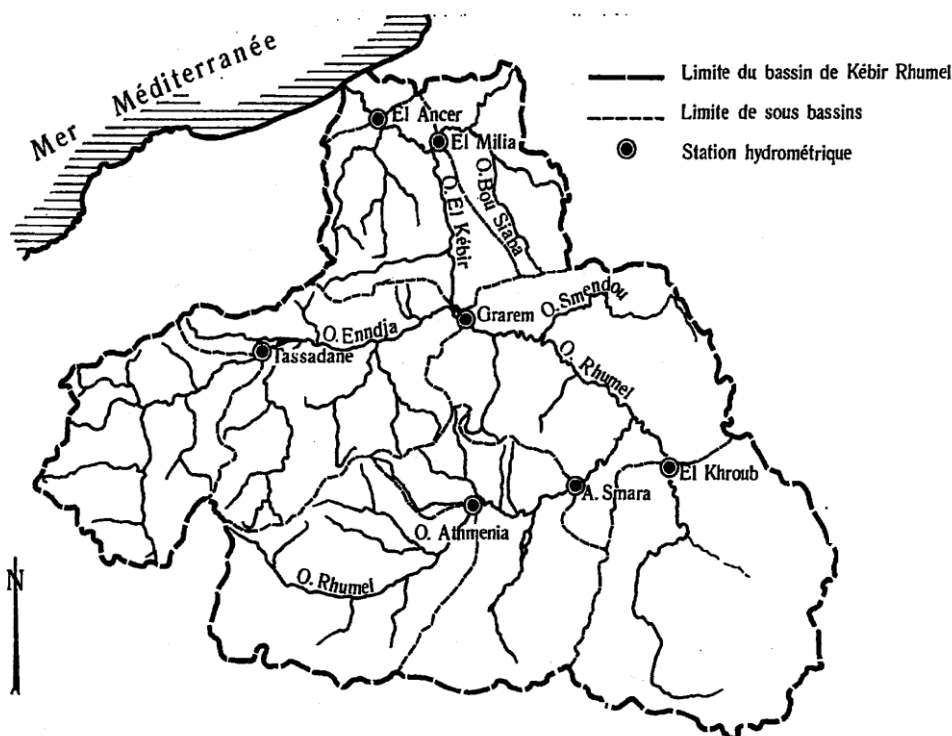


Figure II.54 : Bassin versant et réseau hydrographique de l'oued El Kebir-Rhumel (d'après Merbaki et Thomas, 1988).

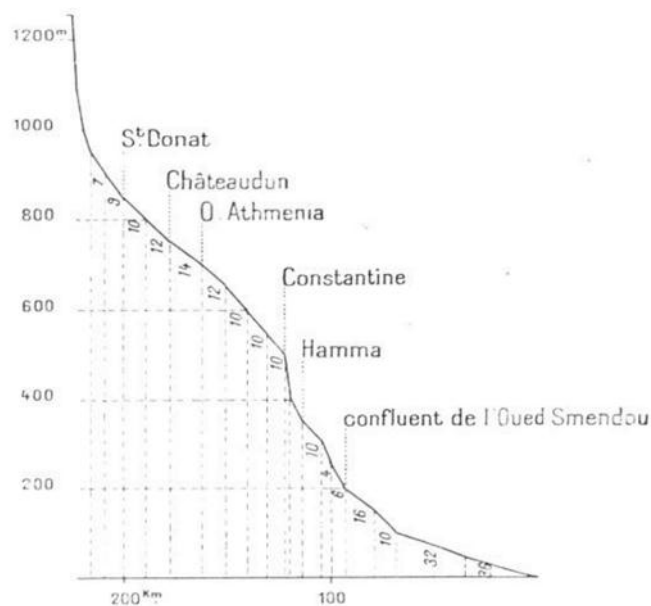


FIG. 4. — Profil en long du Rummel.

Figure II.55 : Profil en long de l'El Kebir-Rhumel (d'après Gautier, 1911).

Country: Algeria
 Station: OuedAthmania
 River: Rhumel
 Area: 1220 km²
 Lat: 36.23
 Lon: 6.29
 Source: RivDIS
 PointID: 730
 Area Units: km²
 Discharge Units: m³/sec
 Starting Year: 1976
 Ending Year: 1978
 Total Years: 3
 Total Usable Years: 2

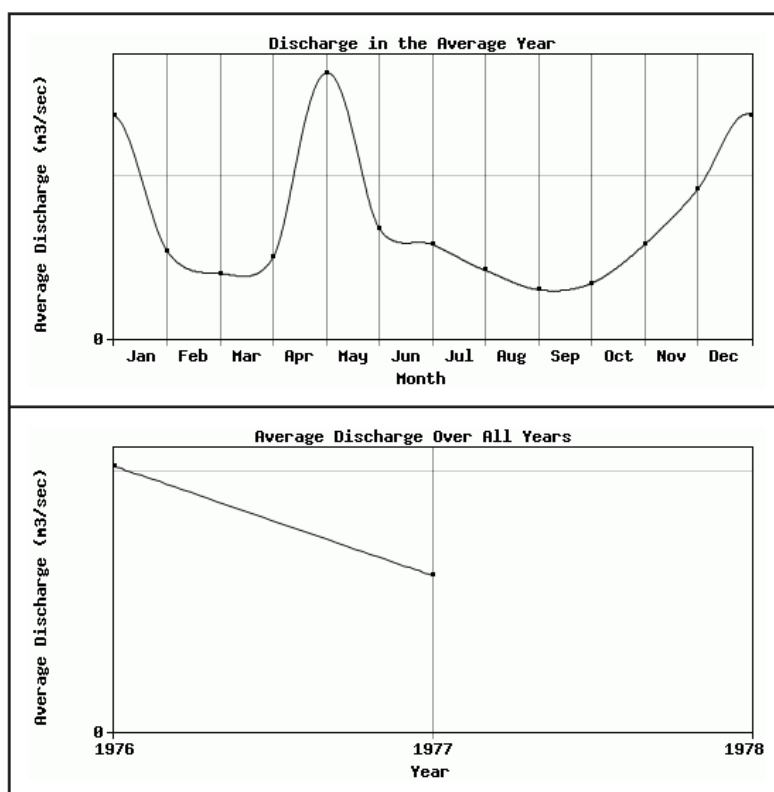


Figure II.56 : Données sur l'écoulement de l'oued Kebir-Rhumel pris à la station Oued Athmania (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

2.5.6.2 Littoral des oueds Nil et El Kebir / Rhumel, baie de Djidjelli

Le site de cet oued, situé au fond d'une baie longue de 34 km, est limité à l'Est par les rochers de Beni Belaid et à l'Ouest par la ville de Djidjelli. Un ensemble portuaire assez récent, le Port Djen-Djen, mis en service en 1993, s'avance dans la mer et modifie aussi très certainement les transferts longitudinaux de cette plage (*Fig. II.57*) qui est globalement rectiligne dans sa partie centrale et de forme légèrement convexe à l'embouchure de l'oued El Kebir. Les rochers de Beni Belaid, sur la bordure Ouest marquent probablement une limite de cellule littorale.

Le sable issu des dunes situées à l'extrême Est de cette baie est actuellement exploité comme matériaux de construction (*Bouzenoune et Remoun, 2008*).

La Figure ci-dessous (*Fig. II.58*) nous montre que la composante principale de la houle arrivant au large de cette baie est de secteur Nord-Nord-Ouest, plutôt frontale par rapport au trait de côte, elle pourrait induire un transit vers l'Est.

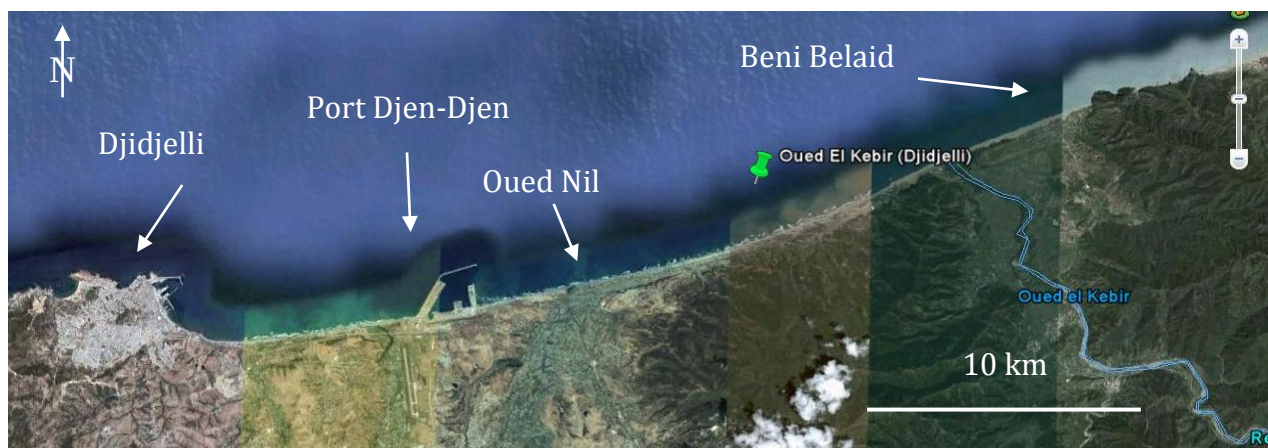


Figure II.57 : Côte et embouchure des oueds Nil et El Kebir / Rhumel (d'après Google Earth, modifié).

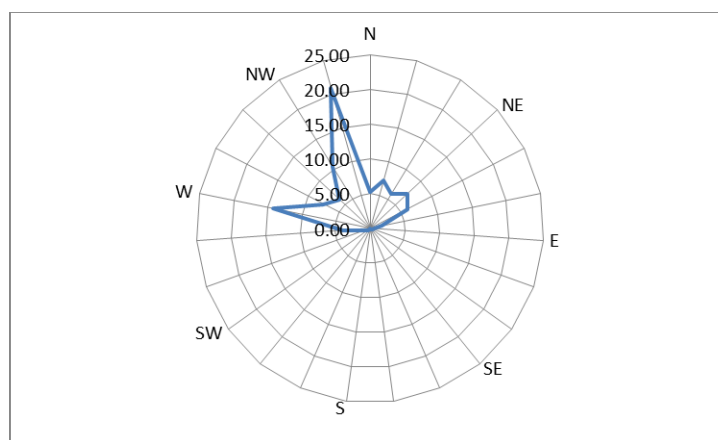


Figure II.58 : Rose des houles (%) de la baie de Djidjelli, littoral des oueds Nil et El Kebir - Rhumel (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.5.7 Oueds Seybouse et Bou Alalah, Baie d'Annaba

2.5.7.1 Bassin versant des oueds Seybouse et Bou Alalah

Le bassin versant de l'oued Seybouse a une superficie de 6476 km² et une altitude maximale de 1200 m, contre 2847 km² et une altitude identique pour celui de l'oued Bou Alalah (Fig. II.59). Pour ces deux oueds, la lithologie est principalement constituée d'argiles et de marnes. La végétation est bien présente au Sud avec de nombreuses forêts (chêne-liège, olivier, maquis) alors que le Nord est occupé par des cultures (vigne, céréales, culture maraîchère ...) (Zouini, 1997). Les précipitations moyennes annuelles pour le bassin versant de l'oued Bou Alalah s'élèvent à 830 mm (Zouini, 1997), mais celles de l'oued Seybouse sont nettement inférieures avec 571 mm (<http://www.climate.geog.udel.edu>).

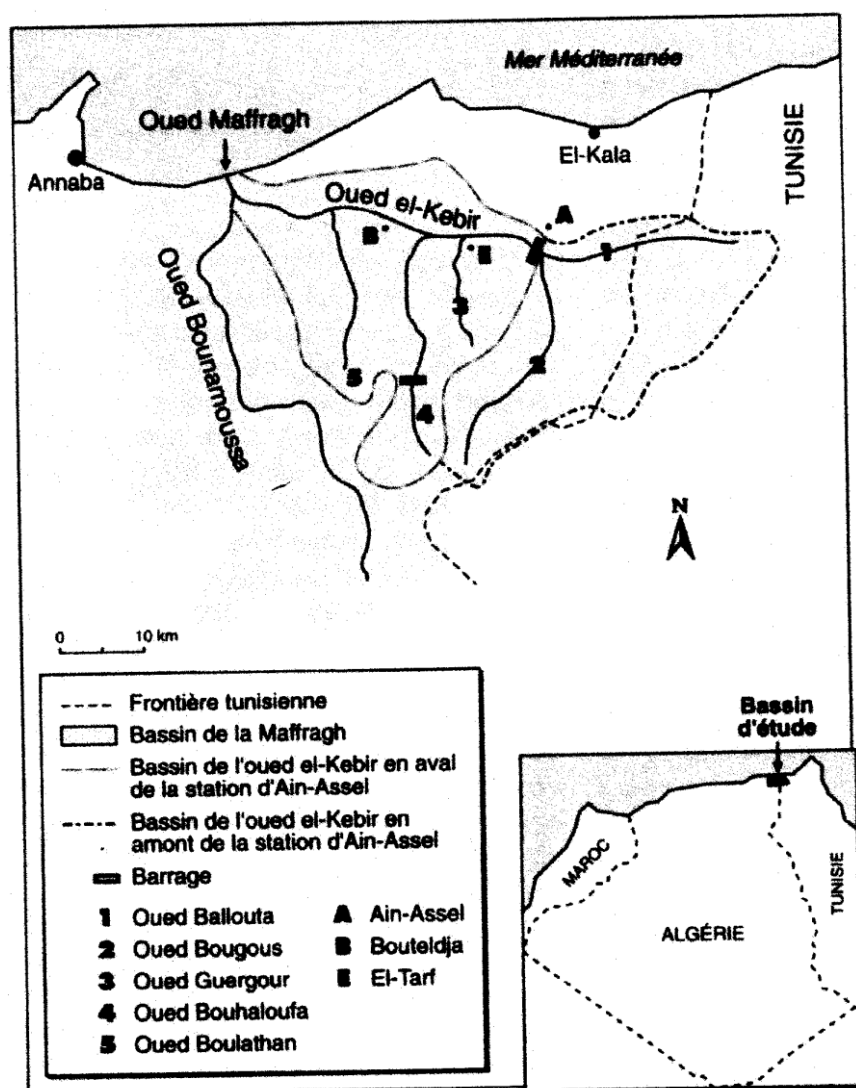


Figure II.59 : Bassin versant de l'oued Bou Alalah (ou « El Kebir Est ») (d'après Zouini, 1997).

Prenant naissance vers 1100 m d'altitude, l'oued Seybouse, long de 160 km, présente un profil en long marqué de quatre ruptures de pentes situées respectivement vers 850 m, 550 m, 300 m et 50 m d'altitude. Son débit annuel moyen avoisine $11,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Le débit moyen de l'oued Bou Alalah est de $9,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La chenalisation du cours inférieur (marais de la Mekhada) jusqu'à l'embouchure est ancienne puisque l'on peut y distinguer des digues sur la carte topographique de 1902.

L'eau de l'oued Seybouse est retenue par le barrage Bouhamdane. Situé dans le massif El Taf, le barrage Chaffia, distant de 27 km de l'embouchure de l'oued Bou Alalah, est caractérisé par un faible taux de comblement. Il a été en exploitation de 1965 à 1986 (*Remini, 2000 et 2004*), sa capacité étant alors de 165 millions de m^3 .

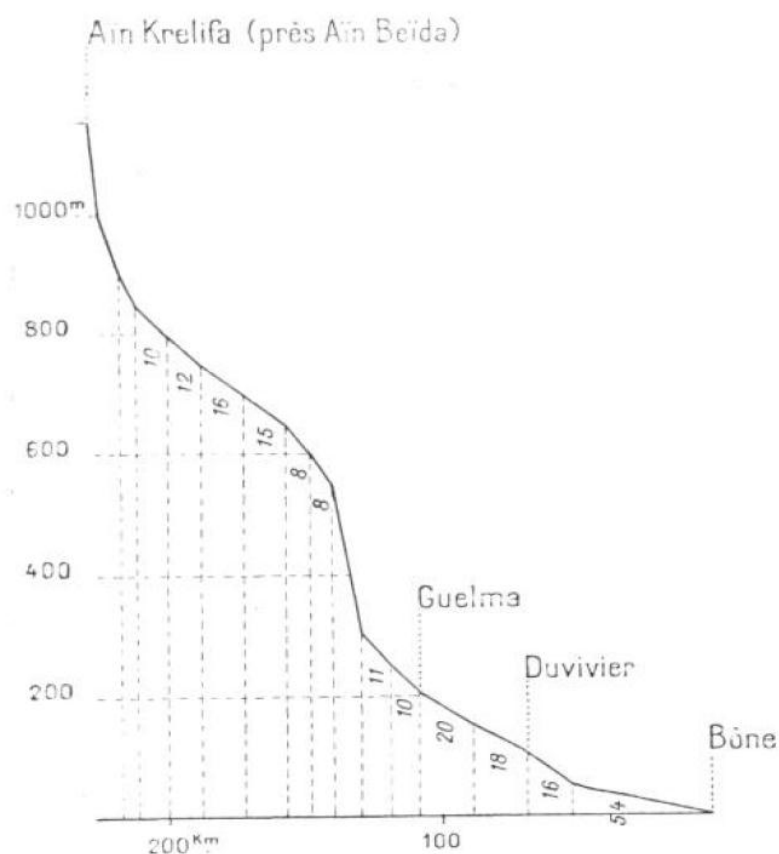


FIG. 3. — Profil en long de la Seybouse.

Figure II.60 : Profil en long du Seybouse (d'après Gautier, 1911).

Ce barrage a ensuite été rénové de 2003 à 2007. Les autres barrages existant dans ce bassin versant sont les retenues de Mexanna et de Bouhaloufa (*Zouini, 1997*). Le taux d'envasement de Bouhaloufa s'élève à $0,16 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$

2.5.7.2 Littoral des oueds Seybouse et Bou Alalah, baie d'Annaba

La baie d'Annaba, du nom de la ville anciennement nommée « Bône », où se trouvent les embouchures des oueds Seybouse et Bou Alalah (aussi Oued El Kebir Est selon les

sources) est longue de 42 km pour un encaissement de 6,9 km. C'est donc la baie la plus étendue et la plus creusée de cette sélection algérienne, et bien que sa forme soit dissymétrique en s'ouvrant vers l'Est, l'oued Seybouse débouche à la sortie Sud-Est de la ville alors que l'oued Bou Alalah se jette à la mer vers le centre de la baie (*Fig. II.61*). Seule la partie concave située à l'Ouest de cette baie est aménagée, la partie Est, rectiligne entre les oueds Seybouse et Bou Alalah, est constituée d'une longue plage sableuse et de dunes végétalisées situées en arrière de la plage.

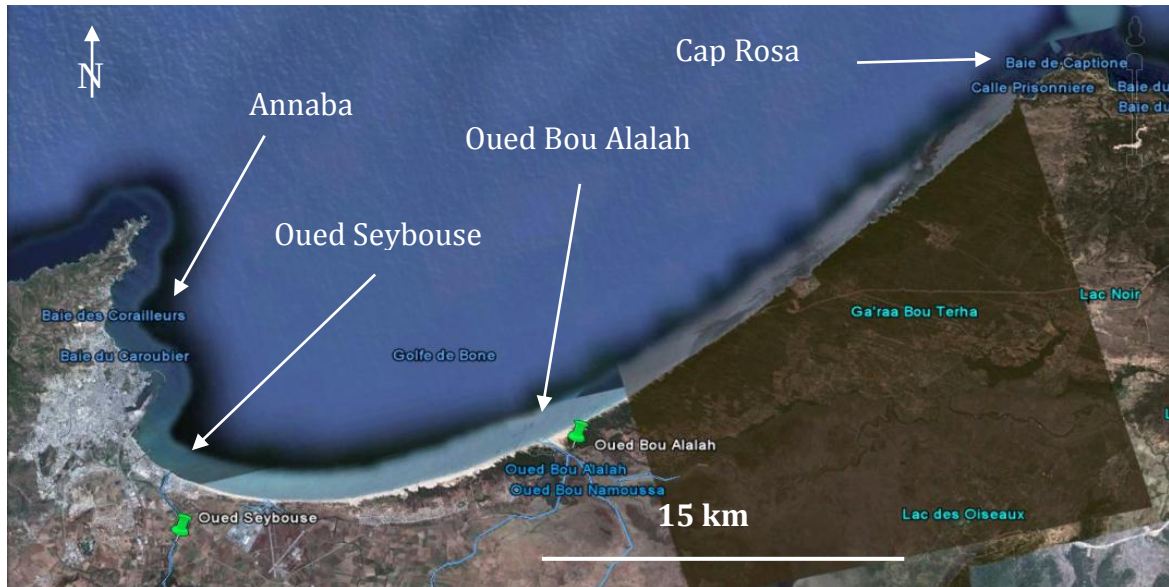


Figure II.61 : Côte et embouchure de l'oued Bou Alalah (El Kebir Est) (d'après Google Earth, modifié).

Plusieurs ouvrages tels que des épis, s'avancent de la plage dans la mer dans la partie occidentale de la baie, jusqu'à la hauteur de l'aéroport. De l'aéroport à l'embouchure de l'oued Bou Alalah, la densité du bâti diminue pour devenir nulle dans la partie orientale de la baie, si ce n'est une usine construite sur le littoral mais déjà dans la partie rocheuse de cette côte. Dans cette dernière partie, la largeur de la plage s'amenuise en allant vers l'Est.

Pour la baie d'Annaba, la composante principale des houles arrivant du large est de secteur Nord-Nord-Ouest (*Fig. II.62*), tout comme celle de la baie de Djidjelli ce qui devrait induire un transit littoral dirigé vers l'Est mais une dérive bidirectionnelle est aussi à envisager compte tenu des houles quasi frontales par rapport au rivage.

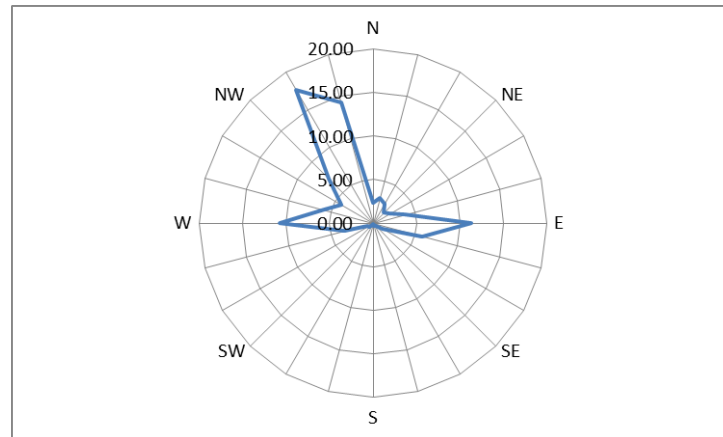


Figure II.62 : Rose des houles (%) de la baie d'Annaba, littoral des oueds Seybouse et Bou Alalah (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.6 Sites tunisiens

Pays le plus oriental de cette partie du Maghreb, la Tunisie, qui est également le plus petit état maghrébin, voit son littoral s'ouvrir vers le Nord dans sa partie occidentale, et vers l'Est dans sa partie orientale. Sa côte est principalement orientée Nord-Sud, jusqu'à la frontière avec la Libye. Les reliefs tunisiens sont moins élevés que ceux du Maroc et de l'Algérie, avec une altitude maximale de l'ordre de 1500 m. La dorsale tunisienne est du reste associée à l'existence de trois zones climatiques bien marquées. La première, au Nord, est de type méditerranéen, la deuxième, au centre, de type semi-aride, et la troisième, au Sud, de type désertique chaud (*Wikipédia*).

Des trois oueds tunisiens retenus (*Fig. II.63*), El Kebir et El Zouara à l'Ouest, qui débouchent dans la baie de Tabarka, et Medjerda à l'Est, qui débouche dans la baie de Tunis, seul ce dernier possède un écoulement pérenne tout au long de l'année.

Les caractéristiques physiques de ces bassins versants et les références bibliographiques sont regroupées dans le *Tableau II.6*.



Figure II.63 : Les embouchures des oueds tunisiens étudiées (d'après Google Earth, modifié).

BV / Oued	Sup. (km ²)	Alt. Max. (m)	Pente (%)	Indice Lithologie	Indice Végétation	Préc. (mm)	Débit (m ³ .s ⁻¹)	T (°C)
EL KEBIR	165	850	3,22	15,5	1,6	1048	0,019	16
EL ZOUARA	315	600	3,22	15,5	1,6	1048	0,074	16
MEDJERDA	23500	1470	1,51	7,9	1,3	400	29	16

Tableau II. 6 : Caractéristiques des BV / oueds (d'après Mizouri et Berbery (1986) ; USGS-Hydro 1k ; Frigui et Touzi (1994) ; Spiess (2002) ; Dimanche (1971) ; Added et al., (2003) ; Vanclooster et al., (2009) ; Claude et al., (1977)).

2.6.1 Rétention sédimentaire par les barrages tunisiens

La Tunisie possédait 26 barrages en service en 2003 (*Abid, 2003*), et on estime qu'en 2030, le volume total perdu à cause de l'envasement des barrages en service pourrait atteindre 1142 millions de m³, ce qui représenterait environ 43 % de la capacité de stockage totale (*Ben Mammou et Louati, 2007*).

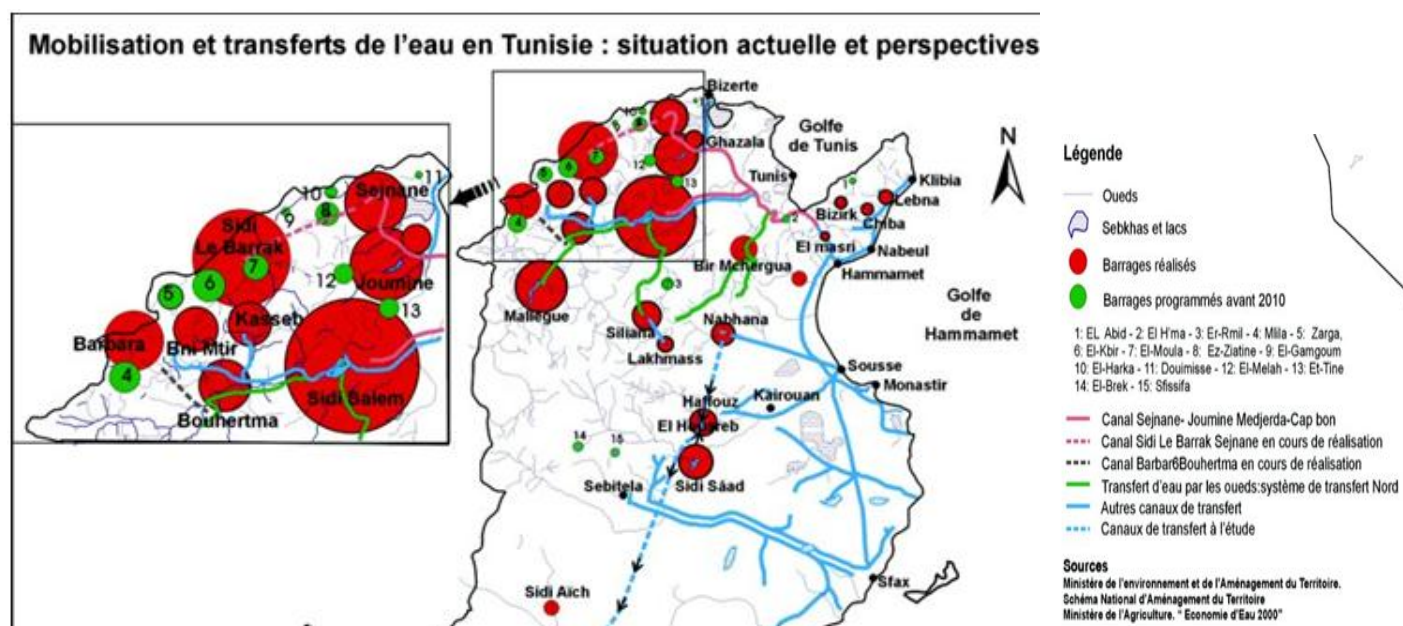


Figure II.64 : Localisation des barrages du Nord de la Tunisie (d'après Ministère de l'Environnement et de l'Aménagement du Territoire, Ministère de l'Agriculture).

L'envasement moyen calculé par barrage serait de 3,2 millions de m³ par an, soit environ 5 millions de tonnes par an, ce qui représente environ 13 millions de m³ par an pour l'ensemble des barrages de cette étude. Ici, c'est la retenue El Kebir située sur l'oued El Kebir qui présente l'envasement le plus faible, avec 0,2 million de m³ de sédiments retenus par an (*Tab. II.7*). Bien que situé à proximité du barrage El Kebir, le barrage Sidi El Barrak construit sur l'oued El Zouara, retient quant à lui 7,8 millions de m³ par an. En d'autres termes, des barrages construits approximativement à des distances de la mer et des altitudes comparables peuvent connaître un volume de sédimentation très différent (ratio de 39 entre ces deux ouvrages pour la même baie). L'envasement total des barrages étudiés sur la période est évalué à 190 millions de m³, soit 303 millions de tonnes.

Oued	Nom Barrage	Envasement (10 ⁶ m ³ .an ⁻¹)	Mise en service	Qte Sed. retenue (10 ⁶ t.an ⁻¹)	Période (an)	Déficit Sed. embouch. (10 ⁶ t)
EL KEBIR	EL KEBIR	0,2	2002	0,32	2	0,64
EL ZOUARA	Sidi El Barrak	7,8	1999	12,40	5	62
MEDJERDA	Sidi Salem	4,7	1981	7,47	23	171,88
	M'Cherga	0,39	1972	0,62	32	19,84

Tableau II. 7 : Caractéristiques des barrages tunisiens étudiés (d'après Daoud et al., 2009 ; Dosseur et al., (1984) ; Ayadi et Bargaoui (1998) ; Mammou et Louati (2007) ; Halouani et al., (2007)).

2.6.2 Oueds El Kebir et El Zouara et la baie de Tabarka

2.6.2.1 Bassin versant de l'oued El Kebir

Le bassin versant de l'oued El Kebir est situé dans la partie Ouest de la Tunisie, au niveau de la baie de Tabarka–Bouterfess. Sa superficie de 165 km² la classe parmi les plus petits bassins versants de cette étude, tout comme son voisin qui abrite l'oued El Zouara. Si l'altitude maximale des monts qui l'entourent (850 m) n'est pas très élevée comparativement à ceux rencontrés en Algérie et au Maroc, la pluviométrie moyenne est, elle, très importante : 1048 mm.an⁻¹. Assez logiquement, vu ce type de relief, les pentes sont parmi les plus faibles avec 3,22 %. La géologie de ce bassin versant se compose principalement de flysch, de calcaires et de marnes (Mizouri et Barbery, 1986). Contrairement à ce que signifie son nom (« Le Grand »), l'oued El Kebir ne s'écoule que sur 25 km environ, et avec 0,019 m³.s⁻¹, son débit annuel moyen est dérisoire comparativement aux autres oueds que nous étudions. Depuis 2002, un barrage portant le même nom que l'oued est tout de même implanté sur son cours, ce qui réduit encore son écoulement.

2.6.2.2 Bassin versant de l'oued El Zouara

Débouchant à l'Est de la Baie de Tabarka, le bassin versant de l'oued El Zouara possède une superficie de 315 km², les autres caractéristiques (géologie, pentes moyennes, ...) étant identiques à celle de son voisin immédiat situé plus à l'Ouest.

D'une longueur totale de 45 km pour un débit annuel moyen de 0,074 m³.s⁻¹, cet oued est coupé par le barrage Sidi El Barrak qui, bien que récent (1999), possède un taux d'envasement important de 7,8 millions de m³.an⁻¹. Outre les éléments naturels de toute cette région propices à une érosion importante, l'emplacement choisi pour élever cette construction, à moins de 2 km de l'embouchure de l'oued, semble être déterminant dans ce taux d'envasement record, d'autant qu'il s'agit d'un ouvrage moderne pour lequel

nous aurions supposé que l'expérience des envasements rapides des barrages tunisiens aurait pu être tirée.

2.6.2.3 Littoral des oueds El Kebir et El Zouara, baie de Tabarka

Baie de forme concave dans sa partie Ouest, puis rectiligne qui s'ouvre sur le Nord-Ouest dans sa partie Est, ce littoral est principalement anthropisé au niveau de la ville de Tabarka et du secteur « El Corniche ». Le quartier « El Morgène », moins densifié, se compose de lotissements et de maisons individuelles bâties dans la partie arrière de la plage. Aucun ouvrage pouvant entraver la dérive littorale n'est construit à l'Est de l'Oued El Kebir, et le secteur entre El Morgène et le Cap de Borj-Arifi laisse apparaître une alternance de petites plages sableuses et de rochers qui s'avancent jusque dans la mer à faible profondeur. Les plages sont assez larges et constituées de sables alors que des dunes fixées se développent plus au Sud de ce secteur. A l'Est du Cap de Borj-Arifi, le littoral, toujours rectiligne et sans empreinte anthropique de l'aéroport de Tabarka jusqu'au barrage de Sidi El Barrak, est constitué d'une longue plage de sable bordée de dunes végétalisées fixées par un réseau de ganivelles.

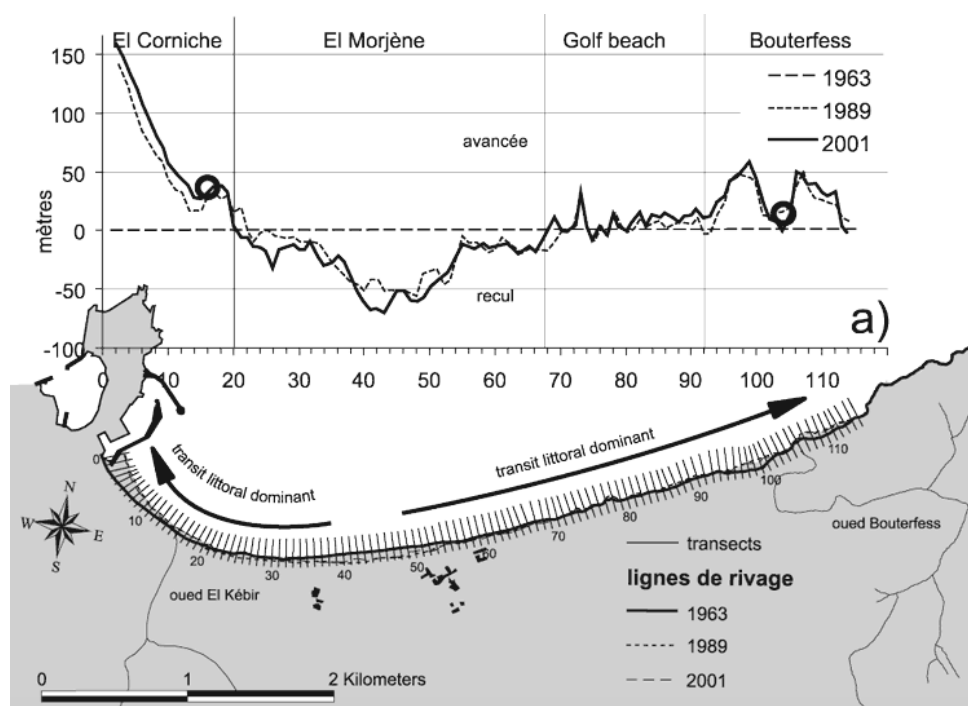


Figure II.65 : Trait de côte de la baie de Tabarka à l'embouchure de l'oued El Kébir (d'après Halouani et al., 2007).

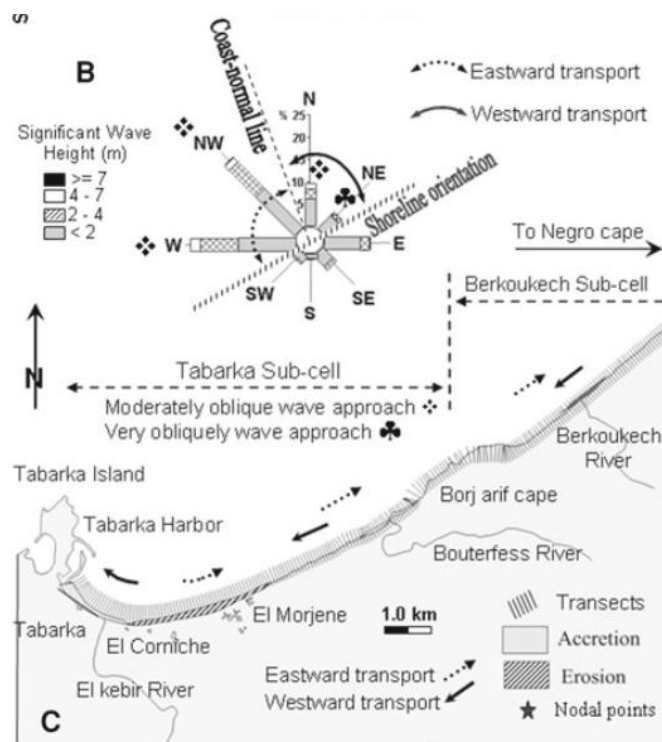


Figure II.66 : Dérives littorales de la baie de Tabarka à l'embouchure de l'oued El Kébir (d'après Halouani et al., 2013).

Les variations du rivage depuis les années 1960 sont connues (Halouani et al., 2006 ; 2012 ; 2013) et dévoilent une organisation classique, pour ce type de baie, des transits littoraux.

En accord avec les données issues des travaux de Halouani et al., (2007) (Fig. II.66), nous constatons que les houles dominantes sont bien de secteur Nord-Ouest (Fig. II.67), ce qui doit favoriser plutôt un transit littoral vers l'Est, mais la propagation de la houle indiquerait aussi une dérive bi-directionnelle (Halouani et al., 2013). Aucune approche de modélisation du transit longitudinal n'a cependant été entreprise.

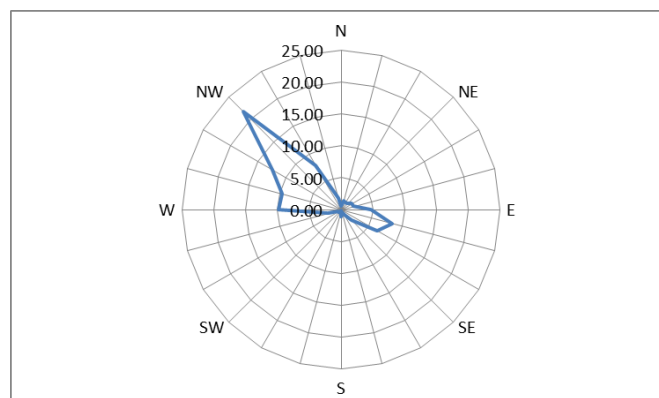


Figure II.67 : Rose des houles (%) de la baie de Tabarka, littoral des oueds El Kebir et El Zouara (d'après The Medatlas Group, 2004).

2.6.3 Oued Medjerda et sa baie

2.6.3.1 Bassin versant de l’oued Medjerda

Seul oued de cette sélection qui ne se jette pas directement sur la côte Nord du Maghreb, la Medjerda coule dans un bassin versant qui s’étire du Sud-Ouest vers le Nord-Est, séparé de la côte Nord méditerranéenne par les Monts de la Medjerda (*Fig. II.68*). De ce fait, l’embouchure de ce fleuve se trouve dans la baie de Tunis, sur la côte Est de la Tunisie septentrionale.

L’altitude maximale des sommets qui l’entoure est de 1470 m et la pente moyenne très faible, avec 1,51 % seulement. La lithologie se compose principalement de calcaires, marnes, limons et argiles (*Belloula, 2008*).

Plus grand fleuve de Tunisie, l’oued Medjerda s’écoule sur une longueur de 370 km et son débit est de $29 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. L’oued Medjerda possède les barrages M’Cherga, construit en 1972, et Sidi Salem, terminé en 1981.

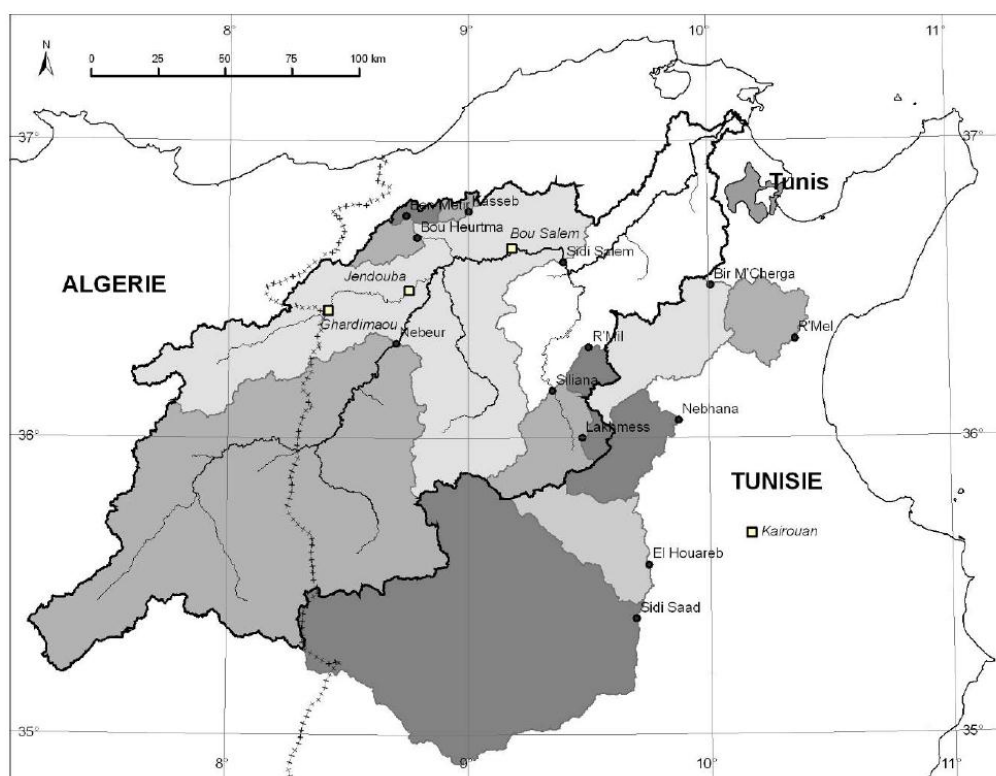


Figure II.68 : Bassin versant de l’oued Medjerda (d’après Daoud et al., 2009).

Country: Tunisia
 Station: Sloughia
 River: Mejerdah
 Area: 20895 km²
 Lat: 36.58
 Lon: 9.51
 Source: RivDIS
 PointID: 734
 Area Units: km²
 Discharge Units: m³/sec
 Starting Year: 1976
 Ending Year: 1979
 Total Years: 4
 Total Usable Years: 4

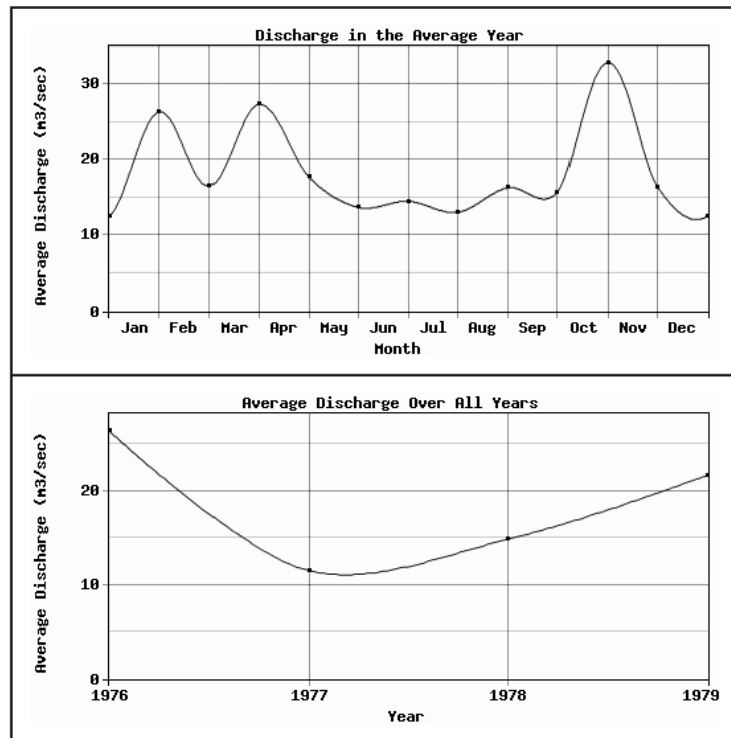


Figure II.69 : Données sur l'écoulement de l'oued Medjerda à la station Sloughia (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).

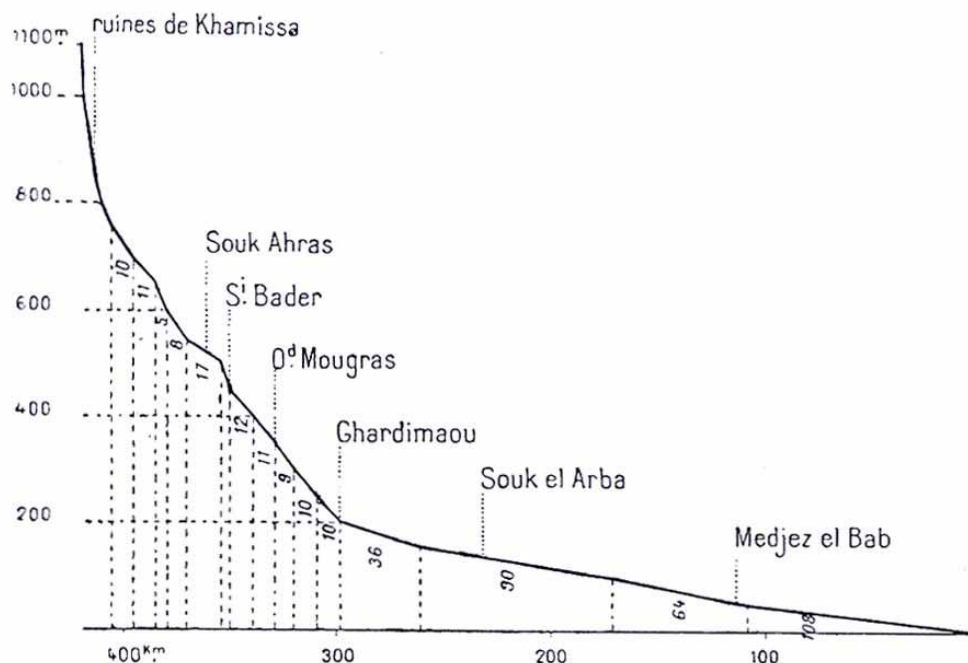


Figure II.70 : Profil en long de la Medjerda et localisation de la station de Souk Ahra (d'après Gautier, 1911).

2.6.3.2 Littoral de l’oued Medjerda

Littoral très étendu et ouvert sur l’Est, la partie Nord du golfe de Tunis est morphologiquement complexe avec des baies concaves et d’autres convexes, des lacs côtiers, deux lagunes s’ouvrant sur la mer et des flèches littorales. Très peu anthropisée si ce n’est la frange littorale de la côte Sud du Cap Tarf, et la partie Nord, le centre de la baie est constitué d’une très longue plage de sable. Au Sud, le secteur de Raoued Plage marque la reprise des constructions (maisons individuelles), et le seul port de cette zone est celui de La Marsa qui comporte une marina.

Jusqu’en mars 1973, l’embouchure de l’oued Medjerda se situait à Foum El Oued (« La bouche de l’oued »), mais à cette date, une crue de type centenaire l’a détournée au Sud de la baie, à environ 10 km (*Paskoff, 1981*). *Paskoff (1981)* rapporte que depuis les années 1950, l’ampleur des travaux publics dans cette zone, que ce soit l’édification de barrages, creusement d’émissaire, détournement des eaux, ... a profondément modifié l’évolution de la flèche Foug El Oued en diminuant drastiquement l’apport de sédiments vers la mer.

Toujours d’après *Paskoff (1981)*, ce littoral se caractérise par une houle principale provenant du Nord-Ouest, qui, après s’être diffractée sur le Cap Tarf, entre dans le Golfe de Tunis en provenant du Nord-Est, et ayant une moindre puissance. Les données de houles issues de *The Medatlas Group (2004)* nous indiquent une direction principale un peu différente de celles évoquée par *Paskoff (1981)*, dont la composante principale serait de secteur Ouest-Nord-Ouest (*Fig. II.73*) mais elle se situe très au large de la zone et la réfraction/diffractation provoquée par le pointement rocheux de Ras Sidi Ali El Mekki induit très probablement un changement de direction. A la côte, si on considère que la bathymétrie des petits fonds suit approximativement les ondulations du rivage, cette zone doit connaître une dérive littorale à plusieurs directions en relation avec la déformation de la houle, aussi contrairement à la majorité des sites que nous étudions, l’examen visuel de la rose des houles ne suffit pas pour définir les directions dominantes de la dérive littorale. Ainsi plusieurs travaux proposent des directions différentes dans la partie concave où coule aujourd’hui l’embouchure (*Louati et al., 2014 ; Saïdi et al., 2014*) (*Fig. II.71 et II.72*). A notre connaissance, aucune approche de modélisation du transit longitudinal n’a cependant été entreprise et nous tenterons de mieux définir la direction dominante (et secondaire) du transit littoral.

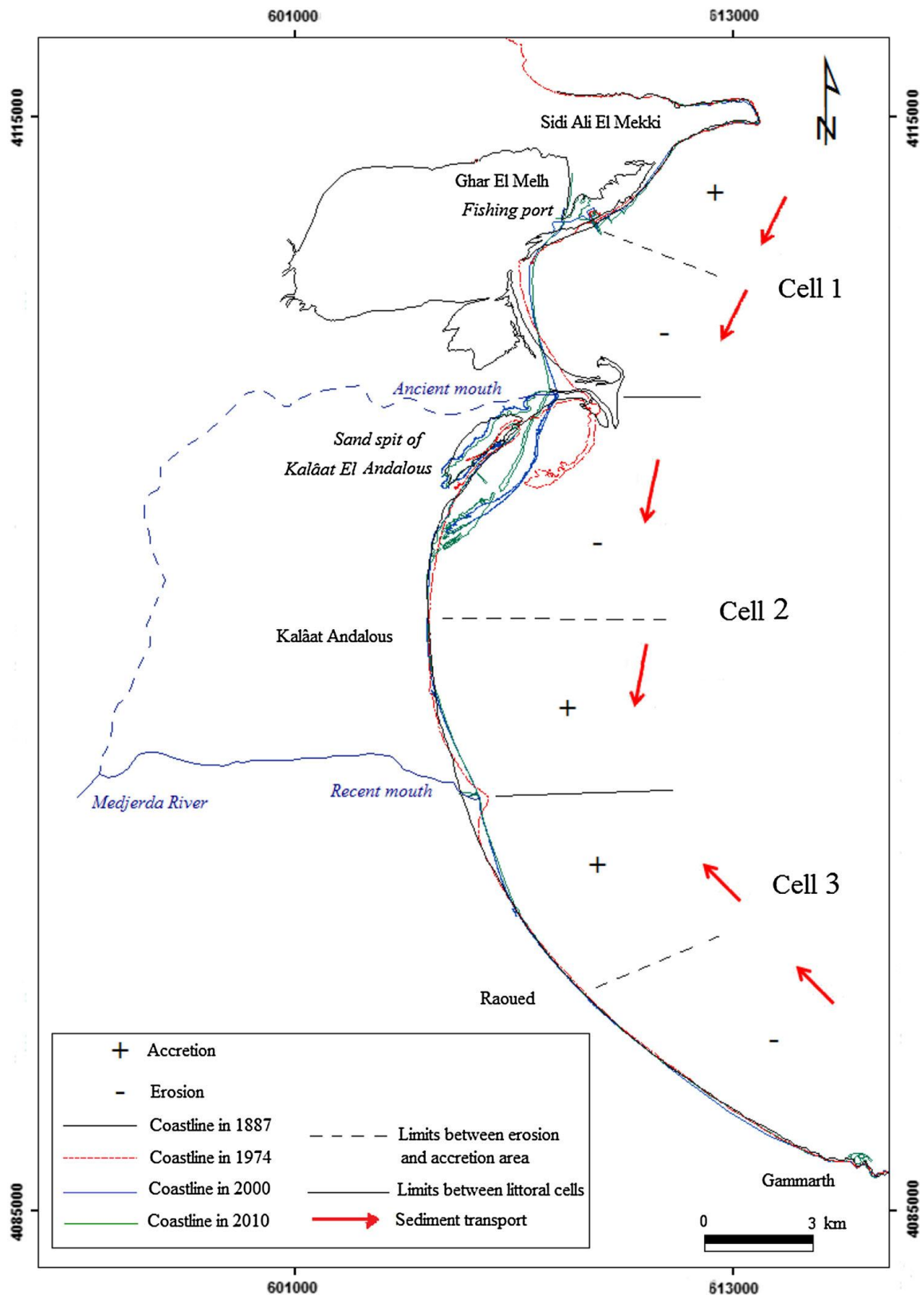


Figure II.71 : Cellules littorales et évolution du trait de côte dans la baie de l'oued Medjerda (d'après Saïdi et al., 2014).

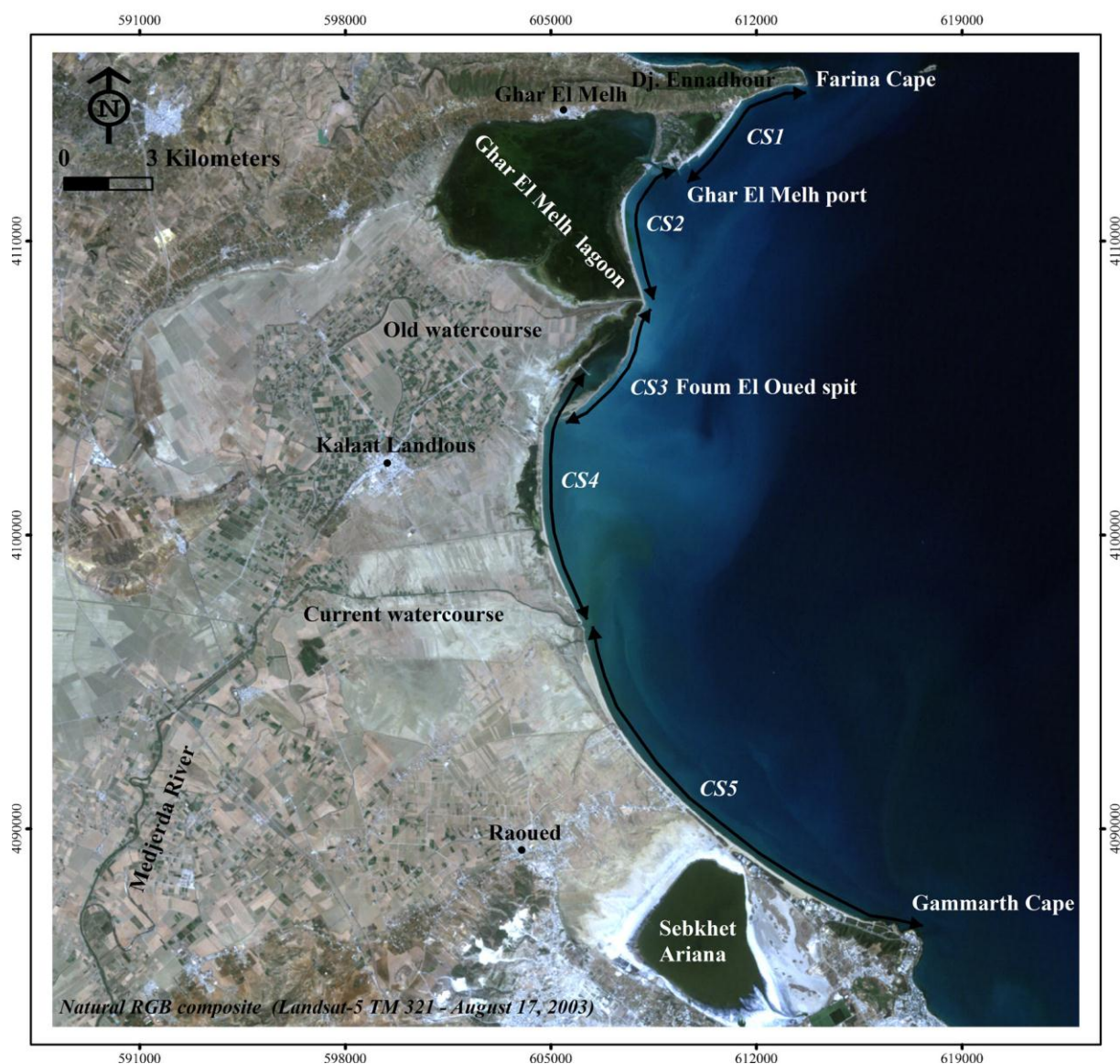


Figure II.72 : Cellules littorales et transit sédimentaire dans la baie de l'oued Medjerda (d'après Louati et al., 2015).

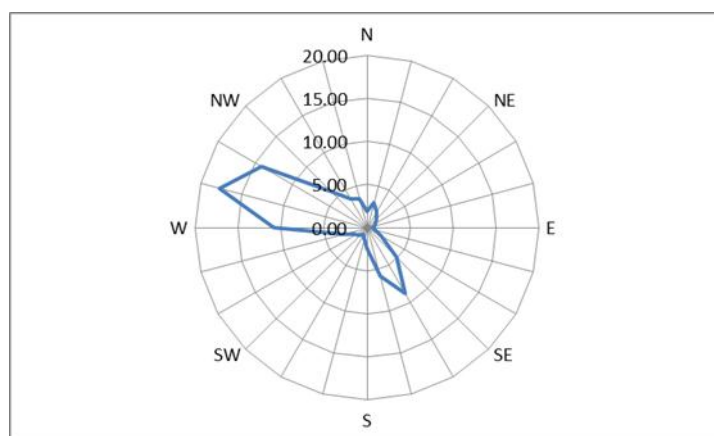


Figure II.73 : Rose des houles (%) de la baie de la Medjerda (d'après The Medatlas Group, 2004).

3 Apports sédimentaires des oueds à la mer

3.1 Introduction et problématique

La quantification du transport sédimentaire en suspension (**TSS**) par les fleuves est un élément essentiel pour évaluer l'érosion à l'échelle des bassins versants (*Heusch, 1970 ; Probst et Amiotte Suchet, 1992 ; Ludwig et Probst, 1996 ; Walling et Webb, 1996 ; Ludwig et Probst, 1998 ; Harrison, 2000 ; Bou Kheir et al., 2001 ; Albergel et al., 2003 ; Syvitski et al., 2003 ; Liqueite et al., 2005 ; Achite et al., 2006*), ainsi que pour établir des bilans sédimentaires du domaine marin aux cellules littorales concernées. Si la dégradation pour l'ensemble de la planète a longtemps été estimée entre 13 et 15 milliards de tonnes par an *Milliman et Meade (1983)*, en 2003 *Syvitski et al.*, l'ont revue à la hausse et celle-ci atteindrait 18 milliards de tonnes par an, avec de fortes variabilités zonales.

Alors que les plus grands fleuves mondiaux sont bien analysés (*Tab. III.1*) et leur production sédimentaire transportée en suspension connue et répertoriée (*Milliman et Syvitski, 1992 ; Gelfenbaum et al., 1999 ; Milliman et Farnsworth, 2011*), il n'en est pas de même pour les nombreux oueds d'Afrique du Nord de taille plus modeste, peu ou pas encore étudiés, mais dont le rôle ne peut être négligé dans la fourniture sédimentaire des fleuves à la mer.

De plus, le système bioclimatique méditerranéen semi-aride spécifique du Maghreb, caractérisé par un couvert végétal assez pauvre, une sécheresse estivale et une période pluvieuse s'étendant de novembre à février propice aux orages courts mais violents, favorise d'importants écoulements sédimentaires à la mer (*Rodier et Roche, 1984 ; Lacoste et Salanon, 2006*).

Depuis plus de 50 ans, plusieurs auteurs ont fait des estimations du **TSS** pour les grands oueds du Maghreb. Parmi les études les plus régulièrement citées nous trouvons celles de *Fournier (1960) ; Strakhov (1967) ; Heusch et Millies-Lacroix (1971) ; Milliman et Meade (1983) ; Walling (1984) ; Snoussi (1988)*.

Ces études s'accordent sur la sensibilité du Maghreb à l'érosion hydrique, tout en proposant des valeurs globales de **TSS** spécifique variant de 10 t.km⁻².an⁻¹ à 5000 t.km⁻².an⁻¹ selon les auteurs (*Tab. III.2*), soit un rapport de 1 à 500, alors que d'après l'estimation de 2003 menée par *Syvitski et al.*, le **TSS** spécifique serait en moyenne de 195 t.km².an⁻¹ pour l'ensemble de la Terre. Les **TSS** spécifiques permettent de comparer le transport sédimentaire en suspension rapporté à la même superficie de bassin versant, soit en général, 1 km². Ils sont représentatifs des caractéristiques morphologiques (pente), structurales (lithologie) et environnementales (précipitations, végétation, etc...) de chaque bassin versant, d'où son appellation de «spécifique».

<i>Fleuve</i>	<i>Système climatique</i>	<i>Sup. BV (10³ km²)</i>	<i>Débit moy. (m³.s⁻¹)</i>	<i>TSS Fleuve (10⁶ t.an⁻¹)</i>	<i>TSS Fleuve (t.km⁻².an⁻¹)</i>
AMAZONE	90 - 40 - 00	5903	209000	1198	203
MISSISSIPPI	40	3246	18400	399	123
NIL	90 - 00	1874	2800	120	64
NIGER	10	1540	6000	40	26
COLUMBIA RIVER	90 - 70 - 50	675	6000	11	17
RHIN	90 - 50	156	2300	2.5	16
LOIRE	90 - 50	107	931	7.6	71
RHÔNE	90 - 30	97	1635	56	580
GARONNE	90 - 50	79	650	6	77
PÔ	90 - 30	67	1560	19	277

Tableau III. 1 : TSS et TSS spécifique de quelques grands fleuves mondiaux (d'après Ludwig et Probst (1998) ; Gelfenbaum et al., (1999) ; Milliman et Syvitski (1992) ; Lique et al., (2005) ; Rodier et Roche (1984)). **Système climatique : 00 :** Tropical humide ; **10 :** savane avec saison des pluies de longue durée ou deux saisons des pluies ; **30 :** Méditerranéen, subtropical sec ; **40 :** Subtropical humide ; **50 :** Climat tempéré marin des côtes Ouest ; **70 :** Steppe continentale sèche (semi-aride, précipitations > 250 mm) ; **90 :** Climats de montagne.

PAYS	TSS SPECIFIQUE (t.km⁻².an⁻¹)	AUTEUR (DATE)
Maroc, Algérie, Tunisie	60 à 600	Fournier (1960)
Maroc, Algérie, Tunisie	10 à 50	Strakhov (1967)
Maroc, Algérie, Tunisie	265 à 2569	Heusch et Millies-Lacroix (1971)
Maroc, Algérie, Tunisie	100	Milliman et Meade (1983)
Maroc, Algérie, Tunisie	1000 à 5000	Walling (1984)
Maroc	750	Snoussi (1988)
Maroc (côte atlantique)	610	Probst et Amiotte Suchet (1992)
Maroc, Algérie, Tunisie (côte méditerranéenne)	400	Probst et Amiotte Suchet (1992)

Tableau III. 2 : Valeurs globales de TSS trouvées pour le Maghreb par différents auteurs (d'après Probst et Amiotte Suchet, 1992).

Les principales études réalisées à l'échelle des oueds, répertoriées dans le *tableau III.3*, montrent que les petits bassins versants ont rarement été étudiés en détail, bien que, vu les spécificités bioclimatiques du Maghreb (*Tab. III.1*), leur production sédimentaire est certainement loin d'être anecdotique, d'autant plus lorsqu'on considère leur nombre très important. De plus, les nombreuses méthodes existantes pour évaluer

le **TSS** (Bouanani, 2004) peuvent produire des résultats qui ne sont pas toujours fiables ou cohérents entre eux, d'où l'intérêt d'une analyse méthodologique comparée et critique des valeurs issues de la littérature.

Pays / Oued	TSS (t.km ⁻² .an ⁻¹) (10 ⁶ t.an ⁻¹)		Auteurs	Publié dans
MA / Nekor	3544	2,8	Boufous, 1982	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
MA / Moulouya	17	0,8 – 1	Combe, 1968 Heusch et Millies-Lacroix, 1971	Milliman et Farnsworth, 2011
MA / Moulouya	131	6,7	Heusch et Millies-Lacroix, 1971	Milliman et al., 1995
AL / Cheliff	90	4	Licitri et Normand, 1969 Meybeck et Ragu, 1996 D. E. Walling	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
AL / Isser	1976	8,3	Global River discharge DB Licitri et Normand, 1969	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
AL / Sebaou	480	1,2	Global River discharge DB Licitri et Normand, 1969	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
AL / Soummam	482	4,1	Licitri et Normand, 1969 Meybeck et Ragu, 1996 Rand McNelly, 1980	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
AL / Agrioun	7272	4,8	Licitri et Normand, 1969	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
AL / Seybouse	218	1,2	Licitri et Normand, 1969 Rand McNelly, 1980	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995
TU / Medjerda	427	9,4	Meybeck et Ragu, 1996 Rand McNelly, 1980 Tixeront, 1960	Milliman et Farnsworth, 2011 Milliman et al., 1995

Tableau III. 3 : Valeurs de **TSS** publiées pour quelques oueds maghrébins. (**MA** : Maroc, **AL** : Algérie, **TU** : Tunisie).

Allant de la ligne de crête jusqu'au rivage, le bassin versant est le lieu où s'érodent les roches et les sols, sous l'action combinée de la pluie, du gel, du vent, du soleil et sous l'influence de la végétation, pour former l'ensemble des sédiments. Ceux-ci vont être mobilisés sous l'effet global de la gravité, selon différentes modalités.

Syvitski et al., (2003) ont estimé que les apports sédimentaires des fleuves à l'océan représenteraient 95 % des sédiments disponibles sur les côtes au niveau mondial.

D'une façon générale, il a également été mis en évidence que les fleuves des très grands bassins versants sont soumis à de la sédimentation locale, au sein du bassin, entre leur source et leur embouchure, réduisant ainsi la quantité de matériaux réellement transportés jusqu'à l'exutoire (*Milliman et Meade, 1983*).

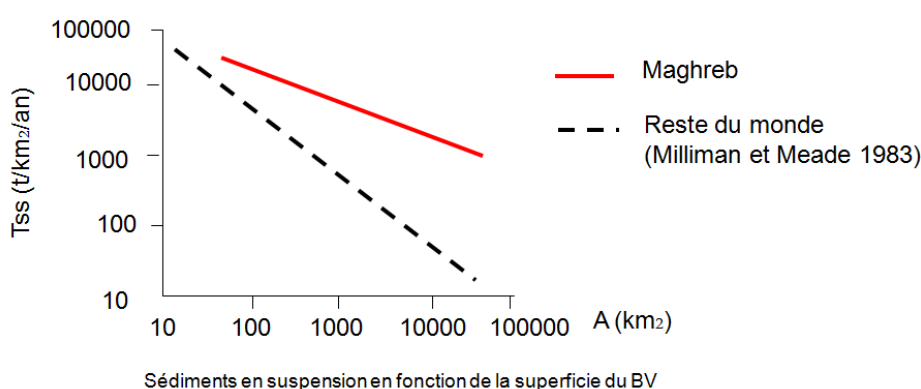


Figure III. 1 : Importance de la sédimentation locale au sein du bassin versant : particularité du Maghreb (d'après *Milliman et Meade, 1983 ; Probst et Amiotte Suchet, 1992*).

On peut voir sur la *figure III.1* que la sédimentation locale a une importance moindre dans les régions semi-arides du Maghreb que dans le reste du monde, comme l'ont démontré *Probst et Amiotte Suchet (1992)*. Cette caractéristique est due à la taille modeste des bassins versants maghrébins, à leurs fortes pentes, et au caractère souvent torrentiel des écoulements liquides.

Dans cette partie, nous allons décrire rapidement les différents modes de transport qui vont permettre à ces sédiments de se déplacer, puis nous examinerons les principales formules permettant d'évaluer quantitativement l'importance du transport et ferons une analyse critique de ces méthodes.

Ensuite, nous établirons une synthèse bibliographique la plus exhaustive des mesures et évaluations du **TSS** déjà réalisées afin de tester, pour validation, deux modèles semi-empiriques utilisés, celui de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* et celui de *Syvitski et al., (2003)*.

Si le modèle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, calibré pour le Maghreb, a été validé en milieu semi-aride sur des fleuves en Andalousie (*Liquete et al., 2005*), puis en Algérie

pour l'oued Cherf (*Khanchoul et al., 2012*), sa pertinence demeure encore assez mal connue. Le modèle de *Syvitski al., (2003)* n'a pour sa part encore jamais été évalué de façon critique dans cet environnement bioclimatique très particulier.

Le cas échéant, nous modifierons les modèles testés pour les rendre plus spécifiquement utilisables dans un contexte maghrébin lorsque les mesures de terrain manquent, comme c'est particulièrement le cas pour les oueds « mineurs », mais produisant tout de même un apport sédimentaire conséquent lors des épisodes de crues, du fait principalement de leur forte pente.

Nous utiliserons le modèle le plus adapté à cette zone d'étude, pour évaluer le transport sédimentaire effectué par ces oueds, non encore étudiés, mais impactant tout de même fortement l'apport de sédiments au littoral de cette partie du Maghreb. L'influence des barrages sera elle aussi quantifiée dans le but d'évaluer la quantité de sédiment qui arrive jusqu'à la mer.

3.2 Transport sédimentaire effectué par les fleuves

3.2.1 Lois générales

La quantité de sédiments atteignant le littoral dépend des caractéristiques physiques du bassin versant, dont principalement son altitude, sa lithologie, la densité de végétation, le climat, la pente et le degré d'anthropisation (*Liquete et al., 2005*).

Tout bassin versant s'érode sous l'action principale de la pluie, du vent et du gel. Les particules arrachées au substratum lors des pluies vont être entraînées vers les talwegs de ces bassins versants où elles pourront soit se déposer, soit être transportées par les torrents, les rivières puis les fleuves, et ce, jusqu'à la mer. *Bernard (1925, in Koulinski, 1993)* a qualifié les organismes fluviaux en fonction de leur pente moyenne :

Pente < 1,5 % : « Rivière »

1,5 % < pente < 6 % : « Rivière torrentielle »

6 % < pente < 8 % : « Torrent ».

Le diagramme de *Hjulström* (*Fig. III.2*) permet de prévoir le comportement (érosion, transport ou dépôt) des particules solides arrivant dans un cours d'eau. Celui-ci va dépendre essentiellement de deux facteurs:

- La vitesse du courant.
- La taille des particules solides.

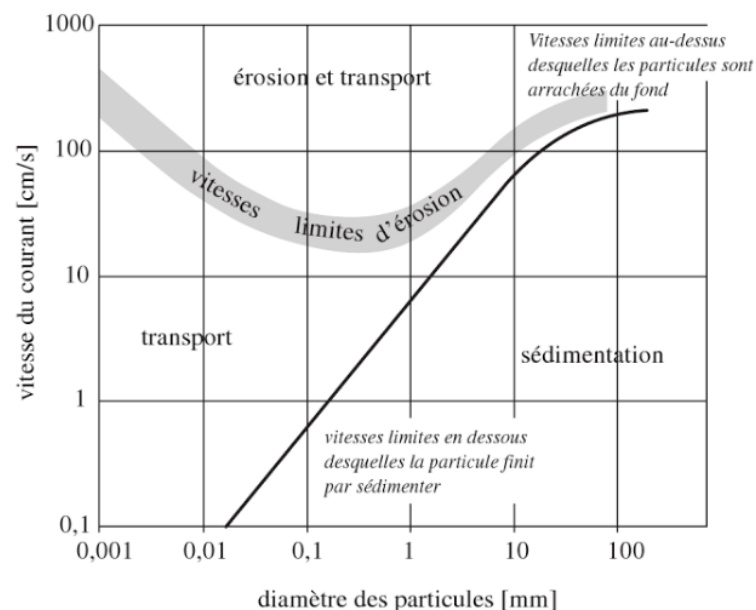


Figure III. 2 : Diagramme de Hjulström (d'après Musy et Higy, 2004).

Les modes de transport en milieu liquide (*Fig. III.3*) sont multiples et variables selon la taille des sédiments à déplacer, allant du roulement au fond du lit pour les éléments les plus gros, à la saltation pour ceux de taille intermédiaire et la suspension pour les plus fins tels que les marnes, limons et argiles.

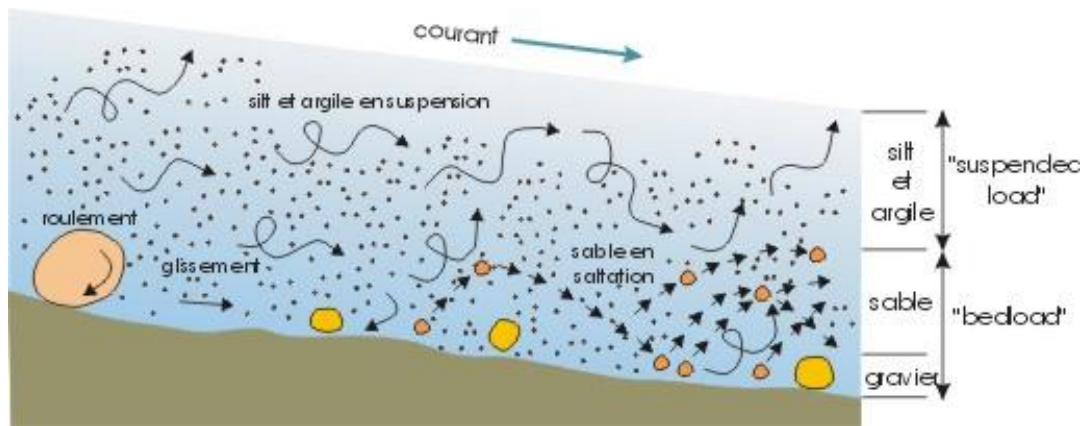


Figure III. 3 : Différents modes de transport en milieu liquide (d'après Boulvain, 2015).

Le transport par charge de fond est réalisé lorsque la contrainte de cisaillement (τ^*) dépasse une valeur critique (τ^*_c) :

$$\tau^* > (\tau^*)_c$$

La contrainte de cisaillement se décompose en deux termes dont l'un est dû au frottement laminaire et le second au frottement turbulent. Dans la nature, le frottement laminaire est négligeable devant le frottement turbulent, de sorte que :

$$\tau^* = \rho U^{*2}$$

où U^* désigne l'intensité du frottement turbulent et ρ , la masse volumique (Jaud, 2011).

Dès 1879, des auteurs ont développé les formules de transport de la charge de fond, parmi lesquels Boys, Schoklitsch en 1930 et 1950, Shield en 1934, Einstein en 1942 et 1950, Meyer-Peter en 1949 et 1951, Nielsen en 1992 et Van Rijn en 1993 (Chanson, 1999). Généralement, ces formules estiment d'abord la quantité de sédiments qui sont transportés en suspension par les cours d'eau, puis on extrapole la quantité de sédiments qui représentent la charge de fond. Celle-ci représente habituellement environ 10 % du transport en suspension (Milliman et Meade, 1983 ; Pinet et Souriau, 1988), avec de grosses fluctuations possibles allant de 4 % à 12,72 % (Ramon et al., 2013). Pour le Maghreb, la charge de fond est généralement estimée à ~12 % de la charge totale (Bouanani, 2004). Cette proportion demeure encore peu documentée mais par défaut, fait encore figure d'estimation la plus robuste.

Ces approches, analytiques, basées sur les équations d'hydrodynamique et d'hydraulique fluviale, font intervenir des lois physiques en fonction des différents

paramètres en entrée tels que la taille des sédiments, la vitesse d'écoulement du fluide, la tension de cisaillement, pour ne parler que des principaux. Néanmoins ces paramètres sont difficiles à obtenir pour la majorité des fleuves du fait de lacunes de données expérimentales, surtout lorsque l'on cherche à établir une quantification des apports sédimentaires du fleuve à la mer à l'échelle globale ou régionale, qui implique une méthodologie reproductible sur un nombre important d'organismes fluviaux.

3.2.2 Approches basées sur les processus

Il existe de nombreuses formules basées sur la mécanique des fluides et utilisant principalement la contrainte de cisaillement (τ) comme élément central. Nous pouvons citer celles qui ont été développées par *Shields* en 1936, *Meyer-Peter* et *Müller* (1948) ; *Einstein* (1950 et 196) ; *Colby* et *Hembree* (1955) et *Bagnold* en 1966 ; d'*Engelund* et *Hansen* (1967). Ces méthodes, issues de généralisations et de mise en équation de mesures faites en laboratoires, ne sont valides que très localement, sur une faible portion géographique du cours d'eau où ses caractéristiques restent homogènes. Elles permettent de calculer le transport sédimentaire effectué dans le lit du fleuve, mais ne prennent pas en compte l'érosion globale sur la totalité du bassin versant. Elles sont analytiques et cherchent à quantifier un processus naturel en utilisant les lois physiques, sans toutefois considérer les très nombreux éléments connexes qui, en interagissant sur ce processus, peuvent le modifier par rétroaction, d'où leur faible domaine de validité spatiale. De fait, même si elles se basent sur les lois de la mécanique, il est nécessaire d'extrapoler des résultats obtenus localement afin de les généraliser à l'ensemble du fleuve étudié. Par contre, ces formules se révèlent très utiles et précises pour étudier le transport sédimentaire fluvial sur un secteur délimité et bien ciblé, homogène du point de vue géomorphologique, dont on connaît précisément les paramètres en entrée. Compte tenu de la difficulté à obtenir l'ensemble des paramètres pour ces formules et de nos objectifs, ces approches ne nous semblaient pas adaptées ici.

3.2.3 Approches semi-empiriques

Ces modèles, très généraux, sont principalement basés sur la méthode statistique de la régression linéaire qui corrèle une variable en sortie avec plusieurs variables en entrée, que sont les paramètres initiaux du modèle. De manière empirique les auteurs connaissent le transport sédimentaire et tentent de le relier à des paramètres qui, a priori, jouent un rôle déterminant. Les principaux auteurs des modèles semi-empiriques sont *Anderson* en 1949, *Henin* en 1950, *Fournier* en 1960, *Tixeront* en 1960, *Jansen et Painter* en 1974, *Dendy et Bolton* en 1976, *Wischmeier* en 1976 (qui développe la formule dite « *RUSLE* » pour « *Revised Universal Soil Loss Equation* »), *Demmak* en 1984, *SOGREAH* en 1991, *Probst et Amiotte Suchet* en 1992, *Hovius* en 1998 ainsi que, *Syvitski et al.*, en 2003. Ils cherchent à corrélérer les paramètres tels que : la superficie du bassin

versant, sa pente, l'altitude, la température, les précipitations, le drainage, l'érodabilité du sol, la lithologie, le couvert végétal...

De l'ensemble de ces approches, nous avons retenu celles de *Probst et Amiotte Suchet* ainsi que celle de *Syvitski et al.*, que nous présentons en détail.

3.2.3.1 Equations de Probst (PRO92)

En 1992, *Probst et Amiotte Suchet* développent des modèles à 3, 4 et 5 paramètres :

Probst 3 paramètres 1992 :

$$\ln (\text{TSS}) = 4,79 + (54.10^{-3} .\text{Ker}) + (4.10^{-3} \text{ R}) - (5,6.10^{-5} \text{ A})$$

Lorsque l'on compare les résultats obtenus en utilisant cette équation à des mesures réalisées « in situ », on peut dresser le graphe ci-dessous :

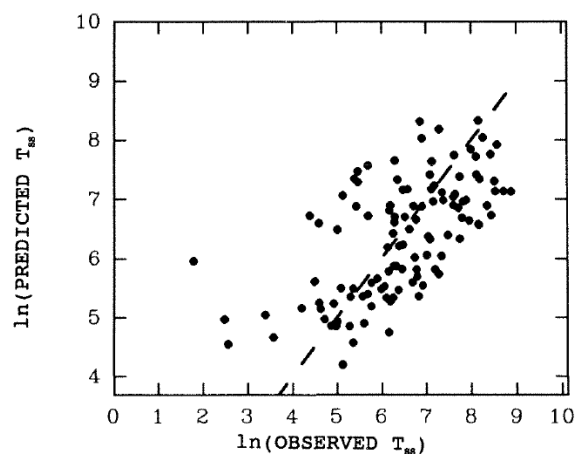


Figure III. 4 : Graphique du rapport entre TSS calculé et TSS mesuré (d'après *Probst et Amiotte Suchet, 1992*).

On constate (*Fig. III.4*) la bonne répartition entre les **TSS** calculés et les **TSS** mesurés, ce qui atteste du degré de validité de ce modèle dans le contexte maghrébin (*Probst et Amiotte Suchet, 1992*).

Probst 4 paramètres :

$$\ln \text{SY} = 1,561 + 0,9655 \ln \text{S} + 0,0023 \text{ Q} + 0,5692 \ln \text{P} - 0,866 \text{ V}$$

Probst à 5 paramètres :

$$\ln \text{SY} = -0,00723 + 1,028 \ln \text{S} + 0,00365 \text{ L} + 0,6932 \ln \text{P} + 0,0016 \text{ Q} - 0,7516 \text{ V}$$

avec : TSS ou SY : Transport sédimentaire en suspension ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

A : Superficie du BV (km^2).

L ou Ker: Index de lithologie.

S : Pente moyenne du BV (%).

Q ou R : Ecoulement (mm.an⁻¹).

P : Précipitations moyennes dans le BV (mm).

V : Index de végétation.

(Liquete et al., 2005).

Basée sur les données disponibles pour 130 bassins versants du Maghreb, cette dernière méthode à cinq paramètres est spécifiquement élaborée pour évaluer le transport sédimentaire en suspension dans les pays semi-arides (Probst et Amiotte Suchet, 1992).

En prenant en compte des facteurs locaux tels que l'indice de lithologie et l'indice de végétation ainsi que la pente moyenne du bassin versant, cette approche est très locale, géographiquement ciblée pour une région particulière. Elle a été également évaluée avec succès par Liquete et al., (2005) sur des petits bassins versants d'Andalousie, aux conditions topographiques et climatiques assez proches de celles rencontrées au Nord du Maghreb.

3.2.3.2 Equations de Syvitski 2003 (SYV03)

Le modèle très utilisé de Syvitski et al., (2003) est élaboré à partir d'une large base de données regroupant des facteurs environnementaux de 340 bassins versants ainsi que plus de 34.000 données climatiques. Ce modèle permet de calculer la charge sédimentaire fournie globalement par une rivière sur le long terme :

$$Q_s = \alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{kT}$$

Comme le débit **Q** est lié à la superficie **A** de façon linéaire par l'équation :

$$Q = \alpha_1 A^{\alpha_2}$$

Syvitski et al., (2003) proposent une deuxième formulation de **Q_s**, où la superficie du bassin versant est remplacée par le débit **Q** :

$$Q_s = \alpha_6 Q^{\alpha_7} R^{\alpha_8} e^{kT}$$

avec : **Q_s** : Charge sédimentaire sur le long terme (kg.s⁻¹).

A : Superficie du bassin versant (km²).

R : Relief : Altitude maxi du bassin versant (m).

T : Température moyenne du bassin versant (°C).

α_n, **k** : coefficients attribués par Syvitski et al., (2003) selon la latitude du site (ici, **α₃** = 6,1.10⁻⁵ ; **α₄** = 0,55 ; **α₅** = 1,12 ; **k** = 0,07) et la formulation de **Q_s** utilisée (avec **A** ou avec **Q**).

Les paramètres zonaux du modèle de Syvitski et al., (2003) sont définis pour cinq secteurs du globe : Polaires, Tempérés Nord, Tropicaux Nord, Tropicaux Sud, Tempérés

Sud, chacun affectant des valeurs particulières aux coefficients α_n , k (Syvitski et al., 2003).

En 2008, le modèle de Syvitski et al., (2003) a été modifié et complété dans le programme de simulation *HydroTrend 3.0* pour prendre aussi en compte le modèle de Morehead et al., (2003) pour l'évaluation du transport sédimentaire ainsi que l'équation *BQART* qui permet d'inclure les effets anthropiques dans ce calcul (McCarney-Castle et al., 2011). Ces auteurs proposent :

$$Q_{ST} = \omega B Q^{0.31} A^{0.5} R T$$

et :

$$B = l L (1 - T_E) E_h$$

avec : Q_{ST} = Charge sédimentaire sur le long terme (kg.s⁻¹).

ω = Coefficient de proportionnalité (0,02 kg.s⁻¹ par Km.°C⁻¹).

A = Superficie du bassin versant (km²).

R = Altitude maxi du bassin versant (m).

T = Température moyenne du bassin versant (°C).

B = Facteur dépendant de la lithologie, de la pression anthropique subie par le sol et du bassin de retenue.

l = Erosion glaciaire.

L = Lithologie.

T_E = Bassin de retenue.

E_h = Pression anthropique subie par le sol.

Les paramètres reflétant l'érosion d'origine glaciaire (l) et les effets anthropiques tels que T_E et E_h sont particulièrement difficiles à obtenir et / ou calibrer, surtout pour les sites maghrébins où les données de bases sont souvent déjà manquantes. C'est pour cette raison que nous n'avons pas utilisé ce modèle plus complexe et délicat à mettre en œuvre, bien qu'il soit théoriquement plus complet.

3.2.4 Avantages et inconvénients des approches retenues

Ces méthodes dites « semi-empiriques » peuvent être utilisées sur une grande quantité de fleuves, les paramètres en entrée étant peu nombreux et généralement assez faciles à trouver, que ce soit dans la littérature ou dans les bases de données géographiques et hydrologiques.

Elles s'appliquent bien pour l'étude de l'érosion et du transport sédimentaire à l'échelle de l'ensemble d'un bassin versant, lorsque l'on considère une large étendue géographique et/ou lorsqu'on fait une étude diachronique sur une longue période, comme c'est le cas pour nous, avec 15 bassins versants répartis sur environ 2200 km de

côte. Dans de tels contextes, ces modèles semi-empiriques sont difficilement remplaçables, les mesures sur le terrain étant impossibles à réaliser pour ces échelles spatio-temporelles. La validité de ces modèles est testée en comparant les résultats qu'ils procurent avec ceux, bien étudiés et provenant principalement de mesures de terrain, contenus dans les bases de données des principaux fleuves mondiaux telles que celle de l'*University of New Hampshire-Global Hydrological Archive and Analysis System* (UNH-GHAAS) ou celle de la *SOGREAH* (1983), qui est spécifique aux pays du Maghreb.

Certains de ces modèles sont élaborés plus spécifiquement afin de donner des résultats accrus pour des zones géographiques plus restreintes et les paramètres employés sont souvent difficiles à connaître. Dans cette catégorie, citons pour exemple les méthodes de *Henin* (1950), de *Demmak* (1984) ou encore celle de *Wischmeier* (1957), non adaptée pour cette étude car elle ne concerne ni les climats de type méditerranéen, ni les bassins versants à fortes pentes (*Ahamrouni*, 1996).

Pour ce qui est des deux modèles retenus dans cette thèse, le modèle local de *Probst et Amiotte Suchet* (1992) est dévolu aux régions semi-arides et arides, ne faisant intervenir que des valeurs moyennes de paramètres très spécifiques du bassin versant tels que la superficie, les écoulements, l'indice de végétation et de lithologie, la pente moyenne, les précipitations moyennes.

Outre le fait qu'il a été conçu et calibré spécifiquement pour le Maghreb, le modèle de *Probst et Amiotte Suchet* (1992) a le grand avantage de prendre en compte des différences de lithologie d'une part, facteur pouvant être très local et non modélisable par un paramètre de zonalité, et d'autre part, grâce à l'utilisation d'éléments tels que la température, les précipitations et l'indice de végétation, d'intégrer indirectement les variations climatiques locales telles que le facteur de sécheresse, qui présente un gradient d'Ouest en Est sur le pourtour méditerranéen.

Cependant, certaines valeurs utilisées en entrée de ce modèle sont difficiles à obtenir quantitativement, notamment pour de petits bassins versants qui n'ont pas encore été directement étudiés sur le terrain. De plus, la détermination du couvert végétal, de la lithologie... est établie selon des seuils qui peuvent, par définition, être discutables et/ou modifiables.

A l'inverse, dans le modèle de *Syvitski et al.*, (2003), les principaux paramètres sont fixés en fonction de la latitude du bassin versant par les coefficients α_3 , α_4 , α_5 et k . En effet, seuls les trois paramètres suivants : superficie du bassin versant (**A**), température moyenne (**T**) et différence maximale d'altitude (**R**), sont pris localement, mais en les combinant mathématiquement aux coefficients zonaux cités ci-dessus, leur caractère « local » se trouve de ce fait affecté par le caractère global et zonal. Le modèle de *Syvitski et al.*, (2003) présente donc l'avantage majeur de ne nécessiter qu'un nombre limité de paramètres à connaître au niveau du bassin versant.

A priori, le modèle de *Syvitski et al.*, (2003) présente cependant plusieurs contraintes :

- Cette approche a été mise au point et validée sur les grands fleuves de la planète, puis étendue à des cours d'eau d'importance plus modeste, mais toujours relativement significatifs en taille et écoulement. En effet, la superficie des bassins versants visés s'étend de plus d'un million de km² à 50.000 km². Cependant, sachant que *Syvitski et al., (2003)* qualifie de « petit » un bassin versant de 100.000 km², nous risquons fort de nous trouver hors de la limite de validité de ce modèle lors de l'étude de certains bassins versants maghrébins.

- De plus, l'équation de *Syvitski et al., (2003)*, pour laquelle la position géographique globale est un paramètre déterminant, est peut-être mal adaptée dans notre cas puisque la zone géographique ne couvre « que » 2200 km. Par exemple, dans un même pays et pour un secteur géographique relativement limité en latitude, des différences climatiques, de végétation, géologiques et topographiques peuvent induire de grosses disparités en termes d'érosion (allant jusqu'à un facteur de 140), et donc impacter également le transport en suspension (*Heusch, 1970 et Bou Kheir et al., 2001*) mais l'équation de *Syvitski et al., (2003)* reproduit peut-être mal ces disparités.

Tous les modèles évoqués ci-dessus sont relativement dépendants de la quantité et de la qualité des données utilisées en entrée et celles-ci sont variables selon les pays considérés. Toutefois, aucun d'eux ne prend en compte d'autres éléments qui peuvent également avoir une influence sur le transport sédimentaire en suspension, tels que :

- La forme du réseau hydrographique, obtenue en calculant l'indice de compacité de *Gravelius*, qui va impacter les pointes de débit liquide (*Albergel et al., 2003*) et les phénomènes de re-sédimentation locale ainsi que le nombre de points de confluences dans le bassin versant qui impacte les pointes de débit liquide et donc la capacité de transport lors de certains épisodes pluvieux.

- Le fait que les limites topographiques qui sont les lignes de crêtes des bassins versants, ne correspondent pas toujours avec les limites hydrogéologiques de ces bassins versants, ce qui peut influencer également sur le débit liquide moyen.

- Les paramètres pédologiques tels que la texture et l'épaisseur des sols qui vont impacter le taux d'érosion ainsi que le transport sédimentaire en suspension.

- Les paramètres anthropiques tels que la densité de population dans le bassin versant, le pourcentage des espaces cultivés, le pourcentage des espaces bâtis, etc... qui, par l'intermédiaire du ruissellement, conditionnent également le transport sédimentaire en suspension.

- Les débits liquides maximum, qui seraient certainement plus significatifs que des débits moyens dans le cas d'oueds à écoulement non pérenne. On sait effectivement qu'au Maghreb, la plus grande partie du transport sédimentaire s'effectue sur des périodes temporelles assez courtes, durant les grosses crues automnales (*Remin et Remini, 2003*) et les événements paroxysmiques (*Albergel et al., 2003*).

- L'évapotranspiration, qui peut, selon la saison, être très importante au Maghreb.

- La part des écoulements de surface, qui érodent le substratum et des écoulements de subsurface et souterrains qui eux, sont moins érosifs (*Musy et Higy, 2004*).

- Le fait que lors de fortes crues, les oueds sont chargés de sédiments et peuvent se comporter davantage comme un flux de boue que comme un flux liquide, ce qui peut invalider les lois des écoulements liquides utilisées (*Coussot, 1993*).

- Remarquons aussi qu'actuellement, malgré les moyens techniques disponibles au sol ainsi que ceux de la télédétection, il est souvent très difficile de connaître avec exactitude la taille réelle d'un bassin versant, la longueur exacte d'un fleuve, et d'une façon générale, tous les paramètres de base qui permettent de quantifier l'importance d'un cours d'eau (*Bethemont, 1999*). Ces difficultés sont encore accrues lorsque l'on veut connaître avec précision les caractéristiques et les limites physiques du sous-sol d'un bassin versant.

3.2.5 Conclusion

Les transports de sédiments d'un bassin versant vers un littoral sont des processus primordiaux pour comprendre l'évolution à long terme de ces environnements. Pouvant s'effectuer de façon très variée en fonction des éléments naturels jouant le rôle de vecteur (l'eau des fleuves, le vent, la mer), leurs mécanismes sont multiples et toujours imbriqués, donnant lieu à des rétroactions souvent difficiles à prévoir et à quantifier, plus encore lorsqu'on y ajoute les facteurs anthropiques de plus en plus nombreux et aux répercussions grandissant sans cesse.

Le transport sédimentaire en suspension réalisé par les fleuves demeure le principal vecteur de matériaux généralement compris entre des limons et les galets, allant de l'amont, les bassins versants, à l'aval, les littoraux, et les différentes approches, qu'elles soient plus ou moins empiriques ou physico-mathématiques, doivent être vues, selon les cas, comme étant complémentaires pour nous permettre d'estimer les volumes transportés.

3.3 Méthodologie

Dans ce chapitre, nous détaillons les différentes méthodes utilisées pour quantifier le transport sédimentaire en suspension et évaluer, de façon la plus objective, la pertinence des résultats obtenus au moyen de tests statistiques.

3.3.1 Calcul des TSS

Il s'agit principalement ici de détailler les méthodes qui nous ont permis d'évaluer le transport sédimentaire en suspension dans les bassins versants et d'estimer les marges d'erreurs s'appliquant aux résultats trouvés.

Nous évaluerons les deux types de **TSS** :

- Les **TSS** spécifiques, exprimés en $t.km^{-2}.an^{-1}$, permettent de comparer le transport sédimentaire en suspension rapporté à la même superficie de bassin versant, soit $1 km^2$, qui sont représentatifs des caractéristiques morphologiques (la pente), structurales (la lithologie) et environnementales (les précipitations, la végétation, etc...) de chaque bassin versant, d'où son appellation de «spécifique».
- Les **TSS** exprimés en $t.an^{-1}$ qui eux sont représentatifs de la quantité globale de sédiments transportée par le bassin versant durant une année.

3.3.1.1 Modèle de Probst

Le premier modèle utilisé est celui de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* (**PRO92**) à 5 paramètres, qui a été développé plus spécifiquement pour le Maghreb et les régions semi-arides. C'est un modèle de régression linéaire multiple de type local car il utilise exclusivement des variables spécifiques au lieu étudié. Il s'écrit :

$$\ln SY = -0.00723 + 1,028 \ln S + 0,0365 L + 0,6932 \ln P + 0,0016 Q - 0,7516 V$$

avec : TSS ou SY : Transport sédimentaire en suspension ($t.km^{-2}.an^{-1}$).

S : Pente moyenne du BV (%).

L ou Ker: Indice de lithologie (1 : granites ; 4 : grès, calcaires ; 10 schistes, micaschistes ; 27 : grès marneux, calcaires marneux ; 50 marnes).

P : Précipitations moyennes dans le BV (mm).

Q : Ecoulement ($mm.an^{-1}$).

V : Indice de végétation (0 : déserts ; 6 : forêts).

Lorsque les débits liquides sont donnés en $m^3.s^{-1}$, on les convertit en $mm.an^{-1}$ par la formule suivante :

$$Q (mm.an^{-1}) = [Q (m^3.s^{-1}) / A] . 30758400 . 1000$$

avec : A : Superficie du BV (km²).

31536000 : Nombre de secondes dans une année.

1000 : Passage des mm.m⁻² aux m³.

En considérant différents facteurs du milieu tels que l'indice de lithologie, l'indice de végétation, la pente, les précipitations dans le bassin versant, ce modèle intègre directement les principales spécificités du lieu, responsables de l'érosion et du transport sédimentaire, qu'elles soient d'ordre environnemental (climatique et végétation), topographique ou géomorphologique.

Pour ce qui est de sa fiabilité, ce modèle a été calibré au Maghreb sur 130 bassins versants dont 36 de tailles importantes (*Probst et Amiotte Suchet, 1992*) et utilisé principalement en Andalousie sur 12 organismes fluviaux (*Liquete et al., 2005*).

Cette approche nécessite d'estimer l'indice de végétation (**V**), l'indice de lithologie (**L**), la pente (**S**), les précipitations (**P**), ainsi que la valeur des écoulements (**Q**), dont nous détaillons les incertitudes.

C'est l'indice de végétation (**V**) qui est entaché du taux d'erreur le plus important de +/- 30 % car son estimation est délicate à définir, les données et cartes disponibles étant souvent parcellaires. De plus, cet indice n'est pas fixe dans le temps et la valeur prise ici ne correspond qu'à un instant donné, qui n'est pas forcément significatif de la tendance moyenne, faute de données suffisantes disponibles.

Les indices de lithologie (**L**), les précipitations (**P**) et les valeurs des écoulements (**Q**) sont estimées à +/- 10 %. Ces paramètres sont stables (indice de lithologie) ou assez stables dans le temps (précipitations et écoulements) et sont déduits de cartes ou de données climatologiques pouvant être considérées comme fiables.

Même si elle est obtenue avec une bonne précision, la superficie des bassins versants (**A**) peut varier légèrement selon les sources. De ce fait, elle est estimée à +/- 5 %.

La valeur de la pente (**S**) est estimée à +/- 2 % car elle provient toujours de la même source récente utilisant la télédétection, source jugée fiable, donnant une valeur moyenne par bassin versant.

Finalement, les **TSS** obtenus avec ce modèle sont évalués à +/- 47 %, ce qui est peu précis.

3.3.1.2 Calcul des indices de lithologie et de végétation

L'indice de lithologie utilisé dans le modèle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* correspond à l'échelle suivante :

Granites	1
Grès, calcaires	2

Schistes, micaschistes	10
Grès marneux, calcaires marneux	27
Marnes	50

(Probst et Amiotte Suchet, 1992)

Afin d'obtenir cet indice pour les différents bassins versants, nous avons utilisé soit des cartes générales de lithologie (lorsqu'elles sont existantes), soit des cartes de géologie pour connaître la composition en pourcentage de recouvrement du sous-sol. Très souvent, ces cartes sont extraites de publications détaillées sur ces bassins versants.

Lors de la détermination du pourcentage de recouvrement pour chaque type de roche, si la somme de ces pourcentages est inférieure à 100 % (ce qui implique que certaines parties du bassin versant ne sont pas identifiées au niveau lithologie dans la littérature), on ramène le résultat à 100 % par une règle de trois, afin que toutes lithologies référencées correspondent à la couverture totale du bassin versant. On obtient donc le pourcentage d'occupation de chaque type de roche dans le bassin versant : $P\%_{Ri}$.

Nous proposons ensuite la formule suivante qui nous permet d'obtenir l'Indice Global de Lithologie du bassin versant (IGL) :

$$IGL = \sum_{(i=1 \text{ à } n)} [P\%_{Ri} \cdot L_{Ri}]$$

avec : $P\%_{Ri}$: Pourcentage de recouvrement pour la roche **i**.

L_{Ri} : Indice de lithologie correspondant à la roche **i**.

Exemple : Bassin versant de l'oued Martil :

La carte géologique nous indique : 48 % de marnes, flyschs et 12 % de calcaires.

On estime l'indice pour les marnes, flyschs sur l'échelle de Probst à ~ 45.

On estime l'indice pour les calcaires sur l'échelle de Probst à ~ 4.

On obtient donc : 48 % -> 45

12 % -> 4

$$\Sigma = 60 \%$$

On ramène ces deux valeurs à 100 % et on obtient :

80 % -> 45

20 % -> 4

$$\Sigma = 100 \%$$

Pour finir, on calcule l'Indice Global de Lithologie du bassin versant de l'oued Martil :

$$\text{IGL} = (0,8 \times 45) + (0,2 \times 4) = 36,8 \sim 37$$

L'indice de végétation utilisé dans le modèle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* correspond à l'échelle suivante :

Déserts	0
Forêts	6

Comme, pour certains bassins versants, nous avons également utilisé les indices de végétation donnés dans le « Répertoire Mondial des Crues Observées » (*Rodier et Roche, 1984*) qui emploie une échelle différente ; il a d'abord fallu établir une table de correspondance :

Répertoire Mondial de Crue (1984)	Indice de Végétation de PRO92
A : Forêt dense	6
B : Forêt clairsemée, savane boisée	4,5
C : Prairie, savane peu boisée	3
D : Cultures	1,5
E : Sol nu	0

En considérant que la forêt dense correspond à 100 %, soit 6 dans l'échelle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, 1 % correspond à 0,06 dans l'échelle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*.

Nous avons ensuite procédé de façon identique pour l'indice de lithologie, en prenant, pour chaque type de végétation, le pourcentage d'occupation au sol et en le ramenant éventuellement à 100 % lorsque la somme trouvée était inférieure. Nous proposons de calculer $P\%_{vi}$, le pourcentage d'occupation de chaque type de végétation dans le bassin versant, en appliquant la formule suivante pour obtenir l'Indice Global de Végétation du bassin versant (IGV) :

$$\text{IGV} = \sum_{(i=1 \text{ à } n)} [P\%_{vi} \cdot V_{vi}]$$

avec : $P\%_{vi}$: Pourcentage de recouvrement pour le type de végétation **i**.

V_{vi} : Indice de végétation correspondant au type de végétation **i**.

Exemple : Bassin versant de l'oued Moulouya :

Le Répertoire Mondial de Crues nous indique : B20 ; C20 ; D60, ce qui correspond, dans le système de *Probst et Amiotte Suchet*, à :

20 % -> 4,5

20 % -> 3

60 % -> 1,5

$$\Sigma = 100 \%$$

Pour finir, on calcule l'Indice Global de Végétation du bassin versant de l'oued Moulouya :

$$\text{IGV} = (0,2 \times 4,5) + (0,2 \times 3) + (0,6 \times 1,5) = 2,4$$

3.3.1.3 Modèle de Syvitski

Le deuxième modèle évalué est celui de *Syvitski et al., (2003)*, développé pour les grands fleuves de la planète. Il s'écrit :

$$Q_s = \alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{kT}$$

avec : Q_s : Charge sédimentaire sur le long terme (kg.s-1).

A : Superficie du bassin versant (km²).

R : Relief : Altitude maxi du bassin versant (m).

T : Température moyenne du bassin versant (°C).

α_n , k : coefficients attribués par *Syvitski et al., (2003)* selon la latitude du site. Lorsque les débits sont donnés en m³.s⁻¹, on les convertit en mm.an⁻¹ par la formule suivante :

$$Q \text{ (mm.an}^{-1}\text{)} = [Q \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)} / a] \cdot 31536000 \cdot 1000$$

avec : a : Superficie du bassin versant (m²).

31536000 : Nombre de secondes dans une année.

1000 : Passage des mm.m⁻² aux m³.

Pour exprimer Q_s en t.km⁻².an⁻¹, la même unité que celle du **TSS** du modèle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, on écrit :

$$Q_s = (\alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{kT}) \cdot 31536 / A$$

Cette approche nécessite d'exprimer la superficie du bassin versant (**A**), l'altitude maximale du bassin versant (**R**) et la température moyenne du bassin versant (**T**) donc nous détaillons les incertitudes:

C'est la température (**T**) qui est estimée avec la plus grande incertitude +/- 10 %, à cause de sa variabilité selon les différentes sources disponibles et sa variabilité spatio-temporelle.

La superficie du bassin versant (**A**) est estimée à +/- 5 % pour les mêmes raisons que ci-dessus (Cf. 3.3.1.1). L'altitude maximale du relief (**R**) est également estimée à +/- 5 %, cette variable étant obtenue précisément sur les cartes topographiques.

Finalement, les **TSS** obtenus avec ce modèle sont évalués à +/- 20 %, ce qui est jugé raisonnable en fonction de la méthodologie utilisée.

3.3.2 Indices pour évaluer la fiabilité des équations

Nous avons déterminé des graphiques de droites de corrélations ainsi que les calculs de coefficients de détermination. Les régressions multiples, les déterminations de marges d'erreurs sur les coefficients de détermination ainsi que les ACP ont été calculés avec le logiciel libre « R ». Différents indicateurs sont utilisés pour qualifier les résultats obtenus par rapport à ceux qui sont admis dans la littérature.

3.3.2.1 Incertitudes sur les données

Pour les calculs de TSS, les erreurs sont estimées en fonction de la qualité des données disponibles et des méthodes d'obtention de ces données. Afin de pouvoir comparer les résultats fournis par les différents modèles, ils sont, pour un même modèle, identiques pour les trois pays.

L'estimation des erreurs des données expérimentales n'est pas aisée, et c'est du reste un problème récurrent et commun à l'ensemble des méthodes qui utilisent ces types de paramètres moyennés en entrée de modèle. Cependant, des auteurs tels que *Milliman, Syvitski, Harrison, ...* utilisent ces méthodes qui sont aujourd'hui acceptées par la communauté scientifique.

Dans cette étude, l'estimation des erreurs a été réalisée après consultation des différentes sources bibliographiques disponibles, telles que les articles, cartes, atlas et éléments de bases de données publiés. Malgré ces difficultés d'estimation, les résultats obtenus sont tout de même convergents. Il faut cependant prendre ces données de comparaison avec certaines précautions, les méthodes employées pour les obtenir différant d'un auteur à l'autre. Nous savons également que les débits peuvent être très variables d'une année à l'autre, voire même d'une décennie à l'autre, ce qui peut induire de grosses différences dans les résultats lorsqu'ils proviennent d'études menées sur le court terme (*Terfous et al., 2001*).

3.3.2.2 Coefficients de corrélation et de détermination

Ces deux indicateurs statistiques sont les plus universellement utilisés pour tester la qualité de la relation entre des séries de données.

Le coefficient de corrélation d'échantillonnage de Pearson, noté r (ou R), permet de mesurer l'intensité de la liaison linéaire entre les variables qui est défini par :

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x}) (y - \bar{y})}{\sqrt{(\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2)}} \\ r = \text{cov} (X, Y) / \sqrt{(\text{Var} (X). \text{Var} (Y))}$$

C'est un coefficient sans dimension compris entre -1 et 1. Plus sa valeur s'approche de 1 en valeur absolue, plus l'intensité de la liaison linéaire entre les variables est importante.

Dans le cas d'une régression linéaire simple, le coefficient de détermination, noté R^2 ou r^2 , est le carré du coefficient de corrélation.

Lorsque le coefficient de détermination est compris entre 0,7 et 1, on considère que la liaison linéaire entre la variable explicative x et la variable à expliquer y est assez forte sans qu'il soit nécessaire d'introduire de nouveaux paramètres pour justifier la variable expliquée y .

Exemple: un coefficient de corrélation $R=0,9$ correspond à un coefficient de détermination $R^2=0,81$, ce qui signifie que 81 % de la variance de y est expliquée par la corrélation : la corrélation est bonne.

3.3.2.3 Intervalle de confiance

L'intervalle de confiance pris à 95 % est un intervalle de valeurs qui a 95 % de chances de contenir la vraie valeur du paramètre estimé. Il permet de déterminer une marge d'erreur et donc, la précision d'une estimation.

3.3.2.4 Rapport entre les valeurs prédites et calculées (Discrepancy Ratio)

Ce rapport Dr est fréquemment utilisé en géomorphologie littorale (*Van Rijn, 1984a ; Sherman, 1998 ; Jackson et al., 1998 ; Sabatier, 2001*).

$$Dr = \text{Valeur}_{\text{calculée}} / \text{Valeur}_{\text{mesurée}}$$

Il permet de déterminer s'il existe un biais systématique vers des valeurs plus fortes ou plus faibles en faisant le graphique :

$$\text{Valeurs obtenues} = \text{Fct. (valeurs prédites)}$$

(*Sabatier, 2001*).

Lorsque la valeur de Dr tend vers 1, le TSS calculé par le modèle s'approche des valeurs publiées dans la littérature.

Plus la valeur de Dr est inférieure à 1, plus le modèle sous-estime le TSS par rapport aux données de la littérature.

Plus la valeur de Dr est supérieure à 1, plus le modèle sur-estime le TSS par rapport aux données de la littérature.

3.3.2.5 Pourcentage de l'erreur moyenne RMS

C'est le pourcentage de l'erreur moyenne quadratique ou « *Root Mean Square* », dont les faibles valeurs signifient que la simulation des valeurs mesurées est bonne (*List et al., 1997*).

$$\text{Rms} = 100 \sqrt{(\sum_{i=n} [(\text{prédit} - \text{mesuré})^2 / \sum_{i=n} (\text{mesuré})^2]}$$

Lorsque la valeur de **RMS** tend vers 0, le **TSS** calculé par le modèle s'approche des valeurs publiées dans la littérature.

Plus la valeur de **RMS** est supérieure à 0, plus le modèle s'écarte des données de la littérature.

3.3.3 Analyse en Composantes Principales (ACP)

Cette approche statistique est classique lorsque l'on souhaite dépasser l'analyse bi-variée, aussi nous la décrivons rapidement.

Une ACP permet de définir les similitudes entre des variables pour l'ensemble des éléments et de faire un bilan des différentes corrélations. Les résultats sont présentés sous formes tabulaires et graphiques, dans un espace à « **n** » dimensions, « **n** » étant le nombre de paramètres à analyser. Dans ce type d'étude, il faut réduire le nombre de variables au minimum en ayant soin de ne pas avoir d'éléments redondants.

En sortie, on obtient, entre autre, un tableau indiquant pour les différents paramètres retenus (la valeur minimale, le premier quartile, la valeur médiane, la moyenne, le troisième quartile, et la valeur maximale), une matrice de corrélations des variables, un tableau et un graphe indiquant l'importance des différentes composantes, ainsi que le « biplot » qui est l'élément principal de l'ACP.

3.3.4 Conclusion

Toutes les méthodes employées ici s'appuient grandement sur des principes statistiques de base ou sur des logiciels qui exploitent ces méthodes et permettent de donner une représentation à « **n** » dimensions des résultats obtenus.

Comme toujours dans l'utilisation des techniques statistiques, il ne faut pas prendre les résultats bruts sans analyse et discernement préalable, ceux-ci pouvant différer et donner lieu à des interprétations divergentes, voire même contradictoires, en fonction des éléments initiaux retenus ou de la façon de les combiner et de les présenter.

Dans les études diachroniques telles que celle-ci menées sur un siècle environ, l'important n'est pas tant d'obtenir des quantifications précises que de dégager des tendances. Nous nous attacherons donc plus à l'analyse des ordres de grandeurs de **TSS** et de rétentions sédimentaires opérées par les barrages obtenus ainsi qu'aux conclusions générales que ces tendances permettent de dégager sur la période d'étude.

Il serait du reste illusoire de prétendre pouvoir prendre les estimations issues de ces modèles pour des valeurs reflétant complètement la réalité.

3.4 Validation des approches empiriques existantes

Après avoir évalué les **TSS** spécifiques et **TSS** en t.an^{-1} selon les deux méthodes retenues (**PRO92** et **SYV03**) pour tous les sites de l'étude (*Tab. III.4*) et défini la sensibilité de ces deux approches empiriques, nous testons leur validité face à des données de terrain. Pour cela nous avons choisi de rechercher des données récentes de transport sédimentaire par les oueds dans la littérature car celles utilisées par *Probst et Amiotte Suchet (1992)* sont introuvables et celles de *Syvitski et al., (2003)* ne concernent que quelques très grands bassins versants maghrébins et pas du tout les petits.

Oued	Surface (km^2)	Débit ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	Modèle	TSS spécifique ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	TSS (10^6 t.an^{-1})
MARTIL	1129	19,2	PRO92	389	0,45
			SYV03	1109	1,25
LAOU	930	12	PRO92	277	0,25
			SYV03	1448	1,35
RHIS	800	1,3	PRO92	329	0,25
			SYV03	1457	1,17
NEKOR	960	2,54	PRO92	158	0,15
			SYV03	740	0,71
KERT	2710	0,85	PRO92	133	0,35
			SYV03	607	1,64
MOULOUYA	53500	20,3	PRO92	56	3
			SYV03	199	10,63
CHELIFF	43570	18	PRO92	327	14,20
			SYV03	238	10,35
ISSER	4185	20	PRO92	524	2,10
			SYV03	618	2,57
SEBAOU	3888	17,42	PRO92	518	2
			SYV03	291	1,13

SOUMMAM	9121	25	PRO92	800	7,30
			SYV03	486	4,43
AGRIOUN	652	20,85	PRO92	3800	2,5
			SYV03	1593	1,4
NIL	268	7,29	PRO92	780	0,20
			SYV03	1706	0,46
EL KEBIR - RHUMEL	8813	27,3	PRO92	690	6
			SYV03	354	3,12
SEYBOUSE	6476	11,5	PRO92	362	2,30
			SYV03	320	2,07
BOU ALALAH	2874	9,5	PRO92	530	1,55
			SYV03	463	1,32
EL KEBIR	165	0,019	PRO92	203	0,03
			SYV03	1301	0,21
EL ZOUARA	315	0,074	PRO92	203	0,06
			SYV03	659	0,21
MEDJERDA	23500	29	PRO92	46	1,10
			SYV03	209	4,92

Tableau III. 4 : TSS spécifique et TSS en tonnes par an obtenus avec le modèle PRO92 de Probst et Amiotte Suchet (1992) et SYV03, celui de Syvitski et al., (2003) pour tous les oueds.

3.4.1 Sensibilité de PR92 et SYV03

Nous cherchons à voir quels sont les paramètres majeurs qui influent sur l'estimation du **TSS** dans les deux modèles retenus.

- *Probst et Amiotte Suchet (1992)* à 5 paramètres :

D'après la formulation du modèle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* à 5 paramètres, nous recherchons la prépondérance de chacun d'entre eux en utilisant une ACP. Pour rappel :

$$\ln SY = -0.00723 + 1,028 \ln S + 0,00365 L + 0,6932 \ln P + 0,0016 Q - 0,7516 V$$

avec : S = Pente.
 L = Indice de lithologie.
 P = Précipitations.
 Q = Débit.
 V = Indice de végétation.

Pour cela, nous avons pris les valeurs des différents paramètres utilisés par ce modèle pour les sites maghrébins.

Des deux composantes principales, la composante **Dim1** explique 31,18 % de la variance et la composante **Dim2** en explique 24,45 % (*Fig. III.5*).

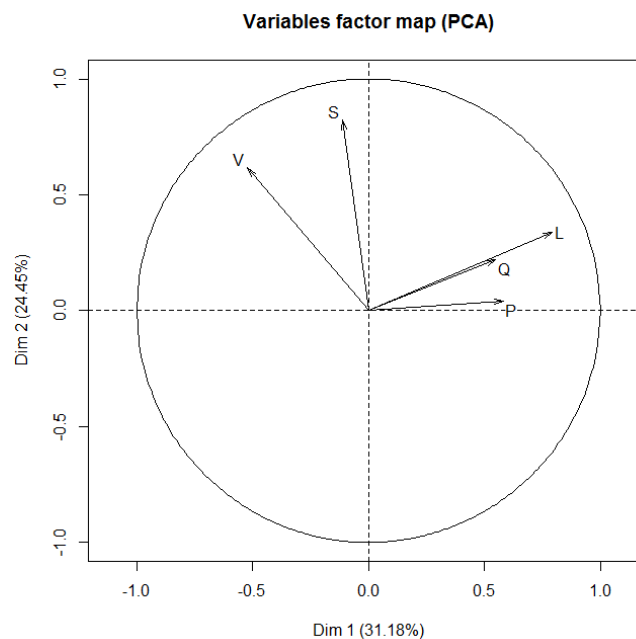


Figure III. 5 : ACP réalisé avec le modèle de Probst et Amiotte Suchet (1992) pour le facteur d'importance de chaque variable.

On constate que, si aucun des 5 paramètres ne correspond réellement à l'une des deux composantes principales **Dim1** et **Dim2**, ils sont cependant assez bien répartis angulairement entre celles-ci, ce qui signifie que la corrélation entre ces variables est faible, excepté pour le débit (**Q**) et l'indice de lithologie (**L**) qui sont les deux variables les plus corrélées bien que cette corrélation soit assez faible (0.36). On en conclut que ces 5 paramètres sont bien des paramètres explicatifs du modèle. Lorsque l'on projette chaque vecteur sur les deux composantes **Dim1** et **Dim2**, on trouve l'influence réelle de chaque paramètre, résumé numériquement ci-dessous.

Loadings:					
	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4	Comp.5
S		0.744	0.285	0.529	0.278
L	-0.636	0.307			-0.703
P	-0.467		0.641	-0.501	0.343
Q	-0.440	0.198	-0.695	-0.106	0.523
V	0.419	0.558	-0.150	-0.673	-0.193

Tableau III. 5: Répartition des composantes de l'ACP.

Nous constatons que c'est l'indice de lithologie (**L**) qui a le plus d'influence sur la composante **comp. 1**. Sur cette même composante, les autres variables [les précipitations (**P**) l'écoulement (**Q**) et l'indice de végétation (**V**)] montrent des valeurs très proches, ce qui leur donne un poids sensiblement équivalent dans le calcul du **TSS**. Par contre, c'est la pente (**S**), qui présente le facteur prépondérant sur la deuxième composante **comp. 2**, deuxième axe de l'ACP.

Le **TSS** calculé sur la base de **PRO92** dépend donc principalement de la lithologie puis de la pente du bassin versant.

3.4.1.1 Syvistki et al., (2003)

D'après la formulation du modèle de *Syvitski et al., (2003)*, nous recherchons la prépondérance de chacun des paramètres en utilisant une ACP. Pour rappel dans la zone étudiée :

$$Q_s = \alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{kT}$$

avec : A = Superficie du bassin versant.

R = Altitude maximale du bassin versant.

T = Température moyenne du bassin versant.

($\alpha_3 = 6,1 \cdot 10^{-5}$; $\alpha_4 = 0,55$; $\alpha_5 = 1,12$; $k = 0,07$)

De même que pour le modèle de Probst, nous avons pris les valeurs des différents paramètres utilisés par ce modèle pour les sites maghrébins.

La composante **Dim1** explique 50,50 % de la variance et la composante **Dim2** : 30,28 % (Fig. III.6).

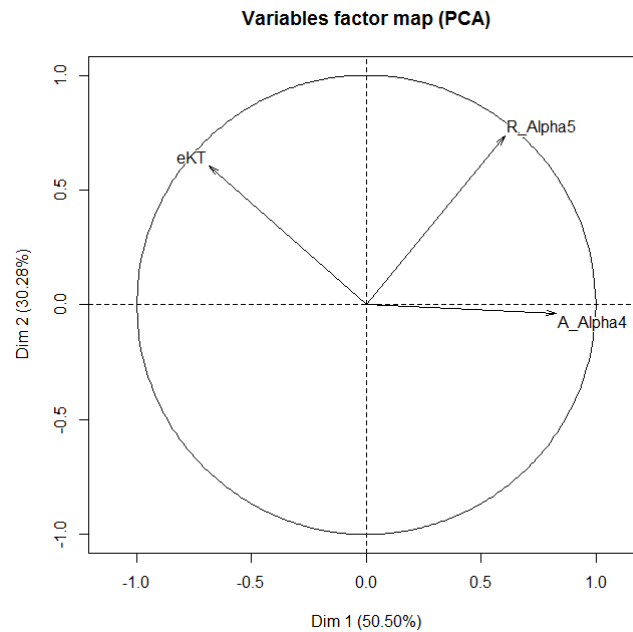


Figure III. 6 : ACP réalisé avec le modèle de Syvitski et al., (2003) pour le facteur d'importance de chaque variable.

Ici, c'est la taille du bassin versant (**A**) qui est à la fois de module important et très proche angulairement de l'axe **Dim1**. On peut donc assimiler cet axe à la superficie. Les trois variables (**A**), (**R**) et (**T**) ne sont pas corrélées, ce qui signifie que ces 3 paramètres sont bien des variables explicatives de la variance. En projetant chacun des vecteurs sur les axes de composantes **Dim1** et **Dim2**, on voit l'ordre d'importance des 3 paramètres.

```

Loadings:
          Comp.1  Comp.2  Comp.3
A_Alpha4 -0.671      0.740
R_Alpha5 -0.491  0.771 -0.406
eKT       0.555  0.636  0.536

```

Tableau III. 6 : Répartition des composantes de l'ACP.

C'est la superficie du bassin versant (**A**) qui est le facteur prépondérant pour ce modèle, suivi de l'altitude maxi (**R**) et de la température moyenne du bassin versant (**T**).

3.4.2 Données issues de la littérature

L'analyse bibliographique d'articles récents (Tab. III.7) plus spécifiquement dédiés à un bassin versant nous a permis de trouver, pour quelques oueds de notre étude, des valeurs de comparaison affinées afin d'évaluer quantitativement la pertinence des deux modèles utilisés ici, **PRO92** et **SYV03**.

Modèle / Source	MARTIL TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	NEKOR TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	MOULOUYA TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)
PRO92	389	158	56
SYV03	1109	740	199
<i>Conseil Sup. de l'Eau et du Climat (1991)</i>	2500	1540	240
<i>Ahamrouni (1996)</i>			363
<i>Ammari (2012)</i>		1500	130
<i>Heusch (1970)</i>			130
<i>Boumeaza et al., (2010)</i>			156

Modèle / Source	CHELIFF TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	ISSER TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	SEYBOUSE TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	AGRIOUN TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)	MEDJERDA TSS spéc. (t.km ⁻² .an ⁻¹)
PRO92	327	524	326	3800	46
SYV03	238	618	320	1593	209
<i>Meddi et al., (1998)</i>					
Mesuré		700	280		835
Estimé		572,5	331,7		956
<i>Bouchelkia et Remini, (2003)</i>	417				
<i>Larfi et Remini (2006)</i>		1100			
<i>Terfous et al., (2003)</i>					
Mesuré		659,2			
Estimé		121			
<i>Ammari (2012)</i>			332		430
<i>de Pina Tavares (2010)</i>			137		
<i>Achite et Meddi, (2005)</i>		184	137		113
<i>Boujemline et al., (1993)</i>				5000	

Tableau III. 7 : Comparaison des TSS spécifiques des oueds maghrébins trouvés en utilisant les modèles **PRO92** et **SYV03** avec ceux donnés par d'autres auteurs et dont la méthodologie d'obtention est généralement connue ou admise.

Ces données, qui nous servent de base de comparaison avec les résultats issus des deux modèles retenus, ont été obtenues des sources suivantes par différentes méthodes :

- *Conseil Supérieur de l'Eau et du Climat (1991)* : Compilation d'études et de cartes.
- *Ahamrouni (1996)* : Estimation basée sur des méthodes bathymétriques réalisées au barrage marocain Mohamed V. La première campagne de mesure date de 1975 et la deuxième de 1985.
- *Ammari (2012)* : Compilation de plusieurs articles, sans que les méthodes d'obtention ne soient précisées.
- *Heusch (1970)* : Mesures de turbidité moyenne de l'eau pour calculer le TSS de la Moulouya, sans plus de précision sur la localisation de ces mesures.

- *Boumeaza et al., (2010)* : Mesures de concentration de limons en suspension qui ont été réalisées à la station Melg el Widane, située à 5 km en amont des barrages Mohamed V et Amadi.

- *Meddi et al., (1998)* : Mesures de terrain faites à partir de l'envasement des barrages et de mesures réalisées aux stations de Remchi pour l'oued algérien Isser, et à celle de Boudaroua pour l'oued Seybouse. Pour l'oued Medjerda, majoritairement situé en Tunisie mais prenant sa source en Algérie, les mesures ont été réalisées à la station de Souk Ahras, en territoire algérien. Toutes les mesures sont suivies d'une modélisation simple utilisant deux paramètres en entrée issues d'une régression multiple : le débit liquide et la superficie du bassin versant. Les erreurs sont estimées par l'auteur comme étant inférieures à 10 %.

- *Bouchelkia et Remini (2003)* : Etude statistique d'échantillons prélevés à la station de Sidi Bel Attar dans l'oued Cheliff. Celle-ci analyse les débits liquides journaliers et évalue les débits solides par modèle statistique.

- *Larfi et Remini (2006)* : Evaluation de la dégradation spécifique de l'oued Isser en Algérie, en se basant sur des analyses granulométriques réalisées au barrage de Beni Amrane, puis en utilisant le modèle de *Meyer-Peter*.

- *Terfous et al., (2003)* : Analyse de la dégradation spécifique de l'oued Isser en s'appuyant sur des mesures de terrain faites entre 1989 et 1998 par l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydriques) et des résultats obtenus à l'aide de modèles empiriques. Les lieux de prélèvement ne sont pas indiqués.

- *De Pina Tavares (2010)* : Reprise des résultats d'une étude faite par *Ghachi* en 1986, sans préciser la méthode utilisée.

- *Achite et Meddi (2005)* : Pour les oueds Isser et Seybousse, reprise des chiffres issus d'une étude de *Lahlou (1994)* et pour l'oued Medjerda, reprise d'une étude de *Bourouba (1998)*.

- *Boudjemline et al., (1993)* : Analyse des données hydro-pluviométriques et de turbidité disponibles sur l'oued Agrioun sur la période 1949-1952. De 1953 à 1958 puis entre 1974 et 1984, les auteurs se sont basés sur des mesures de densités de soutirages, ainsi que sur des mesures directes de l'envasement du barrage d'Iril-Emda à Kherrata. Ils ont ensuite utilisé les modèles de Fournier et de l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydriques) pour calculer le débit solide de l'oued Agrioun.

3.4.3 Comparaison des deux modèles avec les données de la littérature

3.4.3.1 Comparaison générale

Dans le *Tableau III.8*, nous avons calculé le rapport (**Dr**) entre les valeurs trouvées en utilisant les deux modèles **PRO92** et **SYV03** et celles issues de la littérature, ainsi que le pourcentage de l'erreur moyenne (**RMS**) dans le but de mieux quantifier la qualité des données des **TSS** obtenus par chacun de ces deux modèles.

Oued	S (km ²)	D (m ³ .s ⁻¹)	Littérature	PRO92	SYV03
			TSS spéc.	TSS spéc. (<i>Dr</i> <i>RMS</i> (%))	TSS spéc. (<i>Dr</i> <i>RMS</i> (%))
MARTIL	1129	19,2	2500	389 (0,16 84)	1109 (0,44 56)
NEKOR	960	2,54	1520	158 (0,10 90)	740 (0,49 51)
MOULOUYA	53500	20,3	222	56 (0,25 75)	199 (0,89 11)
CHELIFF	43570	18	417	327 (0,78 22)	238 (0,57 43)
ISSER	4158	20	631	524 (0,83 17)	618 (0,98 2)
AGRIOUN	652	20,58	5000	3800 (0,76 24)	1593 (0,32 68)
SEYBOUSE	6476	11,5	270	362 (1,34 34)	320 (1,18 18)
MEDJERDA	23500	29	740	46 (0,06 94)	209 (0,28 72)

Tableau III. 8 : *TSS spécifique (t.km⁻².an⁻¹), Dr et RMS obtenus avec le modèle PRO92 et celui de SYV03 pour tous les oueds ayant une valeur TSS littérature de référence.*

De manière globale, l'examen des valeurs de **Dr** et de **RMS** nous montre que pour les 8 oueds pour lesquels nous disposons de données de comparaison issues de la littérature, excepté les oueds Cheliff et Agrioun, le modèle **SYV03** donne de meilleures valeurs de **TSS** que **PRO92**. En effet, nous constatons une bonne concordance des résultats pour les oueds Martil, Nekor, Moulouya, Isser, Seybouse et Medjerda, avec des valeurs de **Dr** proches de 1 et des valeurs de **RMS** assez faibles.

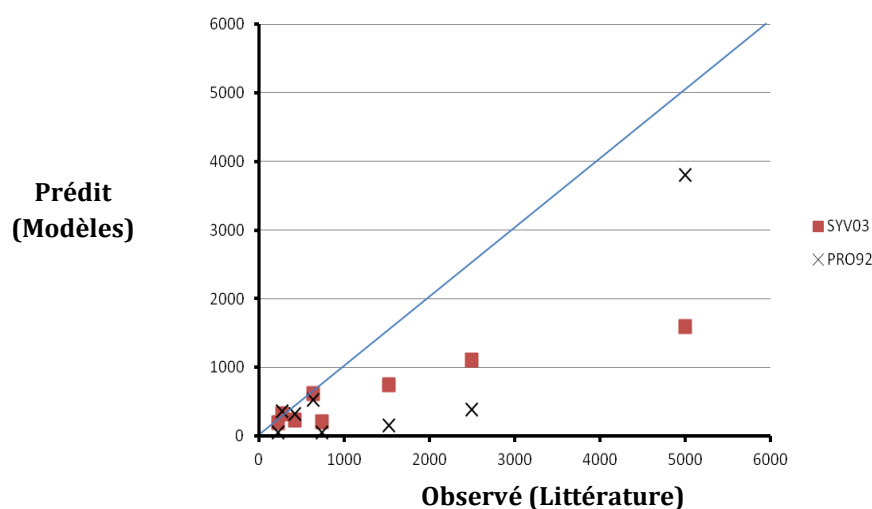


Figure III. 7 : Comparaison des **TSS** spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) trouvés avec **PRO92**, **SYV03** et les données issues de la littérature (droite bleue) pour les 8 oueds (Tab. III.6).

Les écarts des **TSS** spécifiques obtenus avec les deux modèles par rapport aux observations issues de la littérature montrent (Fig. III.7) que dans 6 cas sur 8 analysés, les valeurs produites par **SYV03** sont soit identiques, aux incertitudes près, soit meilleures que celles calculées sur la base de **PRO92**.

La corrélation entre les données de la littérature et les modélisations selon **PRO92** et **SYV03** affiche un résultat légèrement supérieur pour **SYV03** ($R=0,95$) que pour **PRO92** ($R=0,88$), néanmoins les différences sont finalement faibles.

Cependant, pour le modèle **SYV03**, on est en présence de valeurs à la fois très bien corrélées et proches des valeurs prises comme références.

Le modèle **PRO92** procure des valeurs globalement moins bien corrélées, excepté pour l'oued Agrioun dont la valeur de **TSS** trouvée est assez proche de celles qui émanent de la littérature, principalement parce que cet oued a des caractéristiques physiques atypiques que les variables en entrée de **PRO92** peuvent exprimer, au contraire de **SYV03** (Fig. III.7).

Les deux modèles **PRO92** et **SYV03** minimisent de façon systématique les **TSS** évalués, sauf pour l'oued Seybouse (Fig. III.7). Ce fait est confirmé dans le *tableau III.8* qui indique que, pour **PRO92** et **SYV03**, toutes les valeurs de **Dr** sont inférieures à 1, exception faite de cet oued.

3.4.3.2 Analyse par oued

Sur la base de notre étude bibliographique qui détaille les conditions des mesures de référence, nous analysons les résultats de calculs de **TSS** pour chacun des 8 oueds pour lesquels nous disposons de données issues de la littérature. Il s'agit ici de faire une analyse critique de la méthodologie pour chaque oued (Tab. III.7 et III.8).

Pour les oueds Martil et Nekor, la validité de **SYV03** est avérée par rapport à **PRO92** (oued Martil : **Dr**=0,44 contre 0,16, **RMS**=55,64 contre 84,42 ; oued Nekor : **Dr**=0,49 contre 0,10 et **RMS**=51,34 contre 89,51), même si les résultats obtenus sont moins univoques que pour les autres oueds.

Pour l'oued Moulouya, la valeur du **TSS** avancée par *Ahamrouni (1996)* est la plus élevée car provenant de mesures réalisées au barrage Mohamed V qui est situé à ~ 85 km de la côte, et donc, non extrapolée à l'ensemble du bassin versant. Les autres valeurs de **TSS** issues de la littérature représentent un facteur 3 par rapport à celle obtenue par le modèle **PRO92**, mais sont très proches de celle calculée par le modèle **SYV03**.

Pour l'oued Cheliff, l'estimation du **TSS** spécifique donnée par le modèle **PRO92** est concordante avec celle trouvée par *Bouchelkia et Remini (2003)* à un facteur 1,3 près. De plus, elle se situe elle aussi complètement dans la marge d'incertitude calculée pour le modèle **PRO92** (**TSS** max : 705,6 t.km⁻².an⁻¹). La valeur estimée par **SYV03** est inférieure d'un rapport 1,75, ce qui reste tout à fait cohérent avec la valeur de **TSS** littérature.

Pour l'oued Isser, les écarts entre les **TSS** calculés par les deux modèles (**PRO92** et **SYV03**) et la valeur estimée par *Meddi et al., (1998)* sont de 10 %, alors que la valeur mesurée sur le terrain, légèrement supérieure, reste dans la limite des erreurs calculées pour les deux modèles. Même si la valeur trouvée par *Larfi et Remini (2006)* pour l'oued Isser se situe au-delà de la valeur maximale de celle obtenue par le modèle **PRO92**, l'écart est seulement d'un facteur 2 avec la valeur moyenne donnée par **PRO92** et **SYV03**, ce qui, vu la méthode employée, reste tout à fait acceptable pour cet oued. Le **TSS** modélisé par *Terfous et al., (2003)* est très faible (121 t.km⁻².an⁻¹), mais celui qu'ils obtiennent par des données mesurées est une fois de plus en bon accord avec le **TSS** calculé selon le modèle **SYV03**. *Achite et Meddi (2005)* propose une valeur très faible de **TSS**, d'un facteur 2,8 en dessous du **TSS** calculé avec le modèle **PRO92** et 3,3 fois inférieur à celui obtenu par **SYV03**. Cependant, ne connaissant pas la méthodologie qui a été employée pour obtenir ce chiffre, nous ne retiendrons pas cette valeur qui de plus, s'écarte des autres résultats issus d'études différentes.

Pour l'oued Agrioun, nous constatons que la valeur de **TSS** obtenue par le modèle **PRO92** est davantage conforme à celle publiée par *Boudjemline et al., (1993)* à partir de mesures de turbidités, puis extrapolées à l'ensemble de l'oued, que celle fournie par le modèle **SYV03**. Cela est dû aux particularités géomorphologiques de ce bassin versant qui a une très forte pente, une lithologie peu cohésive à la végétation très pauvre et des précipitations très élevées. De fait, ces paramètres locaux ne sont pas pris en compte dans **SYV03**, au contraire de **PRO92**.

Pour l'oued Seybouse, la valeur du **TSS** mesurée par *Meddi et al., (1998)* est inférieure de 10 % à celle calculée par la méthode **PRO92**, tout en la validant tout de même. Le résultat trouvé par *Ammari (2012)* est tout à fait cohérent avec la valeur calculée par le modèle **PRO92**. *De Pina Tavares (2010)* et *Achites et Meddi (2005)* fournissent les mêmes valeurs de **TSS** pour cet oued, valeurs bien inférieures à toutes celles que l'on peut trouver dans la littérature, sans que l'on connaisse le mode d'obtention. La valeur de **TSS**

trouvée par le modèle **SYV03** pour ce même oued est elle aussi tout à fait comparable aux valeurs estimées et mesurées (**TSS** : 320 t.km⁻².an⁻¹ (**SYV03**) contre 331,7 t.km⁻².an⁻¹ (*Meddi et al., 1998*)).

Par contre, dans le cas de l'oued Medjerda, même si le modèle **SYV03** semble être plus adapté que **PRO92** pour estimer le **TSS**, les valeurs obtenues par ces deux modèles sont très inférieures à celles publiées par *Meddi et al., (1998)*. Nous expliquons ces divergences par le fait que les mesures publiées par *Meddi et al., (1998)* ont été réalisées au barrage de Souk Arhas situé à l'amont du bassin versant, à une altitude 550 m, sur un secteur où la pente de l'oued est très forte. Une grande partie du fleuve n'est donc pas prise en compte par *Meddi et al., (1998)*, ce qui pourrait expliquer l'écart entre les mesures et les résultats.

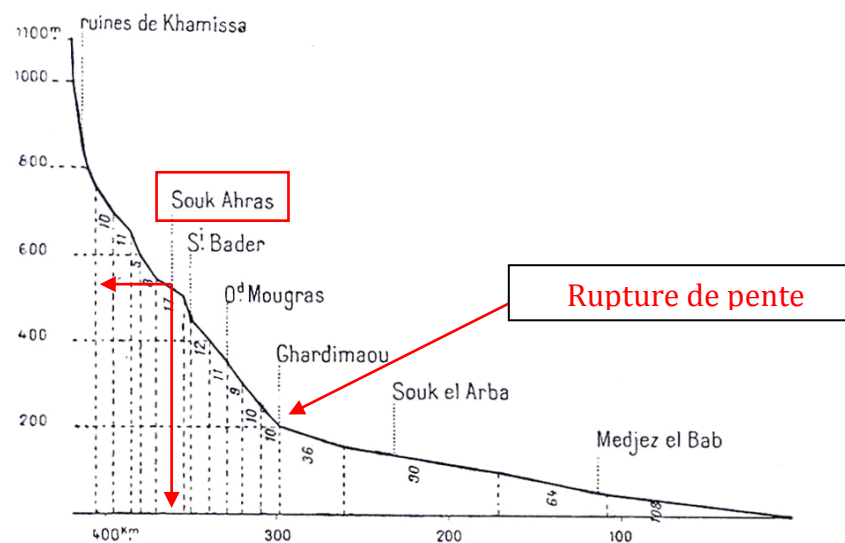


Figure III.8 : Profil en long de l'oued Medjerda et localisation de la station de Souk Ahras (d'après Gauthier, 1911, modifié).

Du sommet (1100 m) jusqu'à ce barrage, les précipitations et la pente ne sont donc pas représentatives de celles qui s'appliquent à l'ensemble du bassin. La *figure III.8* permet de constater qu'une forte rupture de pente intervient au kilomètre 300, les $\frac{3}{4}$ du cours de la Medjerda ayant une altitude inférieure à 200 m et une pente faible, d'où potentiellement la surestimation du transport sédimentaire qui est faite en extrapolant les valeurs trouvées par *Meddi et al., (1998)*.

Les valeurs de **TSS** avancées par *Ammari (2012)* et *Achite et Meddi (2005)*, moins élevées que celles de *Meddi et al., (1998)*, semblent donc accréditer l'hypothèse faite ci-dessus et valider **SYV03**, mais les deux auteurs ne précisent pas leurs méthodes.

3.4.3.3 Synthèse

Le modèle **SYV03** apparaît finalement comme étant plus performant que **PRO92** pour l'environnement semi-aride, sauf pour les petits bassins versants aux caractéristiques atypiques produisant un **TSS** spécifique très élevé tel que l'oued Agrioun. De plus, **SYV03** estime les **TSS** avec une incertitude plus faible que celle obtenue avec **PRO92**.

Si ce résultat peut sembler surprenant à priori, il montre qu'un modèle, aussi performant soit-il d'un point de vue purement théorique, ne vaut en réalité que par la qualité des données utilisées. Dans ce contexte maghrébin, le modèle **PRO92** a beau être conçu pour un environnement semi-aride, il reste toutefois moins fiable que le modèle plus généraliste **SYV03**, non pas à cause d'un défaut intrinsèque, mais seulement parce que les données très spécifiques qu'il utilise et qui sont sensées faire sa force, telles que l'indice de lithologie ou de végétation, font défaut ou manquent de précision, et du coup, dégradent les résultats obtenus.

3.5 Modification du modèle de Syvitski et al. 2003 (SYV03)

En plus d'être globalement plus performant que **PRO92**, le modèle **SYV03** présente le grand avantage de pouvoir être mis en œuvre facilement pour évaluer le **TSS**. Il nous a donc semblé intéressant de le modifier afin qu'il puisse fournir des valeurs plus cohérentes de **TSS** pour certains oueds à fort **TSS** spécifique (tels que l'oued Agrioun). Ce modèle modifié pourrait alors servir de base « réaliste » pour réévaluer le **TSS** des oueds coulant dans un environnement semi-aride méditerranéen.

3.5.1 Calibration du modèle modifié (SYVmod)

Nous montrons d'une part que **SYV03** sous-estime systématiquement les **TSS** (valeurs de **Dr** systématiquement inférieures à 1 (*Tab. III.8*)), mais d'autre part, nous avons constaté que les résultats qu'il procure sont bien corrélés avec les **TSS** issus de mesures provenant de la littérature qui sont majoritairement expérimentales, d'où une certaine cohérence des valeurs obtenues.

De manière empirique, nous cherchons donc à ajouter à **SYV03** un coefficient supplémentaire dont le rôle sera de pondérer les résultats fournis par le modèle initial. Ce coefficient ne sera valable, en première analyse, que dans ce cas précis (Nord du Maghreb, Latitude > 30° Nord et T > 0°C), et doit être considéré comme un ajustement de **SYV03** aux particularités, tant climatiques (semi-aridité de la zone entraînant de faibles écoulements moyens et une couverture végétale pauvre) que topographiques (bassins versants de petite taille aux pentes raides), de la zone d'étude.

La modification de **SYV03**, appelée **SYVmod**, s'appuie sur les données expérimentales tirées de la littérature sur les 8 oueds présentés précédemment (Martil, Nekor, Moulouya, Cheliff, Isser, Agrioun, Seybouse, Medjerda sur la base de *Heusch (1970)* ; *Boudjemline et al., (1993)* ; *Ahamrouni (1996)* ; *Meddi et al., (1998)* ; *Bouchelkia et Remini (2003)* ; *Terfous et al., (2003)* ; *Larfi et Remini (2006)* ; *Boumeaza et al., (2010)* ; *Ammari (2012)*, auxquels nous avons ajouté deux autres oueds, Mina (Algérie) et Mekerra (Algérie) (*Hallouz et al., 2012* ; *Cherif et al., 2013*), ne débouchant pas en Méditerranée mais pour lesquels des données considérées comme robustes ont été publiées.

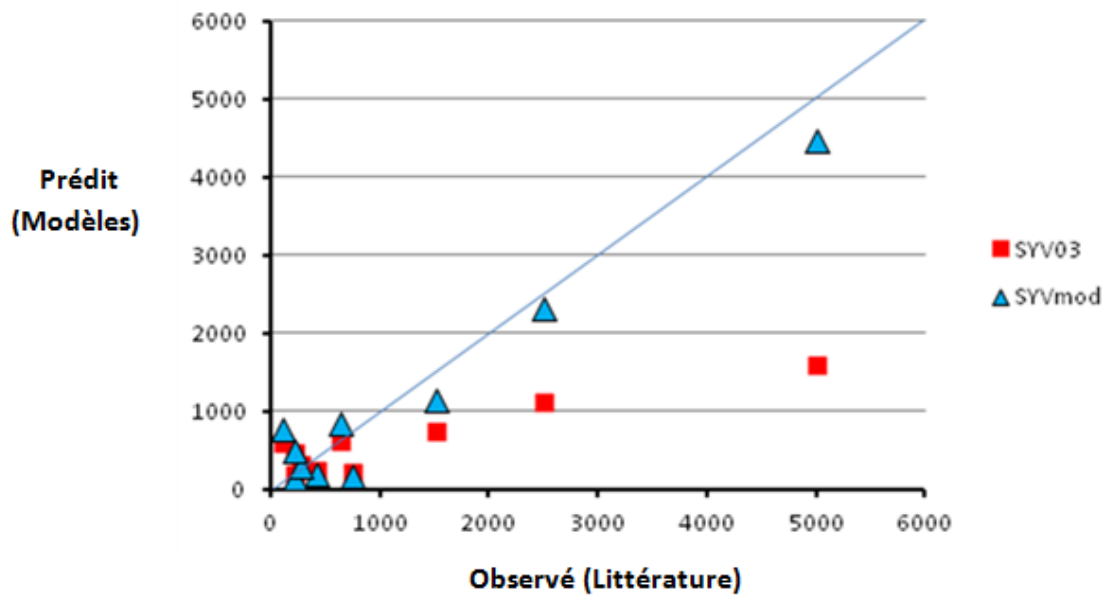


Figure III. 9 : Ecarts entre **TSS** issu de la littérature (la droite) et **SYV03** et **SYVmod** ($t.km^{-2}.an^{-1}$) pour les 10 oueds servant à la calibration.

De manière itérative, nous obtenons un **SYVmod** convenant à la quasi-totalité des oueds, aux incertitudes près :

$$\mathbf{SYVmod} = \mathbf{C_{MV}} . \mathbf{SYV03}$$

avec : $\mathbf{C_{MV}} = 0,0015 . [(\alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{(kT)}) . 31536 / A] + 0,418$

$\mathbf{SYV03}$ = équation de Syvitski et al., (2003).

ce qui donne :

$$\mathbf{SYVmod} = ((0,003 . [(\alpha_3 A^{\alpha_4} R^{\alpha_5} e^{(kT)}) . 31536 / A] + 0,418)^2 - 0,174724) / 0,006$$

Nous vérifions que les valeurs du **TSS** spécifique obtenues par **SYVmod** sont proches de celles issues de la littérature (Fig. III.9). Le coefficient de détermination obtenu entre le **TSS** calculé avec **SYVmod** et le **TSS** littérature est $\mathbf{R^2=0.94}$ indiquant une très bonne corrélation ($\mathbf{R=0,97}$) entre ces deux valeurs.

3.5.2 Validation de la solution proposée

Pour valider **SYVmod**, nous comparons les données issues de la littérature avec la nouvelle équation obtenue. Pour cela, nous nous servons des 10 oueds précédemment analysés (Martil, Nekor, Moulouya, Cheliff, Isser, Agrioun, Seybouse, Medjerda, Mina, Mekerra), auxquels nous avons ajouté d'autres oueds ayant également fait l'objet de relevés de **TSS** récents sur le terrain, mais ne débouchant pas tous directement en Méditerranée. Ce sont les oueds Mouilah, affluent de l'oued Tafna (Terfous et al., 2001) ; El Ham, oued algérien situé en zone semi-aride (Hasbaia et al., 2012) ; Cherf, affluent de

l'oued algérien Seybouse (Khanchoul et al., 2012) ; Barbara qui coule au Nord-Ouest de la Tunisie (Souadi, 2011) ; Sébaou (Milliman et al., 2011) ; Soummam (Milliman et al., 2011) ; El Harrach (Meddi et al., 1998) ; Mazafran (Bourouba, 1997) ; Tafna (Milliman et Farnsworth, 2011), Miliane (Wikipedia), tous situés en milieu semi-aride.

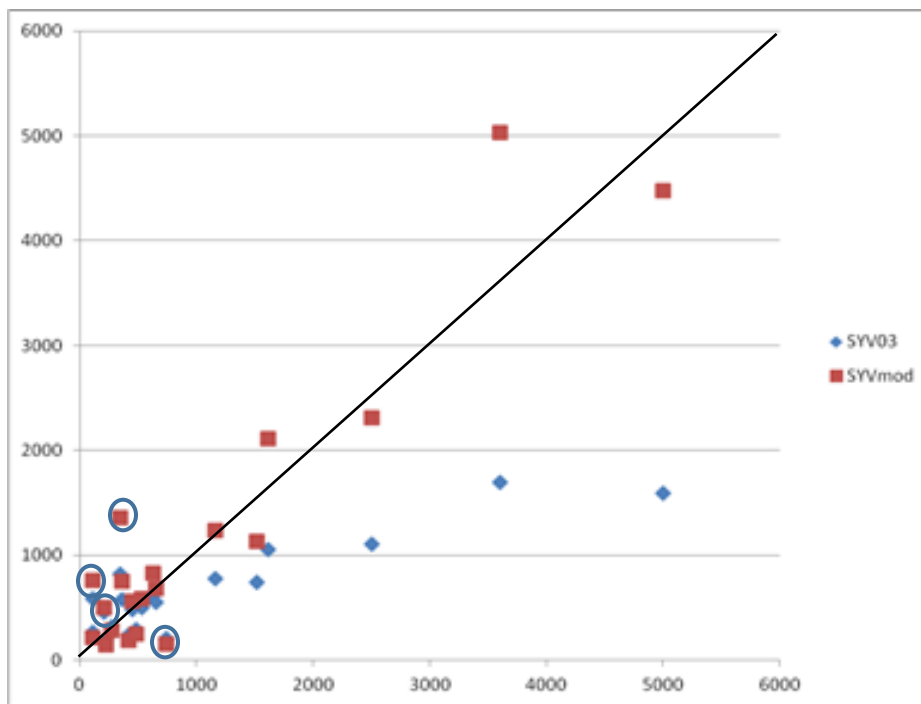


Figure III. 10 : Ecart des TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) selon SYV03 et SYVmod par rapport aux valeurs issues de la littérature (droite noire) pour les 20 oueds servant à la validation. Les points cerclés de bleu sont les 4 oueds moins bien simulés (Cf. chap. 3.5.3).

On constate (Fig. III.10) que les résultats obtenus avec le modèle modifié SYVmod sont très bons ($R=0,93$), et relativement proches de ceux que la littérature nous fournit, également pour les oueds à fort TSS spécifique.

Oued	S (km^2)	D ($m^3.s^{-1}$)	Litt. TSS spéc.	PRO92 TSS (Dr RMS)	SYV03 TSS (Dr RMS)	SYVmod TSS (Dr RMS)
MARTIL	1129	19,2	2500	389 (0,16 84)	1109 (0,44 56)	2308 (0,92 52)
NEKOR	960	2,54	1520	158 (0,10 90)	740 (0,49 51)	1131 (0,74 35)
MOULOUYA	53500	20,3	222	56 (0,25 75)	199 (0,89 11)	143 (0,64 40)
CHELIFF	43570	18	417	327 (0,78 22)	238 (0,57 43)	184 (0,44 29)
ISSER	4158	20	631	524 (0,83 17)	618 (0,98 2)	831 (1,31 26)
SEBAOU	3888	17,42	309	518 (1,68 8)	291 (0,61 39)	249 (0,52 17)
SOUMMAM	9121	25	450	800 (1,78 78)	486 (1,08 8)	558 (1,24 13)
AGRIOUN	652	20,58	5000	3800 (0,76 24)	1593 (0,32 68)	4472 (0,89 64)
SEYBOUSE	6476	11,5	270	362 (1,34 34)	320 (1,18 18)	287 (1,06 11)
MEDJERDA	23500	29	740	46 (0,06 94)	209 (0,28 72)	153 (0,21 37)

MOUILAH	2650		364		581 (1,60 60)	749 (2,06 22)
El HAM	5604		530		503 (0,95 5)	590 (1,11 15)
MINA	4900		211		455 (2,16 116)	501 (2,37 9)
MEKERRA	4102		111		585 (5,27 427)	758 (6,83 23)
CHERF	1710		347		822 (2,37 137)	1357 (3,91 39)
BARBARRA	175		3600		1697 (0,47 53)	5030 (1,40 66)
El HARRACH	970		1615		1056 (0,65 35)	2116 (1,31 50)
MAZAFRAN	1912		1160		778 (0,67 33)	1234 (1,06 37)
TAFNA	8800		114		262 (2,30 130)	212 (1,86 24)
MILIANE	2283		657		549 (0,84 16)	681 (1,04 19)

Valeurs moyennes de **TSS** spéc. ($t.km^{-2}.an^{-1}$) : **PRO92** : 698 **SYV03** : 580 **SYVmod** : 1032

Tableau III. 9 : TSS spécifiques obtenus d'après la littérature, PRO92, SYV03 et SYVmod pour les oueds maghrébins. Les 10 oueds en caractères gras ont servi à la calibration de SYVmod et l'ensemble des 20 oueds ont été utilisés pour la validation.

L'analyse des indicateurs pour **SYVmod** (Tab. III.9) nous montre que :

Le **Dr** est assez proche de 1 pour 16 oueds sur 20 [0,44 à 2,06].

Le **Dr** est compris entre [0,21 et 6,83] pour 4 oueds sur 20 (Medjerda, Mina, Mekerra, Cherf).

Le **RMS** varie de 9,16 à 66,26 pour l'ensemble des oueds avec une valeur moyenne de 31,4.

Ces valeurs représentent une nette amélioration par rapport à celle que nous avons calculées pour le modèle de **SYV03**, où $0,28 < Dr < 5$ et $2 < RMS < 427$ pour l'ensemble des oueds.

Nous observons que testée avec 20 oueds, la corrélation est très bonne, avec un coefficient de corrélation **R**=0,93 et celle-ci est significative, la **p-value** étant de $2.127.10^{-09}$. L'intervalle de confiance à 95 % est compris entre 0,83 et 0,97.

Le modèle **SYVmod** donne donc de bons résultats pour 80 % des oueds de cette étude, ce qui nous incite à l'utiliser dans les parties et chapitres suivants.

3.5.3 Oueds au TSS moins bien simulés

Du fait que le nombre de valeurs de références issues de la littérature soit relativement faible (10 utilisés pour la calibration et 20 pour la validation), les régressions linéaires effectuées sont quelque peu limitées en nombre de points. On sait que les méthodes statistiques en général et le calcul des coefficients de corrélation et de détermination en particulier s'accommodent mieux d'échantillons ayant des populations plus élevées mais ce problème est récurrent dès que l'on effectue une recherche sur des terrains peu investigués. En effet, le nombre d'oueds jugés significatifs dans le cadre de cette étude ne peut pas être augmenté à volonté et il nous est imposé par la zone

étudiée. Cependant, les résultats obtenus par **SYVmod** gagnent en cohérence par rapport au modèle initial **SYV03**.

Néanmoins, les 4 points détaillés ci-dessous sortent légèrement de la tendance générale (*Fig. III.10*). Nous avons déjà critiqué les valeurs du **TSS** issues de la littérature pour l'oued Medjerda. Pour l'oued Mina (Algérie), il résulte d'une étude statistique faite sur 3 sous-bassins versants de cet oued, situés en amont du barrage Sidi M'hamed Ben Aouda. Cette étude, menée sur 30 ans, relève une très grande disparité de la dégradation spécifique obtenue entre les différentes années, le **TSS** maximum enregistré étant 1500 t.km⁻².an⁻¹ en 1994-1995 alors que la valeur moyenne serait de 211 t.km⁻².an⁻¹ (*Hallouz et al., 2012*). Le seul fait que nous n'ayons pas plus de précisions sur les caractéristiques de ces sous-bassins versants nous empêche d'analyser plus en détail les écarts obtenus. Toutefois, le facteur 2,37 constaté entre les données, pour la plupart expérimentales, issues de la littérature, et celles que nous obtenons n'est pas non plus aberrant à la vue de ces disparités.

Pour l'oued Mekerra, qui est un sous-bassin versant de la Macta située au Nord-Ouest de l'Algérie, les précipitations enregistrées sont les plus faibles de tous les oueds algériens retenus, avec une moyenne de 400 mm.an⁻¹, et parmi les plus faibles de tous les oueds maghrébins. A cela s'ajoute une pente moyenne peu prononcée, et la prédominance de terrains perméables (*Cherif et al., 2013*), autant de facteurs ne favorisant pas les transports sédimentaires importants. L'analyse du transport solide a été réalisée à partir de données de crues, ce qui diffère des autres méthodes basées sur les valeurs moyennes d'écoulement. Le facteur de 6,8 entre les données de la littérature et celle que nous obtenons avec **SYVmod** est élevé mais les particularités tant morphologiques que méthodologiques évoquées ci-dessus permettent de comprendre cette différence. De plus, même un ratio de 6,8 permet de conserver des ordres de grandeurs.

La valeur **TSS** de la littérature considérée pour l'oued Cherf (Algérie) provient d'une étude de *Khanchoul et al., (2012)*. Les précipitations de ce sous-bassin versant de l'oued Seybouse sont très faibles : 290 mm.an⁻¹. La lithologie globale est moyennement cohésive (**Ker** = 21) et la méthode retenue par les auteurs pour évaluer le **TSS** spécifique est celle de *Probst et Amiotte Suchet (1992)* à 3 paramètres. Ce modèle, en plus d'être le moins précis des 3 modèles proposés par *Probst et Amiotte Suchet (1992)* (à 3, 4 et 5 paramètres), sous-estime systématiquement le **TSS** évalué. Le facteur de 3,9 existant entre la valeur littérature donnée par *Khanchoul et al., (2012)* et celle que nous obtenons avec **SYVmod** est tout à fait justifié car, là encore, nous pensons que la valeur littérature prise en référence est sous-évaluée du fait du modèle retenu.

3.5.4 Synthèse et domaine de validité de SYVmod

Les valeurs obtenues par **SYVmod** sont globalement proches de celles retenues dans la littérature (**R**=0,93), excepté pour certains oueds dont la revue des articles a dévoilé des carences méthodologiques (*Cf. paragraphe ci-dessus*) qui remettent en question la

précision de ces valeurs de références. Tous ces éléments nous permettent de conclure que le modèle **SYVmod** convient globalement bien pour évaluer le transport sédimentaire en suspension des oueds maghrébins, à condition toutefois que ceux-ci présentent un bassin versant de taille suffisante. Pour l'oued Agrioun, dont le bassin versant s'étend sur 652 km², nous obtenons encore une valeur de **TSS** très proche de la valeur littérature de référence. Par contre, les trois oueds de superficie inférieure à 500 km² (Nil, El Kebir-Tabarka et El Zouara), les valeurs estimées de **TSS** par **SYVmod** sont comparativement très élevées, sans qu'aucune particularité géomorphologique ne vienne justifier ces écarts. Pour ces raisons, nous retiendrons la valeur de ~ 500 km² comme superficie du bassin versant en-deçà de laquelle le modèle **SYVmod** n'est plus adapté pour estimer le **TSS** dans cet environnement maghrébin.

Comme le montre la *figure III.11*, la superficie des bassins versants est bien l'élément majeur qui contrôle le transport sédimentaire en suspension spécifique des 20 oueds utilisés pour la validation, que ce soit avec les données de la littérature ou celles obtenues avec **SYVmod**.

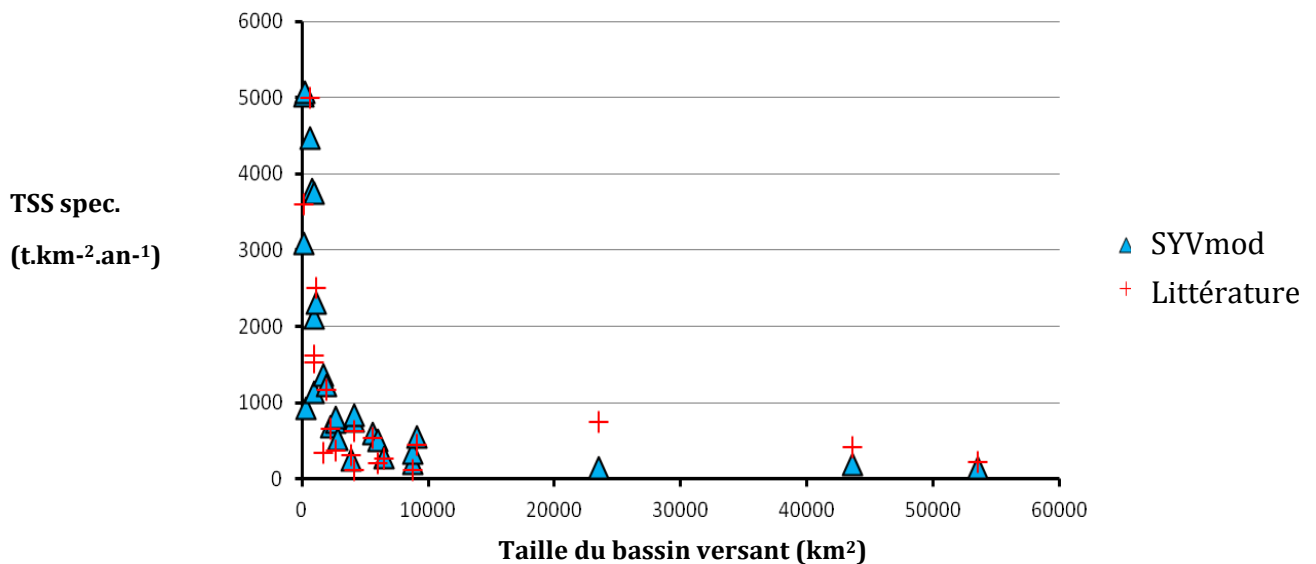


Figure III. 11 : TSS spécifiques (t.km⁻².an⁻¹) littérature et estimés avec **SYVmod** en fonction de la superficie du BV (km²).

3.6 Transports sédimentaires des oueds vers la mer

Cette partie présente et discute les résultats obtenus concernant le transport en suspension dans les bassins versants (**TSS**), pour les matières en suspension et pour la charge de fond. A ce stade, nous distinguerons les quantités transportées sans tenir compte du rôle des barrages sous la terminologie « **TSS brut** » ou « **TSS avant-barrage** ». Puis nous prendrons en compte les quantités sédimentaires retenues par ces ouvrages d'art, avant de déterminer les volumes sédimentaires arrivant à la mer, quantités que nous appelons « **TSS net** » ou « **TSS après-barrage** ». La quantification est logiquement basée sur **SYVmod**.

3.6.1 TSS spécifique en $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ TSS en t.an^{-1}

Les diverses valeurs estimées de **TSS** pour les différents oueds sont présentées dans le *tableau III.10* et les *figures III.12 et III.13*.

Oued	TSS Min ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	TSS ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	TSS Max ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	TSS Min (10^6 t.an^{-1})	TSS (10^6 t.an^{-1})	TSS Max (10^6 t.an^{-1})
MARTIL	1994	2308	2667	2,14	2,61	3,16
LAOU	3239	3749	4333	2,86	3,49	4,23
RHIS	3277	3794	4384	2,49	3,04	3,68
NEKOR	1664	1926	2226	1,52	1,85	2,24
KERT	696	806	931	1,79	2,18	2,65
MOULOUYA	123	142	164	6,24	7,61	9,23
CHELIF	158	184	211	6,54	8,02	9,67
ISSER	715	830	956	2,82	3,15	4,18
SEBAOU	214	249	286	0,79	0,97	1,17
SOUMMAM	483	557	646	4,18	5,08	6,19
AGRIOUN	3867	4473	5174	2,40	2,92	3,54
<i>NIL</i>	<i>4390</i>	<i>5076</i>	<i>5874</i>	<i>1,12</i>	<i>1,36</i>	<i>1,65</i>
EL KEBIR-RHUMEL	291	336	389	2,43	2,96	3,60
SEYBOUSE	249	288	333	1,53	1,86	2,26
BOU ALALAH	444	516	594	1,20	1,47	1,78
<i>EL KEBIR</i>	<i>2627</i>	<i>3085</i>	<i>3615</i>	<i>0,41</i>	<i>0,51</i>	<i>0,63</i>
<i>EL ZOUARA</i>	<i>791</i>	<i>926</i>	<i>1088</i>	<i>0,24</i>	<i>0,29</i>	<i>0,36</i>
MEDJERDA	133	153	175	2,97	3,60	4,32

Tableau III. 10 : *TSS spécifiques moyens, mini et maxi et TSS moyens, mini et maxi pour les 18 oueds maghrébins obtenus en utilisant le modèle de Syvitski modifié (SYVmod). Les 3 oueds en italiques (Nil, El Kebir et El Zouara) ont une superficie de bassin versant inférieur à 500 km² et sont hors-modèle.*

3.6.1.1 Transport sédimentaire en suspension (TSS)

Dans une logique « *Source-to-sink* », l'importance du **TSS** exprimé en tonnes par an est principalement due au fait qu'il permet de déterminer la quantité de sédiments fournissant le compartiment maritime.

C'est logiquement l'oued Cheliff, le deuxième plus grand oued de cette sélection, qui charrie la plus grande quantité de sédiments le long de son bassin versant jusqu'à son embouchure deltaïque : 8 millions de $t.an^{-1}$, suivi par l'oued Moulouya avec 7,6 millions de $t.an^{-1}$, qui possède le plus grand bassin versant. Le troisième oued est la Soummam (5 millions de $t.an^{-1}$ pour une superficie de 9121 km^2), et l'oued Medjerda est assez logiquement en quatrième position avec 3,6 millions de $t.an^{-1}$ pour une superficie de 23.500 km^2 . Il apparaît bien ici la prédominance des grands bassins versants pour la fourniture sédimentaire vers la mer.

Les oueds Laou, Isser, Rhis, El Kebir-Rhumel, Agrioun et Martil présentent un **TSS** relativement proche (entre 3,49 et 2,61 millions de $t.an^{-1}$) pour des superficies de bassins versants qui sont du même ordre de grandeur pour les oueds Laou, Rhis, Agrioun et Matil d'un côté (entre 652 et 1129 km^2) et Isser, El Kebir-Rhumel de l'autre (4158 et 8813 km^2). Ces deux derniers oueds montrent une productivité sédimentaire spécifique bien inférieure aux quatre premiers, compensée par une grande superficie de leurs bassins versants, ce qui leur permet d'avoir un **TSS** aussi élevé.

Les cinq derniers oueds qui fournissent peu de sédiment à la mer sont Kert, Seybouse, Nekor, Bou Alalah et Sebaou car ils ne possèdent ni un grand bassin versant ni un **TSS** spécifique élevé pour compenser leurs tailles moyennes ou petites, ce qui explique leur classement dans le dernier groupe.

3.6.1.2 TSS spécifique

Le **TSS** spécifique des oueds étudiés (*Fig. III.12*) permet de comparer le transport sédimentaire en suspension rapporté à la même superficie de bassin versant.

D'après le *tableau III.10*, et en-dehors des oueds Nil, Kebir et El Zouara qui sont, nous le rappelons, hors du domaine de validité du modèle, c'est l'oued Agrioun qui, avec 4473 $t.km^{-2}.an^{-1}$, a la plus grande productivité spécifique sédimentaire vers le littoral méditerranéen. Puis arrivent les oueds Rhis, Laou et Martil, dont le **TSS** spécifique est compris entre 2300 et 3800 $t.km^{-2}.an^{-1}$. Les caractéristiques du bassin versant de l'oued Agrioun sont sans équivoque pour expliquer son **TSS** spécifique : précipitations pluvieuses les plus élevées de cette sélection d'oueds (974 mm) ; très forte pente (13,52 %) qui favorise des écoulements liquides rapides et donc une érosion plus forte du sol avec un transport en suspension beaucoup plus efficace, y compris pour des particules de granulométrie élevées ; une lithologie caractéristique des roches très tendres (marnes, grès marneux) et une couverture végétale extrêmement pauvre, inapte à

empêcher l'érosion lors de précipitations, même faibles, un bassin versant de petite superficie favorisant les écoulements directs.

L'oued Agrioun combine donc tous les paramètres pour produire le **TSS** spécifique le plus élevé des oueds étudiés ici.

Les caractéristiques des oueds Rhis, Laou et Martil montrent de nombreuses similitudes avec l'oued Agrioun : pentes relativement raides ($> 12 \%$), petits bassins versants, même indice de lithologie de 20 pour les oueds Martil et Laou, et seulement de 10 pour l'oued Rhis mais qui est compensé par un indice de végétation plus faible (1,5), symptomatique d'un couvert végétal lui aussi pauvre. Tous ces paramètres justifient ici aussi les **TSS** élevés obtenus pour ces oueds.

Les caractéristiques des bassins versants de l'oued Nekor sont proches de celles de l'oued Rhis : superficie identique, une lithologie comparable, même niveau de précipitations (340 et 330 mm). Seule la pente et la couverture végétale diffèrent et permettent d'expliquer la différence de **TSS** spécifique constatée : avec une pente moyenne un peu plus faible et une végétation plus présente, l'oued Nekor a un **TSS** sensiblement moins élevé.

Les oueds Isser, Kert, Soummam, Bou Alalah, El Kebir, Seybouse et Sebaou montrent une production sédimentaire spécifique faible à moyenne comprise entre 249 et 830 t.km⁻².an⁻¹. Les superficies de leurs bassins versants sont elles aussi moyennes (comprises entre 2710 et 9121 km²), valeurs respectivement représentatives de la médiane et de la moyenne des bassins versants étudiés ici. Les pentes ne sont pas très prononcées (entre 5,63 % et 11,61 %), et le taux de couverture végétale peut être qualifié lui aussi de moyen à faible. Nous constatons également que l'oued Kert illustre bien l'influence des petits bassins versants sur les fortes valeurs de **TSS** spécifique, et ce, malgré un indice de lithologie de 7, indiquant un substratum fortement cohésif.

Les oueds restants sont les trois plus grands de cette étude. Il s'agit des oueds Cheliff, Medjerda et Moulouya. Leur **TSS** spécifique est faible pour le Maghreb (entre 142 et 184 t.km⁻².an⁻¹), et la superficie de leur bassin versant (de 23.500 à 53.500 km²), bien plus importante que celles des autres oueds analysés ici. Les pentes sont peu prononcées (~ entre 1,5 % et 5 %) et la lithologie moyennement à peu cohésive.

L'oued Medjerda nous semble être assez particulier car il coule dans un des rares bassins versants qui soit orienté Ouest-Sud-Ouest Est-Nord-Est (le Cheliff coule selon la direction Est – Ouest). Cela lui procure une position d'abri contre les entrées maritimes venant de la Méditerranée qui doivent souvent précipiter sur les premiers reliefs bordant le littoral au Nord du pays (les « Monts de la Medjerda »). Ce point est confirmé par l'examen de la carte Bioclimatique de la Tunisie (*Fig. III.13*), qui montre clairement que le bassin versant de cet oued est en étage semi-aride, alors que les bassins versants méditerranéens géographiquement proches sont eux en étage humide. De ce fait, le niveau des précipitations dans ce bassin versant est très faible : 400 mm.an⁻¹.

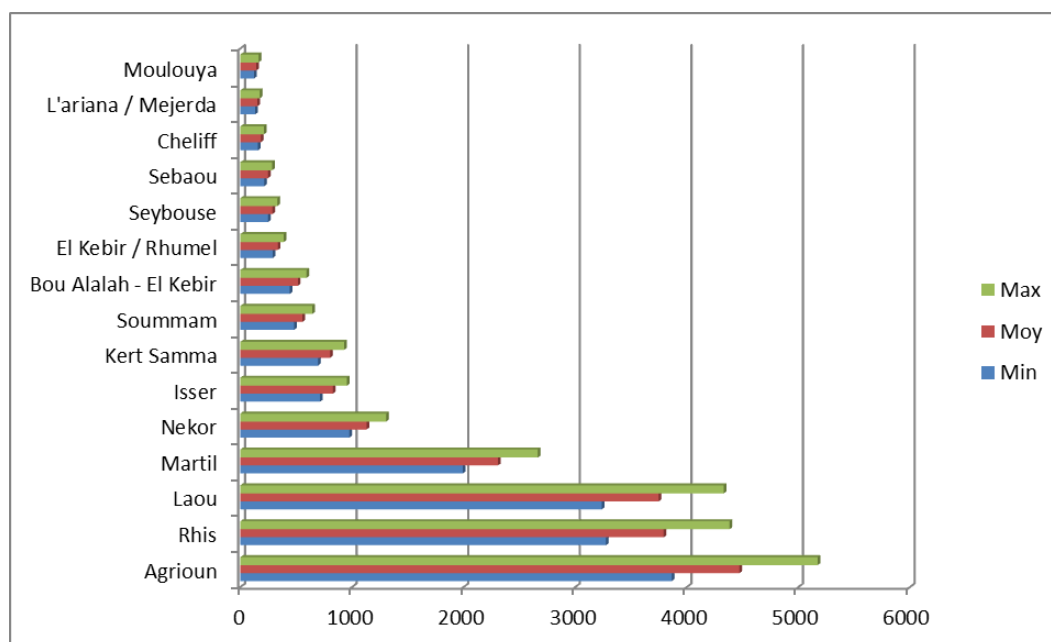


Tableau III. 11 : TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) moyens, mini et maxi (du plus faible au plus fort) pour les oueds maghrébins.

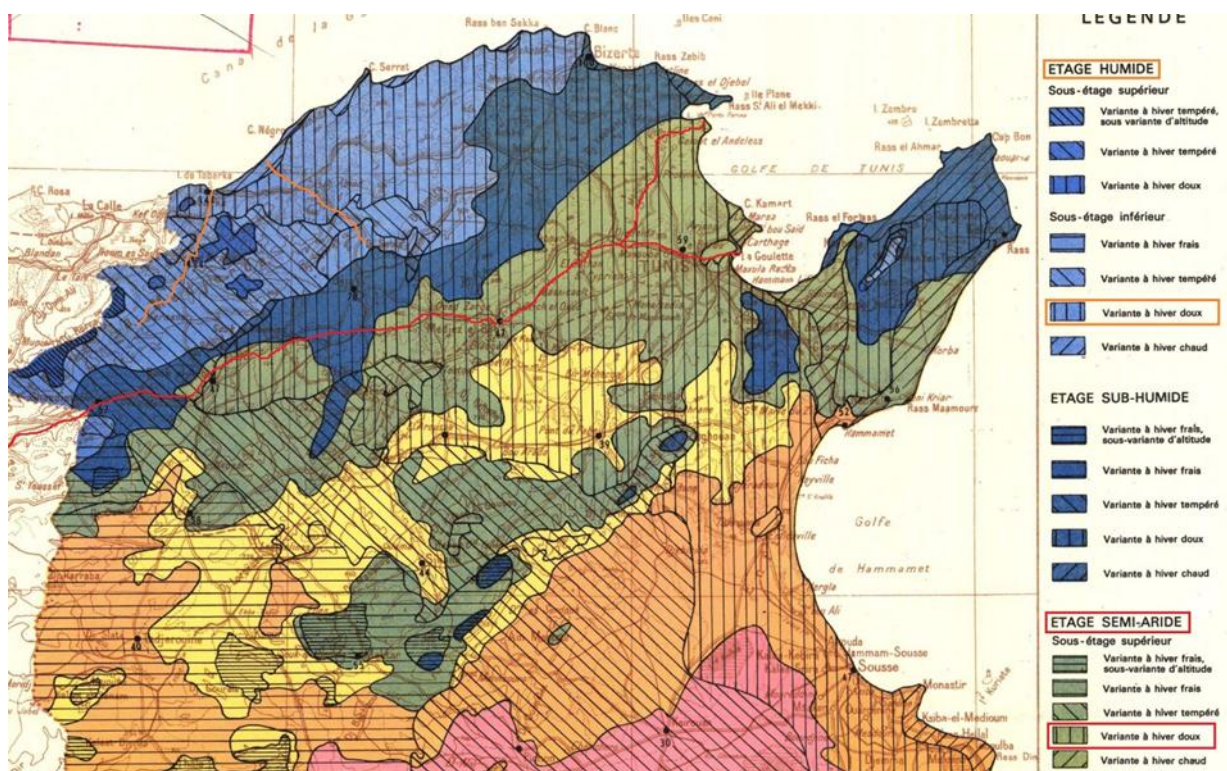


Tableau III. 12 : Carte bioclimatique de la Tunisie. Tracé rouge : oued Medjerda qui coule majoritairement en étage semi-aride, tracés oranges : oueds El Kebir et El Zouara qui coulent en étage humide (d'après Ministère de l'Agriculture, République Tunisienne, 1976).

3.6.2 Typologie des oueds

En complément des résultats des **TSS**, nous considérons la taille des bassins versants et la pente moyenne, les deux paramètres principaux du modèle utilisé, pour regrouper ces oueds en 3 types. La classification utilisée pour qualifier ces oueds en fonction de leur pente moyenne est celle de *Bernard (1925, in Koulinski, 1993)* modifiée : pentes < 1,5 % : « Rivières » ; 1,5 % < pente < 6 % : « Rivières torrentielles » ; 6 % < pente < 8 % : « Torrents ». Nous avons ajouté « torrentiel en milieu très pentu » pour les pentes > 8 %.

Type 1 : TSS spécifique élevé, petite superficie de bassin versant et très fortes pentes (moyenne des pentes ~ 12 %)

D'après le *tableau III.10*, et en-dehors des oueds Nil, Kebir et El Zouara qui sont hors du domaine de validité du modèle pour cause de bassins versants trop petits, c'est l'oued Agrioun qui, avec $4473 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, a la plus grande productivité spécifique sédimentaire vers le littoral méditerranéen. Puis arrivent les oueds Rhis, Laou et Martil, dont le **TSS** spécifique est compris entre 2300 et $3800 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Nous avons vu ci-dessus que les caractéristiques du bassin versant des oueds Agrioun, Rhiss, Laou, Martil et Nekor sont explicites pour justifier leur **TSS** spécifique très élevé.

D'après leur pente moyenne, ces oueds correspondent au type « torrentiel en milieu très pentu ».

Type 2 : TSS spécifique moyen à faible, superficie de bassin versant moyenne et fortes pentes (moyenne des pentes 7,2 %)

Les oueds Isser, Kert, Soummam, Bou Alalah, El Kebir, Seybouse et Sebaou montrent une production sédimentaire spécifique faible à moyenne comprise entre 249 et $830 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Nous avons également vu ci-dessus que les superficies de leurs bassins versants sont elles aussi moyennes, que les pentes ne sont pas très prononcées et que le taux de couverture végétale est lui aussi moyen à faible.

D'après leurs pentes moyennes, ces oueds sont de type « torrentiel ».

Type 3 : TSS spécifique faible, grande superficie de bassin versant et pentes assez peu prononcées (moyenne des pentes 3,7 %)

Le dernier groupe se compose des trois plus grands oueds : Cheliff, Medjerda et Moulouya, ayant tous un **TSS** spécifique faible pour le Maghreb (entre 142 et $184 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et une superficie de leur bassin versant bien plus importante que celles des autres oueds analysés ici. Nous avons déjà insisté sur leurs pentes qui sont assez faibles et sur la lithologie moyennement à peu cohésive. Les oueds possédant les bassins versants les plus étendus transportent les quantités les plus importantes à la mer mais leur production en termes de **TSS** spécifique est faible.

D'après leur pente moyenne, ces oueds sont de type « rivière torrentielle ».

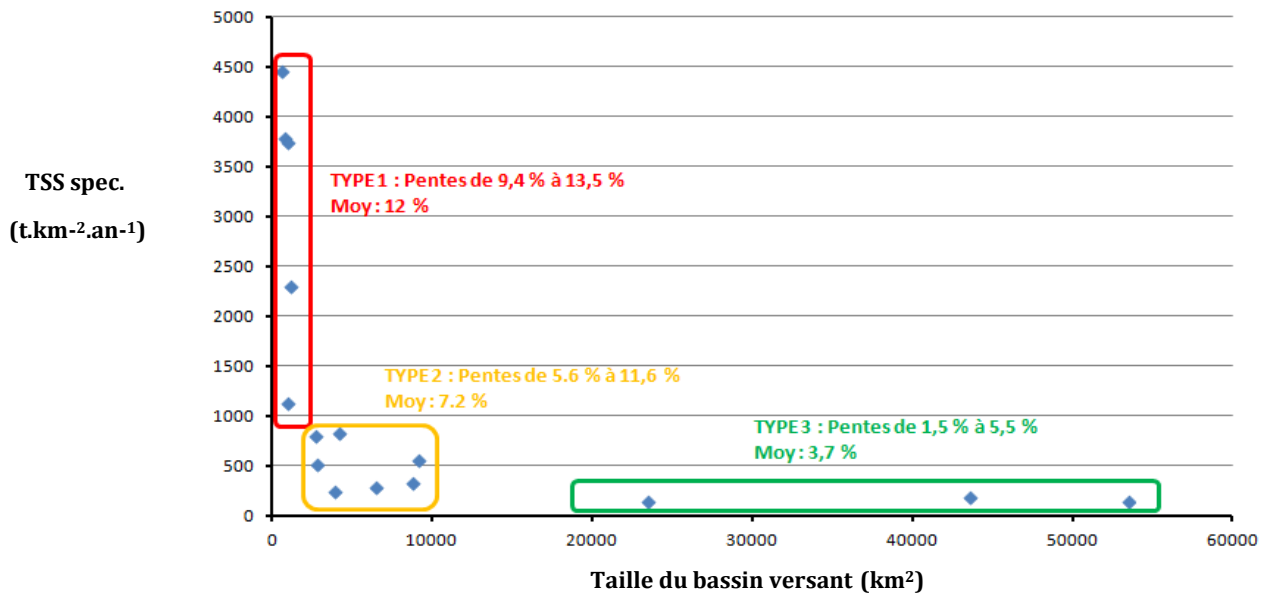


Figure III. 12 : Typologie des oueds selon leurs *TSS* spécifique, la taille de leurs BV et leur pente moyenne. Type 1 : Agrioun, Rhis, Laou, Martil et Nekor. Type 2 : Isser, Kert, Soummam, Bou Alalah, El Kebir, Seybouse et Sebaou. Type 3 : Cheliff, Medjerda, Moulouya.

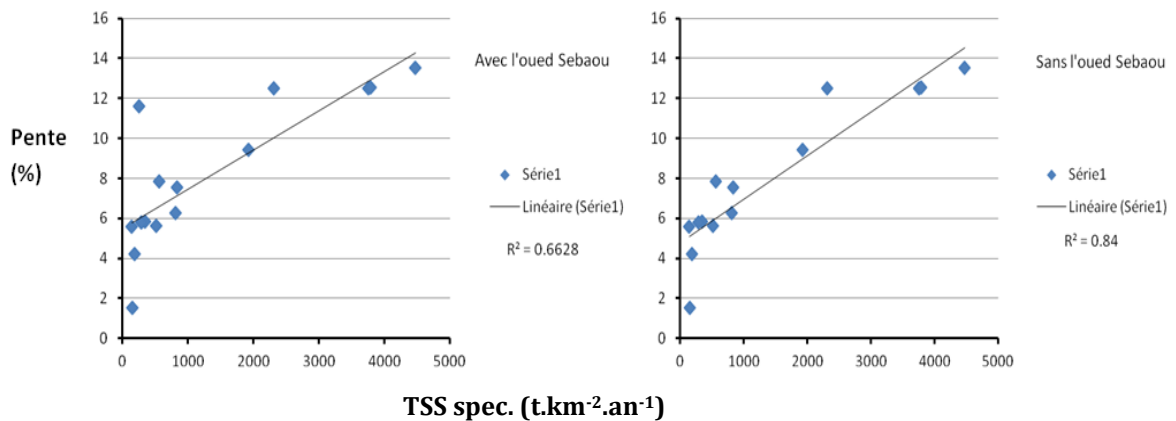


Figure III. 13 : Pente en fonction du *TSS* spécifique, à gauche, avec l'oued Sebaou, à droite, sans l'oued Sebaou.

Toutefois, l'oued Sebaou est atypique dans cette classification (Fig. III.15), car il possède une pente moyenne importante qui le placerait dans les oueds de type 1 alors que la taille de son bassin versant, qui est moyenne, le place parmi les oueds de type 2 selon le découpage retenu dans cette classification. C'est donc le seul bassin versant de cette étude qui est à la fois pentu et relativement étendu.

3.6.3 Discussion

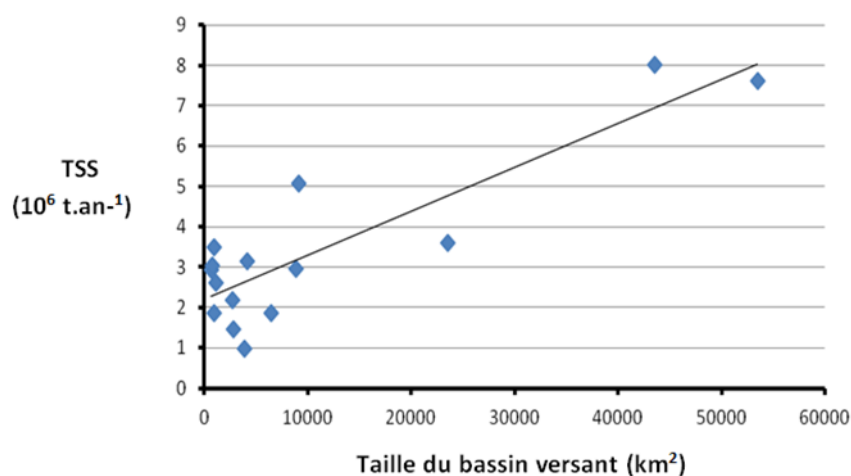


Figure III. 14 : TSS (10^6 t.an^{-1}) en fonction de la superficie des bassins versants (km^2).

Les grands bassins versants favorisent donc un **TSS** plus important (*Fig. III.16*), mais, lorsque l'on cumule le **TSS** en t.an^{-1} des oueds ayant de petits bassins versants, on constate que leur contribution sédimentaire à la mer est loin d'être négligeable. En effet, la somme des **TSS** des 5 oueds de type 1 (Agrioun, Rhis, Laou, Martil et Nekor) représente $13,91 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, ce qui équivaut à 1,7 fois le **TSS** de l'oued Cheliff. Cette constatation s'applique également lorsqu'on compare le **TSS** cumulé des 7 oueds de type 2 (Isser, Kert, Soummam, Bou Alalah, El Kebir, Seybouse et Sebaou), le **TSS** global trouvé de $17,67 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ représentant 2,2 fois le **TSS** de l'oued Cheliff. Nous montrons donc l'importance d'étudier et de comptabiliser les bassins versants de petite et moyenne superficie dans les bilans sédimentaires globaux en t.an^{-1} . Nous pensons du reste que les valeurs de **TSS** publiées dans la littérature pour l'oued Medjerda sont largement sur-évaluées sauf si l'on considère qu'elles prennent en compte les sédiments drainés à la mer par les petits oueds temporaires de la baie.

A l'échelle mondiale, la petite taille des bassins versants maghrébins qui composent cette étude est en lien très étroit avec le **TSS** spécifique des oueds qui est globalement beaucoup plus important que celui des fleuves possédant un très grand bassin versant, même si l'on considère l'Amazonie ou le Mississippi, pourtant grands pourvoyeurs de sédiments vers l'océan. La géologie joue aussi un rôle majeur : les oueds maghrébins possèdent un substratum friable en plus de leurs pentes élevées tandis que cette caractéristique n'est pas présente partout, même dans le pourtour méditerranéen, dans la partie orientale de l'Italie par exemple (Adriatique). Le contexte montagneux du pourtour méditerranéen est bien entendu aussi fortement responsable de ces grandes productions sédimentaires spécifiques : les grandes plaines y sont rares, excepté celles du Rhône et celle du Pô sur la rive Nord ou celle du Nil côté africain. Enfin, le contexte climatique vient renforcer ces éléments en étant responsable d'une végétation pauvre

qui protège mal de l'érosion. Seuls le Rhône et le Pô ont un **TSS** spécifique comparable aux oueds que nous étudions, mais ce sont tous deux de grands fleuves méditerranéens, donc partageant en partie certaines caractéristiques avec les oueds maghrébins.

La spécificité des oueds du Maghreb les démarque donc du reste des grands fleuves mondiaux et même des petits fleuves méditerranéens (*Fig. III.17*) au niveau de leur transport sédimentaire spécifique, ce qui leur permet d'avoir une productivité annuelle conséquente tout en ayant de petits bassins versants.

L'Amazone, le plus grand fleuve mondial, ne produit que $203 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, alors que son débit moyen est phénoménal : $209.000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Le Mississippi fournit, lui, $123 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, pour un débit moyen de $18.400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Même si elles restent conséquentes en valeur absolue, ces valeurs de **TSS** spécifique sont bien faibles en regard des quelque $4470 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ transportés par l'oued Agrioun situé en Algérie, malgré un débit moyen de l'ordre des $21 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Même constatation lorsque l'on examine le **TSS** spécifique de l'oued Rhis, situé au Maroc: $3794 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour un débit moyen de $12 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Cette remarque s'applique aussi dans une moindre mesure pour les oueds ayant les plus grandes superficies de cette étude : le **TSS** spécifique des oueds Moulouya, Cheliff, Medjerda et Soummam sont compris entre 142 et $557 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour des débits très faibles de l'ordre de 20 à $30 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Mais n'oublions pas que ces faibles débits liquides de quelques m^3 ou dizaines de m^3 qui caractérisent les oueds maghrébins ne sont que des débits moyens et que la plupart du temps, ces oueds sont à sec. Cela signifie que lors des crues automnales, ces cours d'eau vont connaître des débits instantanés très élevés, sans aucune commune mesure avec ces valeurs moyennes. C'est justement durant ces crues rapides que la très grande majorité du transport sédimentaire sera effectué, d'où ces valeurs annuelles importantes de **TSS** (*Remini et Remini, 2003*).

Par contre, mais logiquement, lorsque la comparaison est faite avec d'autres fleuves méditerranéens, la différence de production en termes de **TSS** spécifique est moins importante, parfois même en faveur des fleuves méditerranéens : le **TSS** spécifique du Rhône est de $580 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, et celui du Pô est égal à $277 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Notons cependant que leur débit moyen est supérieur à $1500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Les fleuves de taille inférieure ont une productivité sédimentaire spécifique encore accrue qui les rapproche des oueds maghrébins. Ce point est du reste mis en évidence dans plusieurs études dont celle de *Milliman et Syvitski (1992)*. A titre de comparaison, nous comparons l'oued algérien Agrioun et le fleuve italien Savio. Ces deux organismes méditerranéens montrent une superficie de bassin versant sensiblement identique de 600 km^2 environ et des longueurs réduites, 128 km pour le Savio contre 70 km pour l'Agrioun. Le débit moyen du Savio est faible, $6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, alors que celui de l'Agrioun est environ trois fois supérieur avec $20 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Le **TSS** spécifique produit par le Savio est l'un des plus importants parmi les fleuves du Nord de la Méditerranée : $1900 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (*Milliman et Syvitski, 1992*). Bien qu'élevé, ce chiffre reste cependant plus de deux fois inférieur à celui de l'Agrioun ($4473 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), ce qui montre la spécificité maghrébine dans ce domaine,

principalement au niveau de la pente moyenne qui est le deuxième paramètre environnemental important en termes de production de **TSS** après la taille du bassin versant (Cf. Chap. 3.4.1).

Dans certains cas, ce sont les autres fleuves méditerranéens qui ont une productivité sédimentaire spécifique supérieure à celle des oueds maghrébins de taille comparable (Ex : Branado (Italie) : $1000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ | Kert : $806 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Très souvent, ces différences sont imputables à la grande différence de débit moyen, les fleuves du Nord de la Méditerranée connaissant généralement une pérennité et des débits nettement supérieurs à ceux des oueds maghrébins.

Nous voyons donc que toutes ces comparaisons doivent être prises ici encore avec précaution, car même si c'est le facteur majeur, la taille du bassin versant n'est pas le seul paramètre explicatif de la production sédimentaire spécifique d'un système fluvial.

Très logiquement, lorsque nous comparons le **TSS** en tonnes par an fourni par les oueds avec celui des grands fleuves mondiaux, l'influence des très grands bassins versants devient évidente. Dès lors, les oueds du Maghreb avec leur superficie de bassin versant comparativement bien modeste, même si l'on considère les plus grands, deviennent insignifiants. L'oued Moulouya, le plus grand fleuve du Maghreb en termes de superficie de bassin versant, n'achemine que 7,6 millions de tonnes de sédiments par an, alors que l'Amazone en charrie 1198 millions de tonnes. Le Rhône charrierait 56 millions de tonnes d'après *Milliman et al., (1995)*, cité par *Lugwig et Probst (1998)*, ce qui est largement surévalué car son débit solide en suspension serait de 5,2 millions de tonnes, valeur admise actuellement (*Pont, 1997*). Le Pô transporterait 18,5 millions de tonnes sur la même période. Le Rhône (Sup. 97800 km^2) aurait donc sensiblement le même **TSS** que la Moulouya (Superficie : 53500 km^2), ce qui logiquement, donne un **TSS** spécifique légèrement en faveur de l'oued maghrébin.

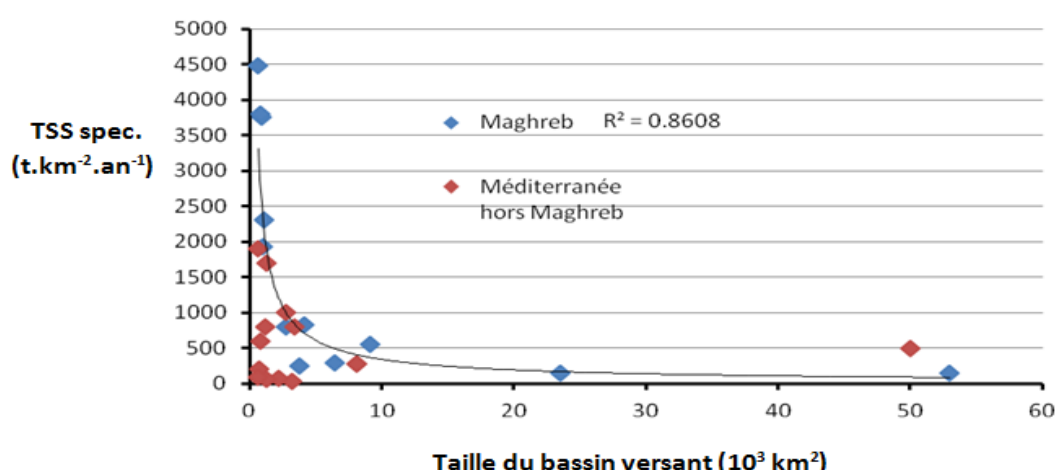


Figure III. 15 : Spécificité des oueds maghrébins par rapport aux oueds méditerranéens de même superficie (d'après *Milliman et Syvitski, 1992 ; Milliman et al., 1995 ; Ludwig et Probst, 1996 et 1998*).

3.6.4 Synthèse

Pour évaluer les **TSS** des oueds maghrébins, le modèle de *Syvitski et al., (2003)* est globalement plus performant que celui de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, même si, contrairement à celui-ci, il n'est ni spécifiquement conçu pour les milieux semi-arides, ni spécialement adapté aux petits bassins versants. Cependant, nous avons pu augmenter la précision du modèle de *Syvitski et al., (2003)* afin de le rendre encore plus pertinent en milieu semi-aride, tout en abaissant sa limite de validité à des bassins versants ayant une superficie supérieure ou égale à 500 km² environ. Sur cette nouvelle base (**SYVmod**), nous fournissons de nouvelles estimations de **TSS** pour 15 oueds maghrébins en confirmant le fait que le transport sédimentaire en suspension spécifique effectué par les oueds est bien principalement contrôlé par la superficie des bassins versants, du moins tant que ceux-ci n'ont pas une taille inférieure ou égale à ~ 500 km², et que les plus petits bassins versants possèdent la plus forte productivité spécifique, ce résultat étant en accord avec ce qu'avaient démontré *Probst et Amiotte Suchet (1992)*. De plus, nous constatons que pour les petits bassins versants, les oueds maghrébins ont une productivité sédimentaire spécifique bien supérieure à celle des fleuves du Nord de la Méditerranée.

Nous donnons une nouvelle estimation du **TSS** pour 24 oueds maghrébins : Martil, Laou, Rhis, Nekor, Kert, Moulouya, Cheliff, Isser, Sebaou, Soummam, Agrioun, El Kebir – Rhumel, Seybouse, Bou Alalah, Medjerda, Mouilah, Mina, Mekerra, Cherf, Miliane, Tafna, Mazafran, El Harrach et El Ham, en utilisant la méthode **SYVmod**.

Enfin, nous constatons que les oueds maghrébins ont une productivité sédimentaire spécifique moyenne de l'ordre de 1030 t.km⁻².an⁻¹, bien supérieure à la moyenne mondiale évaluée à 152 t.km⁻².an⁻¹ par *Milliman et Meade*, et 2 fois supérieure aussi aux valeurs estimées par *Probst et Amiotte Suchet* qui était de 397 t.km⁻².an⁻¹ pour les oueds méditerranéens et 504 t.km⁻².an⁻¹ pour ceux de l'ensemble du Maghreb.

3.7 La charge de fond, le rôle des barrages

D'après les travaux sur le Maghreb de *Bouanani (2004)*, la charge de fond est estimée pour le Maghreb à 12,5 % du **TSS** en tonnes par an, les oueds les plus producteurs de sédiments en termes de **TSS** étant donc également les plus producteurs en termes de charge de fond. Quoique critiquable, nous estimons la charge de fond en fonction du **TSS** car à ce jour et compte tenu des données disponibles, nous ne pouvons pas utiliser d'autre méthodologie. Par conséquent, plus encore que pour le **TSS**, les valeurs doivent être perçues comme des ordres de grandeur.

Oued :	TSS Min (10 ⁶ t.an ⁻¹)	TSS (10 ⁶ t.an ⁻¹)	TSS Max (10 ⁶ t.an ⁻¹)	C. de F. Min. (10 ⁶ t.an ⁻¹)	C. de F. (10 ⁶ t.an ⁻¹)	C. de F. Max (10 ⁶ t.an ⁻¹)
MARTIL	2,14	2,61	3,16	0,27	0,33	0,40
LAOU	2,86	3,49	4,23	0,36	0,44	0,53
RHIS	2,49	3,04	3,68	0,31	0,38	0,46
NEKOR	0,89	1,09	1,32	0,11	0,14	0,16
KERT	1,79	2,18	2,65	0,22	0,27	0,33
MOULOUYA	6,24	7,61	9,23	0,78	0,95	1,15
CHELIFF	6,54	8,02	9,67	0,82	1	1,21
ISSER	2,82	3,15	4,18	0,35	0,43	0,52
SEBAOU	0,79	0,97	1,17	0,1	0,12	0,15
SOUMMAM	4,18	5,08	6,19	0,52	0,64	0,77
AGRIOUN	2,40	2,92	3,54	0,30	0,36	0,44
<i>NIL</i>	<i>1,12</i>	<i>1,36</i>	<i>1,65</i>	<i>0,14</i>	<i>0,17</i>	<i>0,21</i>
EL KEBIR-RHUMEL	2,43	2,96	3,60	0,30	0,37	0,45
SEYBOUSE	1,53	1,86	2,26	0,19	0,23	0,28
BOU ALALAH	1,20	1,47	1,78	0,15	0,18	0,22
<i>EL KEBIR</i>	<i>0,41</i>	<i>0,51</i>	<i>0,63</i>	<i>0,05</i>	<i>0,06</i>	<i>0,08</i>
<i>EL ZOUARA</i>	<i>0,24</i>	<i>0,29</i>	<i>0,36</i>	<i>0,03</i>	<i>0,04</i>	<i>0,04</i>
MEDJERDA	2,97	3,60	4,32	0,37	0,45	0,54

Tableau III. 13 : TSS et charge de fond en millions de tonnes par an pour les oueds. Les 3 oueds en italique sont hors limite de validité du modèle.

Le premier barrage qui a été construit dans ce secteur d'étude maghrébin est le Ghrib, érigé en 1930 sur l'oued Cheliff (Algérie). Les autres ouvrages couvrant la période d'étude sont plus récents, allant de 1932 à 2007 pour leur année de mise en service.

3.7.1 Envasement spécifique et rétention sédimentaire sur la période d'étude

La figure ci-dessous indique les taux d'envasement spécifiques (en millions de tonnes par an) des barrages étudiés.

Nous voyons que ce sont les barrages Mohamed V (Maroc), Sidi El Barrak (Tunisie), Sisi Salem (Tunisie) et Beni Harroun (Algérie) qui ont le plus grand envasement spécifique.

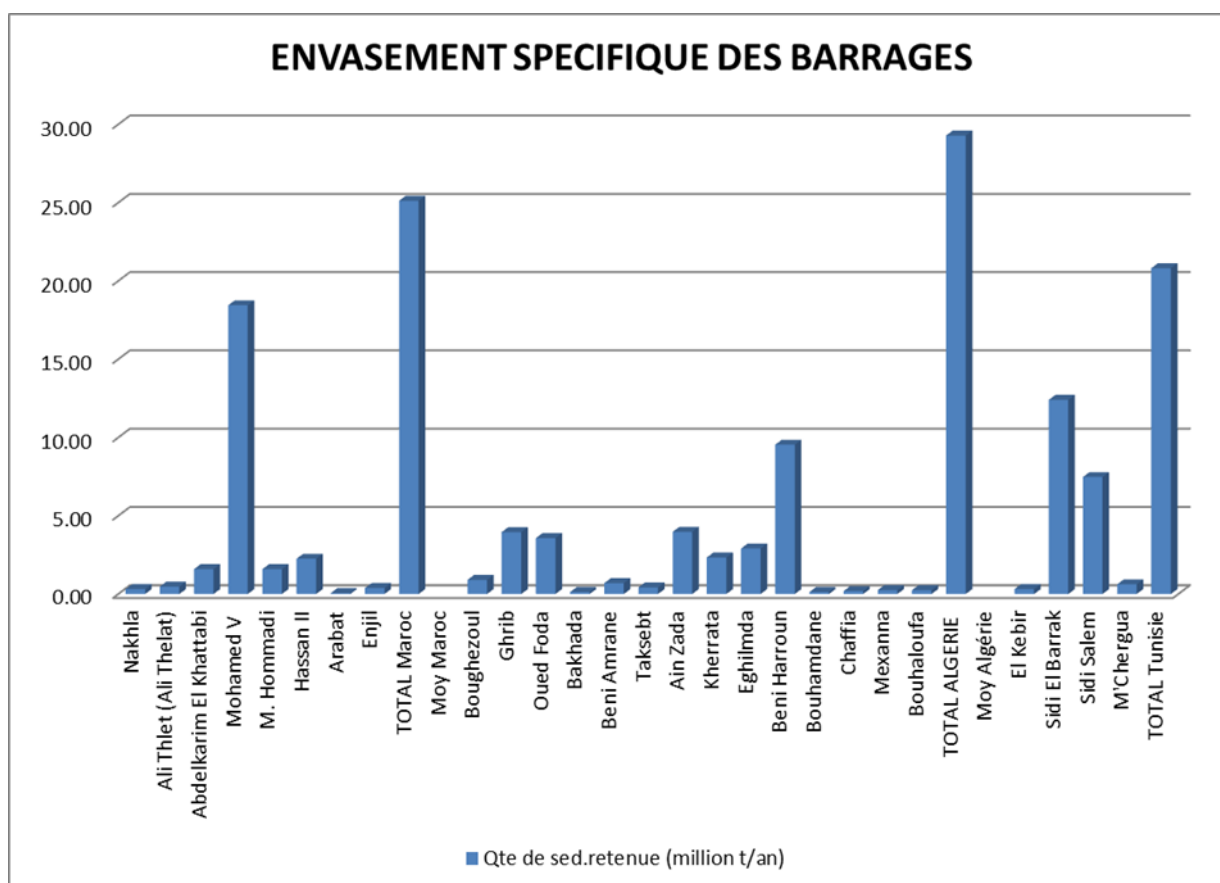


Figure III. 16 : *Quantité de sédiments retenus (10^6 t.an^{-1}) par les barrages (envasement spécifique).*

Sur la période d'étude, c'est le barrage marocain Mohamed V qui, de loin, a retenu le plus de sédiment. Cela est dû à son énorme envasement spécifique conjugué à une durée d'exploitation relativement longue (43 ans). Les deux barrages algériens qui viennent ensuite, Ghrib et Oued Foda (Chelif), pourtant en exploitation depuis 80 et 78 ans, ne retiennent pas la moitié des sédiments du barrage Mohamed V. Enfin, c'est le barrage tunisien Sidi Salem qui arrive en troisième position après seulement 5 ans d'exploitation. On peut donc, à priori, s'attendre à voir l'impact de ces 4 ouvrages sur les littoraux concernés.

Nom Barrage / Oued	Qte de sed.retenue (10 ⁶ m ³ .an ⁻¹)	Qte de sed.retenue (10 ⁶ t.an ⁻¹)	Période d'exploitation (an)	Rétention sur période (10 ⁶ tonnes)
Nakhla / MARTIL	0.2	0.32	49	15.58
Ali Thlet (Ali Thelat) / LAOU	0.3	0.48	56	26.71
Abdelkarim El Khattabi / NEKOR	1	1.59	29	46.11
Mohamed V / MOULOUYA	11.6	18.44	43	793.09
M. Hommadi / MOULOUYA	1	1.59	53	84.27
Hassan II / ZA (affluent MOULOUYA)	1.42	2.26	2	4.52
Arabat / MOULOUYA	0.04	0.06	13	0.83
Enjil / MOULOUYA	0.24	0.38	13	4.96
TOTAL Maroc	15.8	25.12		976.07
Boughezoul / CHELIFF	0.57	0.91	76	68.88
Ghrib / CHELIFF	2.49	3.96	80	316.73
Oued Foda / CHELIFF	2.25	3.58	78	279.05
Bakhada / CHELIFF	0.08	0.13	74	9.41
Beni Amrane / ISSER	0.44	0.70	22	15.39
Taksebt / SEBAOU	0.27	0.43	3	1.29
Ain Zada / SOUMMAM	2.5	3.98	25	99.38
Kherrata / AGRIOUN	1.47	2.34	65	151.92
Eghilmda / AGRIOUN	1.83	2.91	56	162.94
Beni Harroun / EL KEBIR-RHUMEL	6	9.54	3	28.62
Bouhamdane / SEYBOUSE	0.08	0.13	24	3.05
Chaffia / BOU ALALAH	0.12	0.19	45	8.59
Mexanna / BOU ALALAH	0.16	0.25	18	4.58
Bouhaloufa / BOU ALALAH	0.16	0.25	62	15.77
TOTAL Algérie	18.42	29.29		1165.60
El Kebir / EL KEBIR	0.2	0.32	2	0.64
Sidi El Barrak / EL ZOUARA	7.8	12.40	5	62.01
Sidi Salem / MEDJERDA	4.7	7.47	29	216.72
M'Chergua / MEDJERDA	0.39	0.62	38	23.56
TOTAL Tunisie	13.09	20.81		302.93

Tableau III. 14 : Rétention sédimentaire réalisée par les barrages sur la période d'étude.

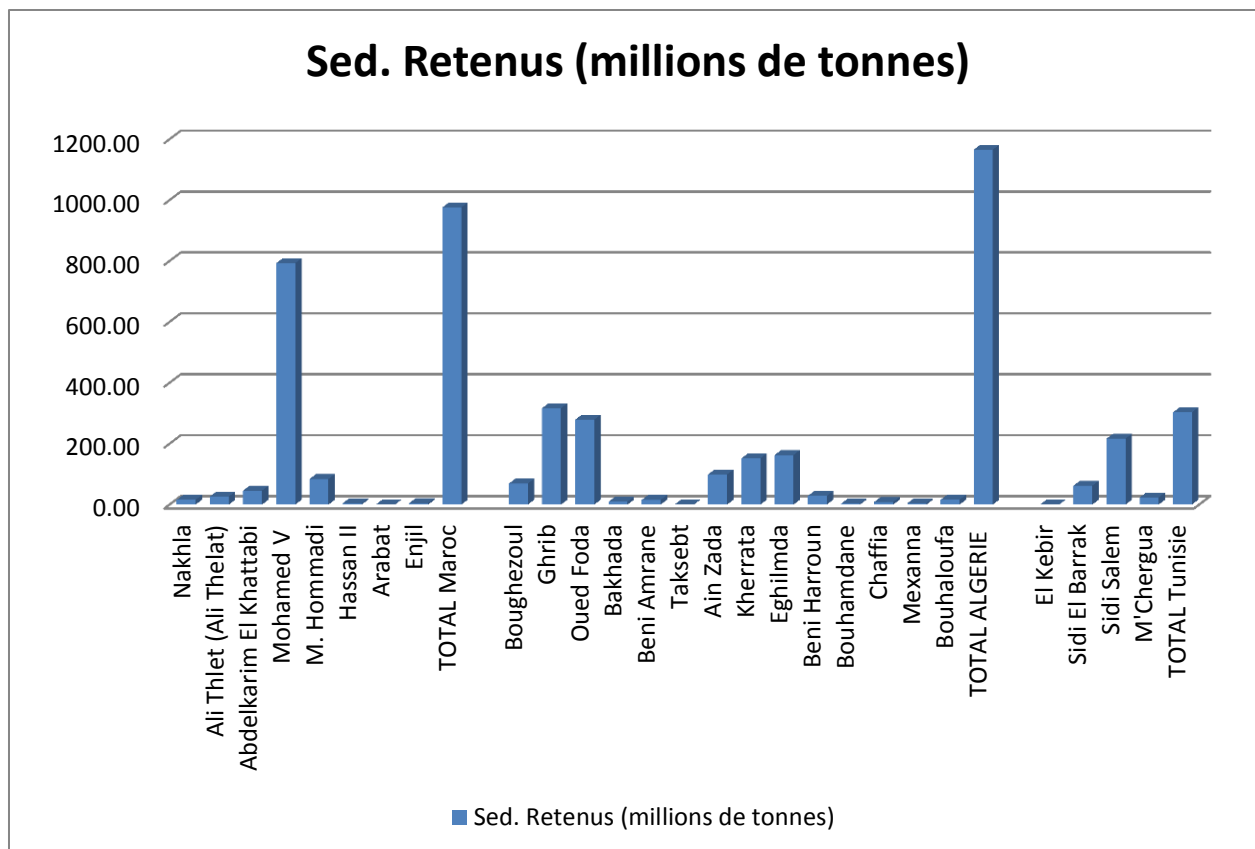


Figure III. 17 : *Rétention sédimentaire réalisée par les barrages sur la période d'étude.*

Ce sont donc les barrages de la Tunisie qui sont individuellement les plus sujets à l'envasement, en termes d'envasement spécifique moyen par barrage, mais si l'on considère l'envasement global au niveau des pays, ce sont les barrages du Maroc qui retiennent le plus de sédiments dans leurs réservoirs (*Fig. III.20*).

Au niveau des barrages construits dans des bassins versants méditerranéens qui sont retenus pour cette thèse, ce sont aussi ceux du Maroc qui sédimentent le plus.

D'après notre estimation, les six barrages dressés sur l'oued Moulouya (Maroc) totalisent 887 millions de tonnes de sédiments retenus, soit 90 % de tous les sédiments piégés dans les barrages marocains sur la période d'étude.

En Tunisie, ce sont les deux barrages de l'oued Medjerda qui retiennent 80 % de tous les sédiments piégés par ces ouvrages sur 109 ans.

Pour ces trois pays maghrébins, en ne considérant que les oueds ayant leur embouchure en Méditerranée, le déficit sédimentaire global dû aux barrages s'élèverait donc à plus de 1526 millions de m³, soit sensiblement 2445 millions de tonnes sur la période d'étude, selon nos estimations.

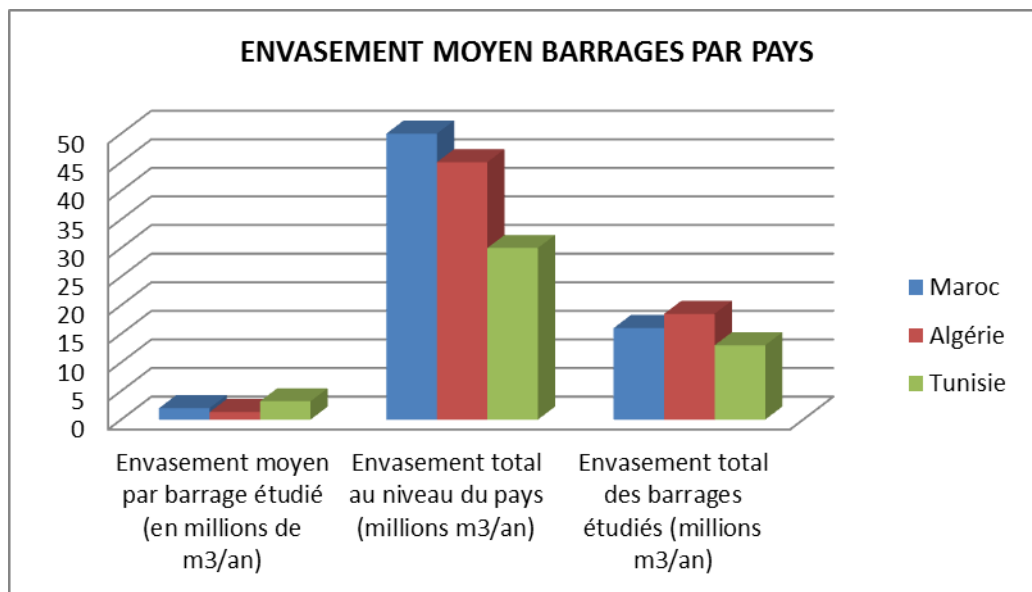


Figure III. 18 : Envasement des barrages du Maghreb.

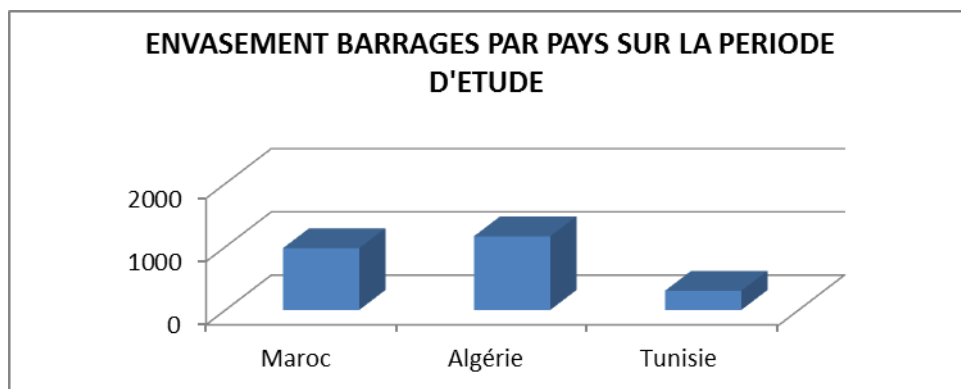


Figure III. 19 : Envasement global par pays en millions de tonnes, sur la période d'étude (56 ans pour le Maroc, 109 ans pour l'Algérie et la Tunisie).

3.8 Déficit sédimentaire à la mer

La sédimentation des barrages présentée dans la partie 3.7.1 est interprétée comme un déficit sédimentaire à la mer synthétisée dans le *tableau III.13*. Par conséquent, nous évaluons le **TSS** arrivant à la mer. Le déficit en charge de fond sera évalué sur la base du **TSS** en utilisant un ratio classique de 12,5 % appliqué au **TSS** déduit de la sédimentation par les barrages.

Nous constatons que c'est l'embouchure de l'oued Moulouya qui a le plus grand déficit sédimentaire avec 887,67 millions de tonnes sur la période, soit 110,96 millions de tonnes de sédiments de fond.

Ce résultat est logique car comme nous l'avons vu ci-dessus, le barrage Mohamed V est celui qui a le plus grand envasement spécifique et une longue période d'activité. Viennent ensuite les oueds Cheliff (674 tonnes dont 84 tonnes de charge de fond), et Agrioun (315 tonnes et 39 tonnes de charge de fond). L'oued Cheliff possède deux des barrages les plus anciens d'Algérie (Ghrib et Oued Foda), et de plus, ceux-ci ont un envasement spécifique relativement élevé (~3,8 millions t.an⁻¹). L'oued Agrioun possède aussi deux barrages anciens à l'envasement spécifique important (~2,5 millions t.an⁻¹). Le faible déficit sédimentaire constaté à l'embouchure de l'oued El Kebir – Rhumel n'est dû qu'au fait que son unique barrage (Beni Harroun) est trop récent pour avoir accumulé beaucoup de sédiments, et ce, malgré son envasement spécifique très élevé (9,54 millions t.an⁻¹).

Oued	Déficit sédimentaire à l'embouchure (10 ⁶ tonnes)	Déficit en charge de fond (10 ⁶ tonnes)
MARTIL	15.58	1.95
LAOU	26.71	3.34
RHIS	0	0.00
NEKOR	46.11	5.76
KERT	0.00	0.00
MOULOUYA	887.67	110.96
TOTAL Maroc	976.07	122.01
CHELIFF	674.06	84.26
ISSER	15.39	1.92
SEBAOU	1.29	0.16
SOUMMAM	99.38	12.42
AGRIOUN	314.87	39.36
NIL	0.00	0.00
EL KEBIR - RHUMEL	28.62	3.58
SEYBOUSE	3.05	0.38
BOU ALALAH	28.94	3.62
		145.70
TOTAL Algérie	1165.60	

<i>EL KEBIR</i>	<i>0.64</i>	<i>0.08</i>
<i>EL ZOUARA</i>	<i>62.01</i>	<i>7.75</i>
MEDJERDA	240.28	30.04
TOTAL Tunisie	302.93	37.87
TOTAL	2444.59	305.57

Tableau III. 15 : Déficit sédimentaire à l'embouchure (charge fine et charge de fond) due aux barrages sur les périodes d'études. Les 3 oueds en italique sont hors limite du modèle.

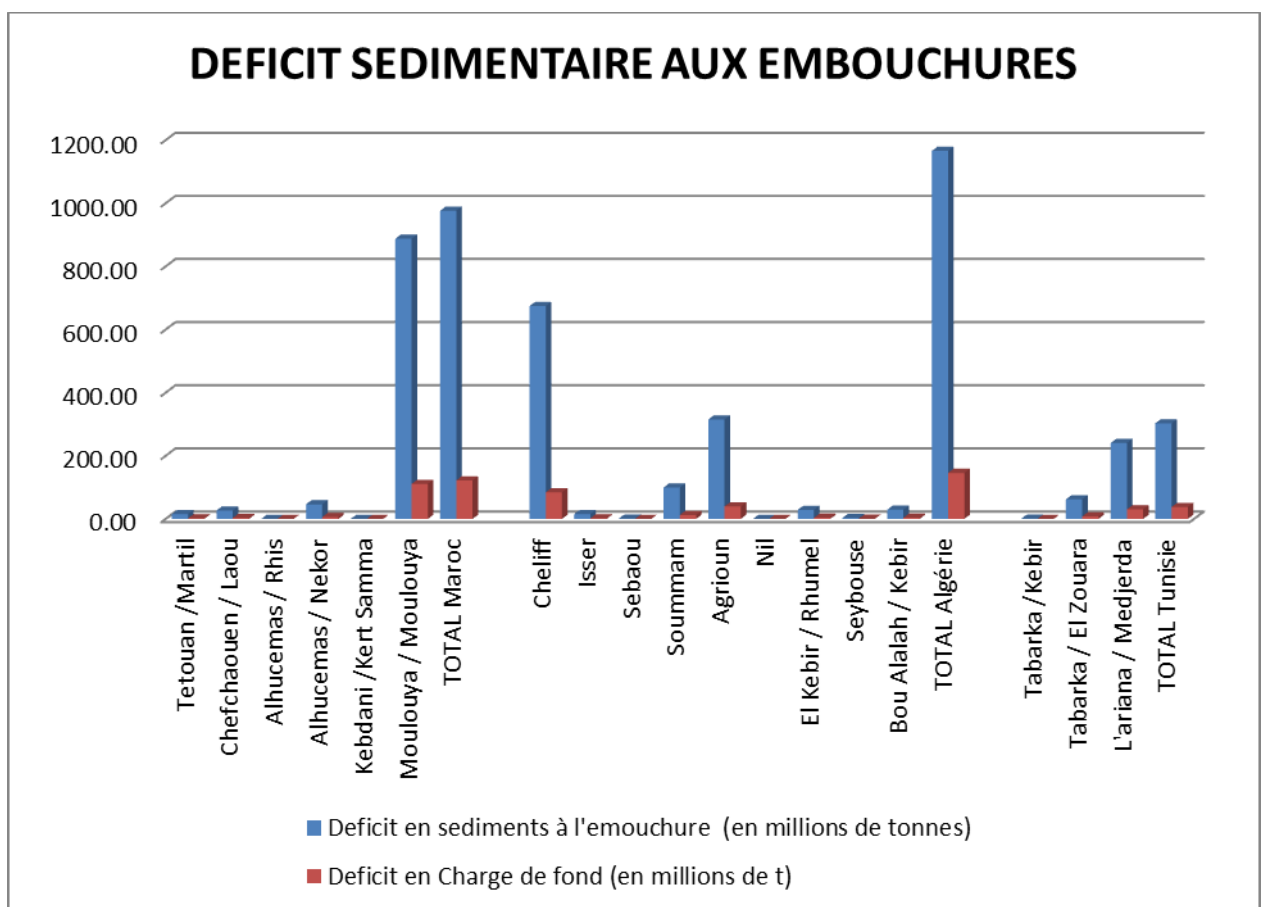


Figure III. 20 : Déficit sédimentaire à l'embouchure (charge fine et charge de fond) due aux barrages sur les périodes d'études.

3.9 TSS après-barrages disponible à la mer

145 millions de tonnes de sédiments arrivent sur le littoral méditerranéen marocain en 56 ans, ce qui représente annuellement 2,6 millions de tonnes de sédiments fins et 0,3 million de tonnes de charge de fond. En extrapolant sur la même période d'étude de l'Algérie et de la Tunisie (109 ans), on obtiendrait 282 millions de tonnes de sédiments dont 35 millions de tonnes de sédiments de fond pour le Maroc.

Oued :	TSS avant-barrages (10 ⁶ t)	Rétention barrages (10 ⁶ t)	TSS après-barrages (10 ⁶ t)
MARTIL	146.16 en 56 ans	15.58	130.58 en 56ans
LAOU	195.44 en 56 ans	26.71	168.73 en 56 ans
RHIS	170.24 en 56 ans	0	170.24 en 56 ans
NEKOR	61.04 en 56 ans	46.11	14.93 en 56ans
KERT	122.08 en 56 ans	0	122.08 en 56 ans
MOULOUYA	426.16 en 56 ans	887.67	-461.51 en 56 ans
TOTAL Maroc			145.05 en 56 ans
CHELIFF	874.18 en 109 ans	674.06	200.12 en 109 ans
ISSER	343.35 en 109 ans	15.39	327.96 en 109 ans
SEBAOU	102.82 en 109 ans	1.29	101.53 en 109 ans
SOUMMAM	553.72 en 109 ans	99.38	454.35 en 109 ans
AGRIOUN	318.28 en 109 ans	314.87	3.41 en 109 ans
EL KEBIR - RHUMEL	322.64 en 109 ans	28.62	265.40 en 109 ans
SEYBOUSE	202.74 en 109 ans	3.05	199.69 en 109 ans
BOU ALALAH	160.23 en 109 ans	28.94	131.29 en 109 ans
TOTAL Algérie			1683.85 en 109 ans
MEDJERDA	392.4 en 109 ans	240.28	152.12 en 109 ans
TOTAL Tunisie (1901-2010)			152.12 en 109 ans

Tableau III. 16 : TSS net disponible aux embouchures des oueds sur la période d'étude.

En 109 ans, le littoral méditerranéen algérien a reçu 1684 millions de tonnes de sédiments, alors que sur la même période, le littoral méditerranéen tunisien en a reçu 152 millions de tonnes. Pour l'ensemble des sites d'étude, c'est le littoral de la Moulouya qui accuse le plus gros déficit sédimentaire sur 56 ans, avec un manque de plus de 460 millions de tonnes dû aux barrages. Les autres littoraux marocains sont encore largement excédentaires, excepté celui de l'oued Nekor qui est proche de l'équilibre. Sur 109 ans, tous les littoraux algériens sont excédentaires sauf celui de l'oued Agrioun qui est à l'équilibre.

L'embouchure de l'oued Soummam (Algérie) est, avec plus de 450 millions de tonnes de sédiments reçues sur la période d'étude (dont 56 millions de tonnes de sédiments grossiers), la plus pourvue, bien loin devant les oueds Isser, El Kebir-Rhumel, Cheliff, Seybouse qui n'ont pour leur part, reçu qu'entre 320 et 200 millions de tonnes sur la période d'étude. Les oueds Medjerda, Rhis, Laou et Martil ont fourni une quantité sédimentaire assez comparable en ordre de grandeur, entre 130 et 170 millions de tonnes.

Les oueds qui ont reçu le moins de sédiments et charge de fond sur la période d'étude sont :

L'oued Nekor (Maroc) : 15 et 1,87 millions de tonnes.

L'oued Sebaou (Algérie) : 101 et 13 millions de tonnes.

L'oued Agrioun (Algérie) : 3,4 et 0,43 millions de tonnes.

De plus, le delta de l'oued Moulouya au Maroc présente un budget sédimentaire déficitaire : les barrages construits sur cet oued étant sujets à un fort envasement.

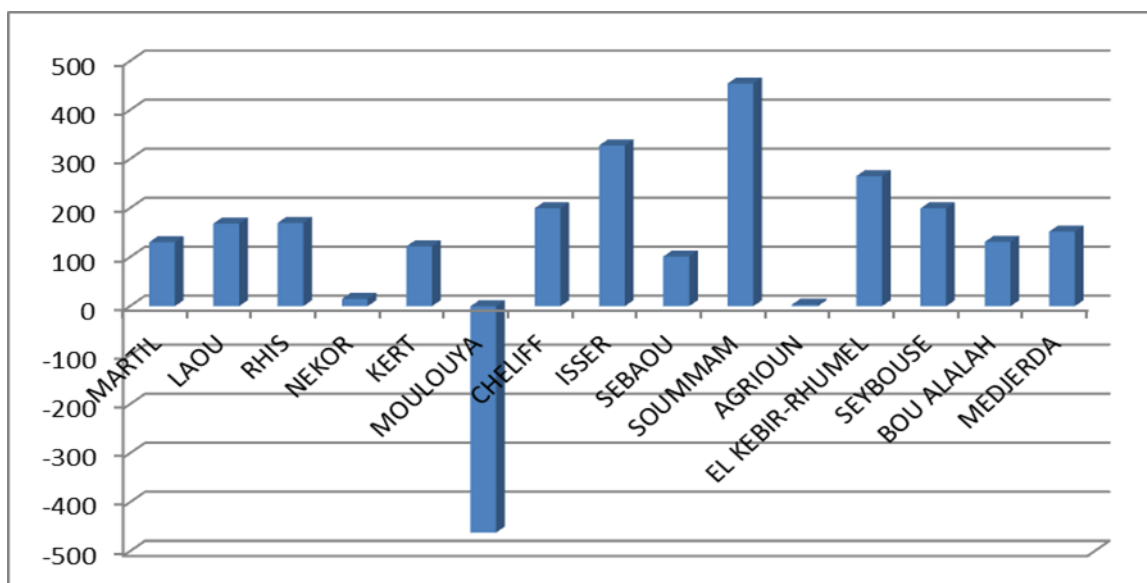


Figure III. 21 : TSS après-barrages sur 56 ans pour le Maroc et 109 ans pour l'Algérie et la Tunisie.

Oued	TSS après-barrage sur 109 ans (10 ⁶ t)
MARTIL	254.16
LAOU	328.42
RHIS	331.36
NEKOR	29.06
KERT	237.62
MOULOUYA	-898.30

CHELIFF	200.12
ISSER	327.96
SEBAOU	101.53
SOUMMAM	454.35
AGRIOUN	3.41
EL KEBIR-RHUMEL	265.4
SEYBOUSE	199.69
BOU ALALAH	131.29
MEDJERDA	152.22

Tableau III. 17 : *TSS après-barrages sur 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).*

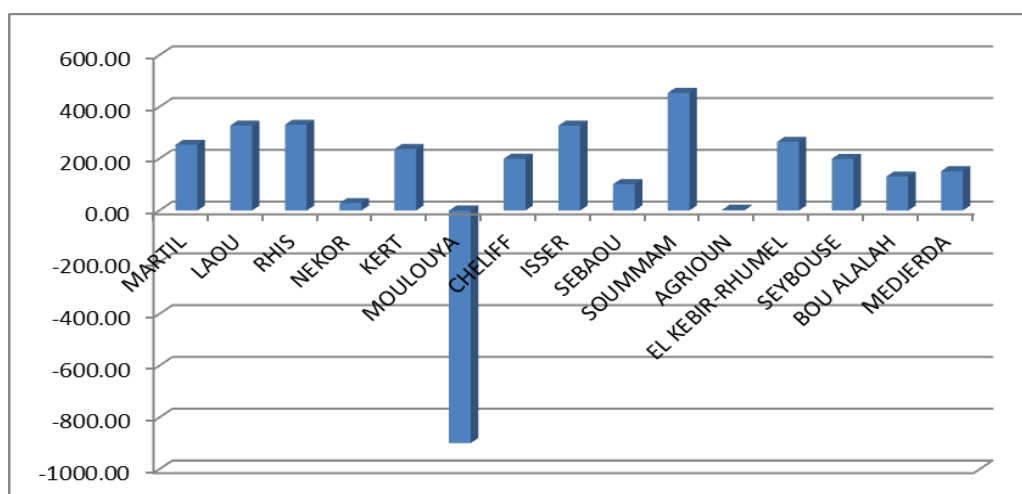


Figure III. 22 : *TSS après-barrages sur la période d'étude de 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).*

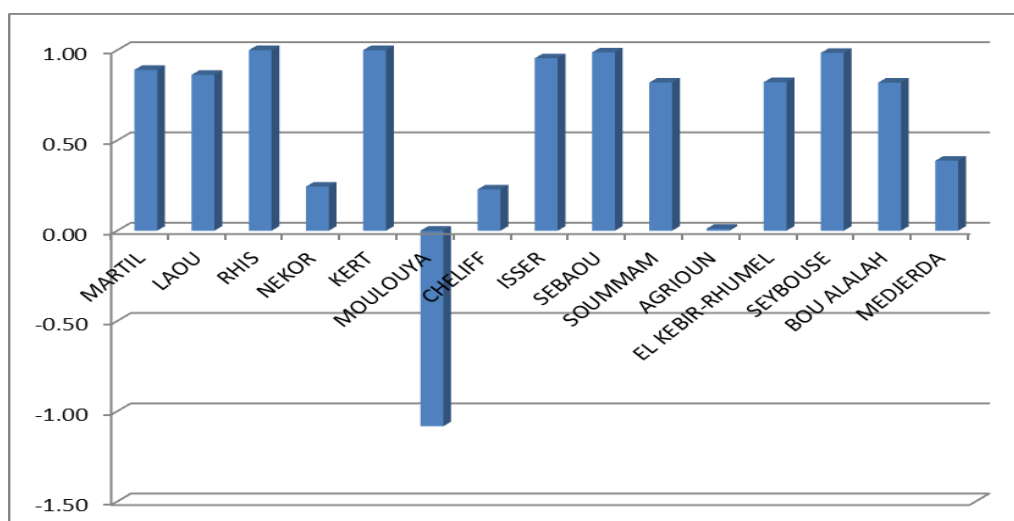


Figure III. 23 : *Ratio des TSS après-barrages et TSS avant-barrages sur la période d'étude de 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).*

3.10 Conclusions

Même si leur nécessité n'est pas remise en cause dans la grande majorité des cas, les barrages ne sont pas, contrairement à ce que l'on a cru durant longtemps, des ouvrages « miracles » n'apportant que des avantages à l'expansion territoriale de l'homme. Nous savons, depuis relativement peu de temps, que les impacts environnementaux et humains produits par ces ouvrages peuvent être lourds et laisser des traces sur de longues périodes, même lorsque leurs effets négatifs ne sont pas perçus rapidement. Que ce soit leur emplacement, type de construction, mode de gestion, etc... beaucoup d'éléments peuvent encore accroître ou minimiser leurs effets sur le paysage et sur l'environnement à moyen ou long terme. Nous avons vu que, pour un bassin versant donné, le ratio « longueur totale de l'oued » « emplacement du barrage par rapport à l'exutoire » est un bon indicateur de la quantité de sédiments retenue. Parmi les inconvénients les plus marquants et quasiment inhérents à la construction et à l'exploitation des barrages, nous citerons :

- Les fréquents déplacements de populations.
- La perte de terres agricoles.
- La destruction d'espaces naturels et de leurs faunes parfois remarquables.
- Les pollutions de rivières et destructions de berges (ripisylve ...) par le brusque accroissement de la charge sédimentaire en suspension lors des chasses de réservoirs.
- L'entrave à la circulation de certaines espèces de poissons pour aller frayer.
- La rétention de sédiments dans les réservoirs, provoquant un déséquilibre dans le fonctionnement naturel du littoral avec comme conséquence le recul du rivage, ce dernier point étant bien sûr le plus préoccupant dans le cadre de ce travail.
- Les risques liés à la rupture.

Parmi les oueds maghrébins étudiés ici, avec 37 millions de tonnes de charge de fond apportées, c'est l'oued Soummam en Algérie qui fournit la plus grande quantité nette de sédiments de fond arrivant effectivement au littoral, bien devant les oueds Laou, Rhis, Isser, El Kebir – Rhumel et Martil qui ont transporté en moyenne 26 millions de tonnes sur la même période. Cette situation, en ne reflétant pas celle qui apparaît lorsqu'on considère uniquement la charge de fond brute, hors rétention par les barrages, montre l'importance de ces ouvrages et l'impact environnemental qu'ils ont sur les systèmes naturels.

Même si le littoral maghrébin est actuellement globalement en recul, les oueds du Maroc et de l'Algérie fournissent toujours majoritairement un apport de sédiments à leurs embouchures (excepté l'oued Moulouya). Ce n'est pas le cas de la Tunisie, car sur les trois oueds retenus, les barrages de Sidi El Barrak et Sidi Salem effectuent une ponction sédimentaire record. De ce fait, cette frange littorale tunisienne se voit privée par ses barrages de pratiquement la totalité des apports de ses bassins versants, ce qui

ne peut que poser de graves problèmes d'érosion du littoral. Avec le barrage Sidi El Barrak, nous voyons également l'impact que produit la construction de tels ouvrages proches de l'embouchure des oueds.

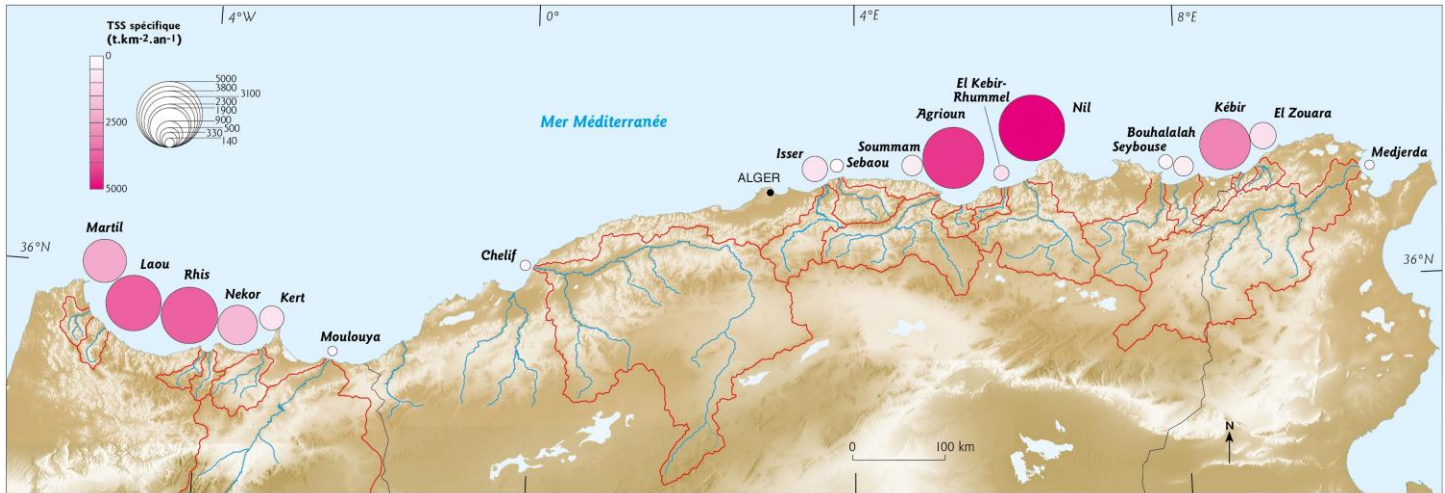


Figure III. 24 : TSS spécifique ($t.km^{-2}.an^{-1}$ et en %) des oueds maghrébins.

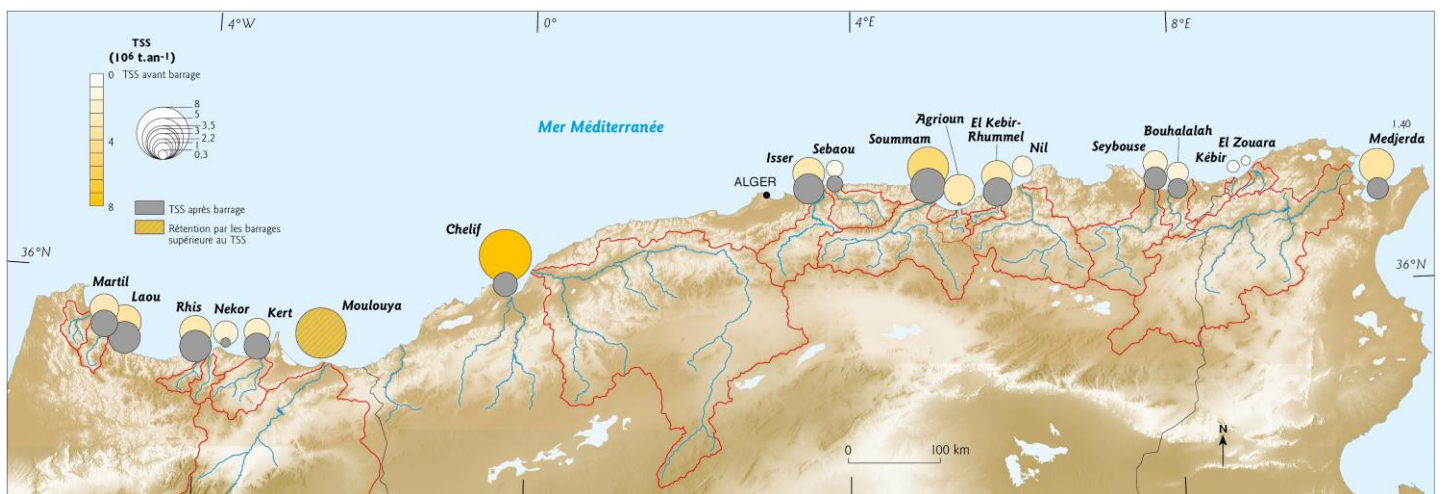


Figure III. 25 : TSS ($t.an^{-1}$) des oueds maghrébins. Le TSS après-barrage (cercle gris) est rapporté à 109 ans pour tous les sites.

Les figures III.26 et III.27 nous montrent que les **TSS** avant-barrage, qu'ils soient spécifiques (Fig. III.26) ou en $t.an^{-1}$ (Fig. III.27), ont des valeurs assez diverses et étalées, ce qui n'est plus le cas des **TSS** en $t.an^{-1}$ après-barrages (Fig. III.27, cercles gris). Nous voyons là le rôle de régulateur des barrages, qui nivellent complètement la quantité de sédiments arrivant sur les littoraux, quelles que fussent les spécificités initiales de leurs bassins versants, spécificités qui sont finalement gommées.

Cela nous permet une nouvelle fois de constater que depuis peu, l'Homme est capable de modifier son environnement proche de façon rapide, que ce soit en favorisant

l'érosion des bassins versants, suite à la déforestation produite au XIX^{ème} siècle pour étendre les terres agricoles, ou, plus récemment, en bloquant une part de plus en plus importante de sédiments dans les barrages, ce qui favorise le recul accéléré des littoraux. Si la déforestation a eu comme conséquence une production et un transport sédimentaire accru qui s'est manifesté par une augmentation de la taille des deltas, la multiplication des barrages semble produire, surtout depuis les années 1950, l'effet opposé.

4 Morphologie et évolution du littoral

4.1 Les cellules littorales

Nous n'avons pas pu quantifier en volumes les cellules littorales reliées aux oueds étudiés dans la partie précédente, aussi, bien qu'une approche totale et complète sur la base du concept « Source-to-sink » ne soit pas encore envisageable, des liens entre le compartiment littoral et continental via la fourniture des bassins versants seront établis en conclusion après ce chapitre qui aborde donc l'évolution du rivage.

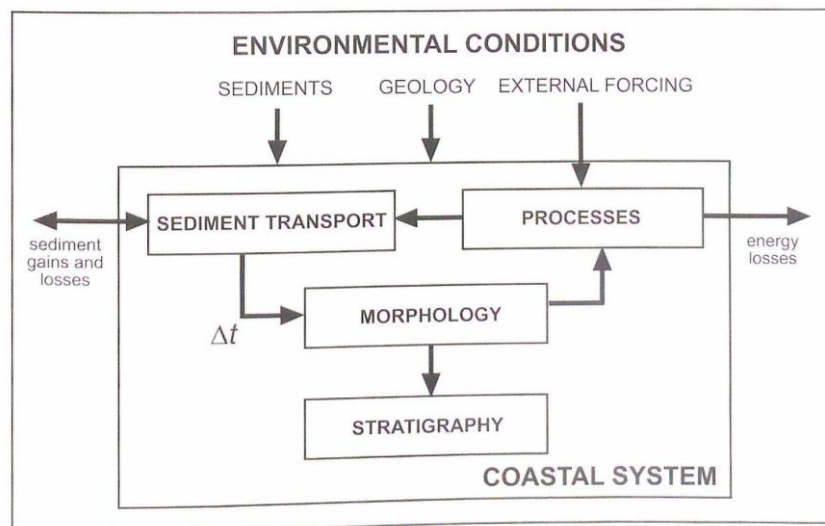


Figure IV. 1 : Modélisation du système côtier (d'après Komar, 1976).

4.2 Terminologie et découpage spatio-temporel du littoral

Classiquement, les relations entre l'espace et le temps sont présentées dans la *figure IV.2*. Cette thèse s'inscrit dans l'évolution longue puisque nous abordons les variations du rivage durant le XX^{ème} siècle (entre 1901 et 2010 pour la majorité des sites). De fait, le compartiment du prisme littoral que nous analysons se limite à la position du rivage, mais cet indicateur est aussi implicitement contrôlé par l'avant-côte et les apports sédimentaires des oueds. Les mécanismes de la zone du déferlement jouent aussi un rôle important sur l'évolution du trait de côte (*Fig. IV.3*), aussi nous tenterons de les prendre en compte à travers une analyse de la morphologie des barres d'avant-côte et du transport lié à la dérive littorale. Enfin nous utilisons dans cette thèse la terminologie usuelle pour décrire la morphologie des plages synthétisées par les *figures IV.3* et *IV.4*.

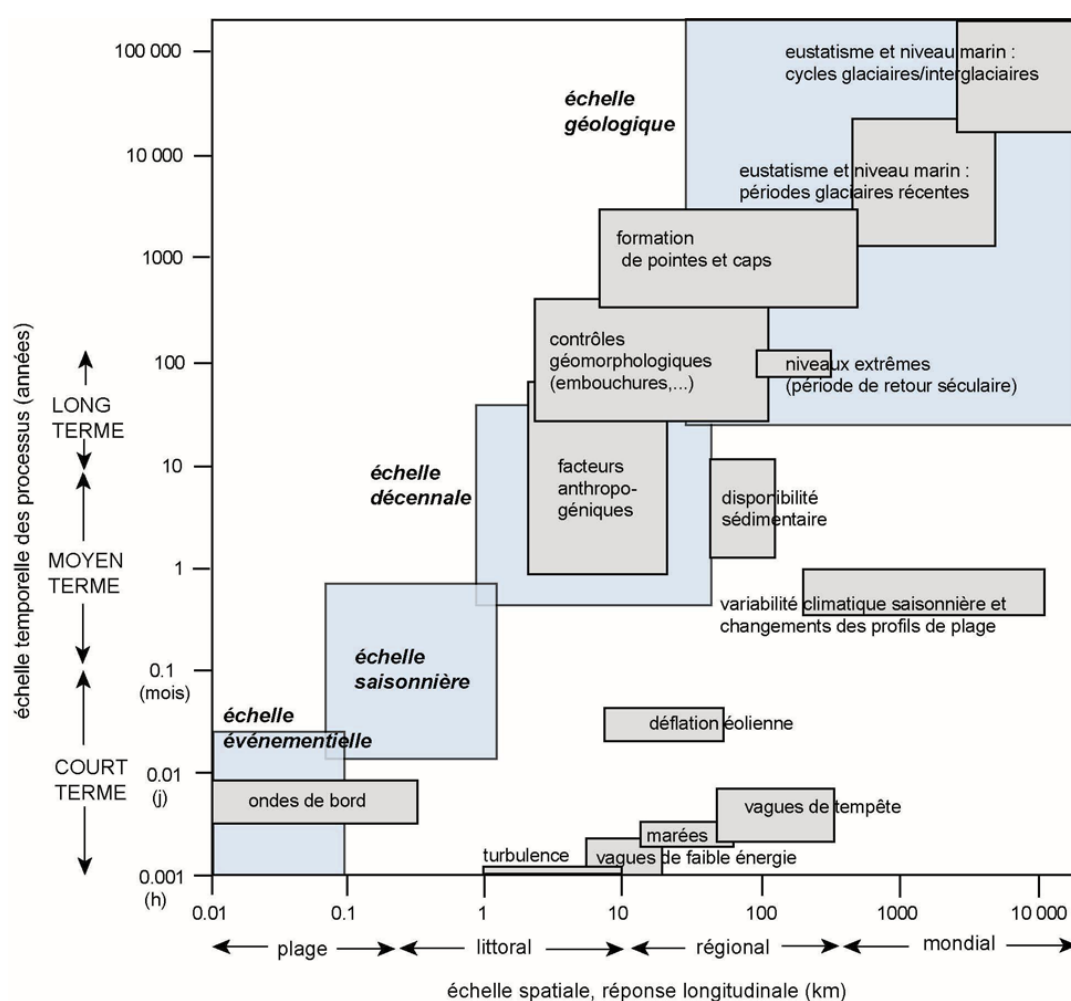


Figure IV. 2 : Différentes échelles spatio-temporelles de réponses aux facteurs naturels et anthropiques (d'après Fenster et al., 1993, modifié par Dehouck, 2006).

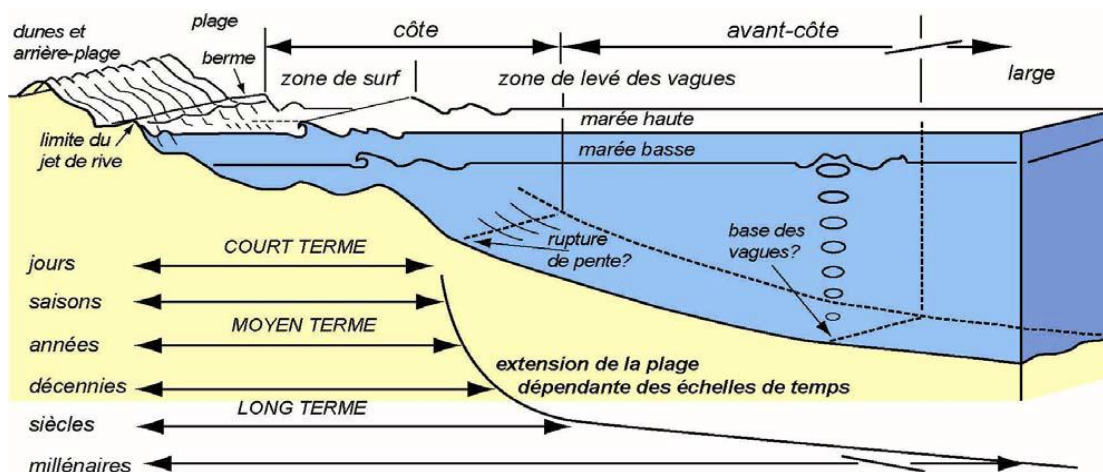


Figure IV. 3 : Zonation du littoral avec indication des échelles temporelles concernant sa dynamique (d'après Dehouck, 2006, tirée de Cowell et al., 1999).

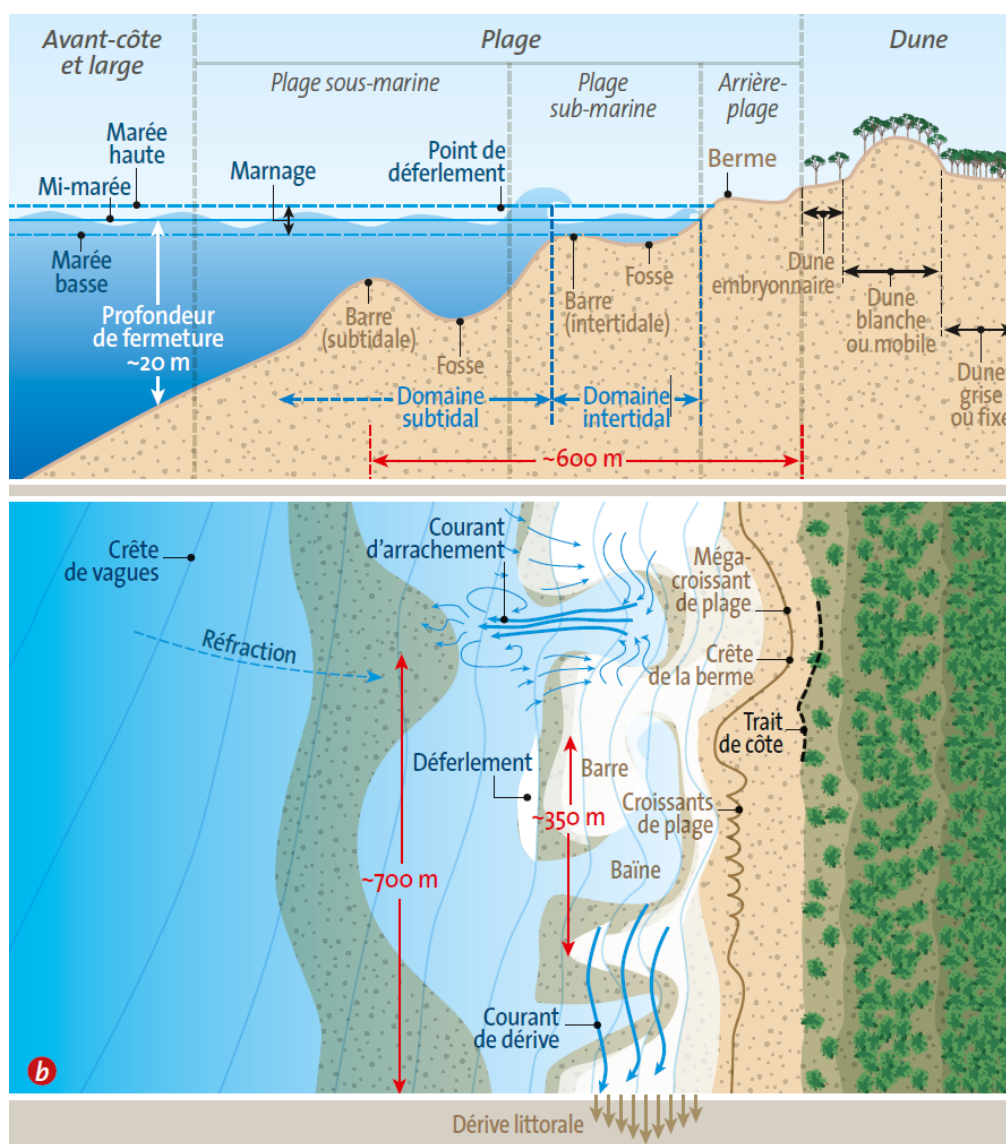


Figure IV. 4 : Organisation générale d'un littoral sableux (d'après BRGM, 2013).

4.3 Organisation de la partie 4

Nous allons tout d'abord passer en revue la méthodologie utilisée dans cette partie, en commençant par préciser quelles sont les données de base que nous avons collectées ainsi que la méthode de caractérisation des baies que nous avons utilisée, puis, en examinant les moyens employés pour l'observation des barres d'avant-côtes en zone de déferlement. Nous définirons ensuite les indices morphodynamiques retenus, et nous détaillerons également les outils mis en œuvre pour évaluer la variation du trait de côte, ainsi que ceux nous ayant permis d'estimer la dérive littorale théorique.

Nous pourrions alors aborder la caractérisation des baies qui sera complétée par une classification morphologique des plages et de la zone de déferlement. Les résultats obtenus seront commentés de façon critique.

Une analyse en composantes principales (ACP) sera finalement réalisée en ne retenant que les principaux indices et paramètres jugés comme étant les plus significatifs, avant de terminer cette partie par l'étude détaillée de l'évolution du trait de côte et de la dérive littorale.

4.4 Méthodologie

4.4.1 Données de base

4.4.1.1 Houles au large

Les données de base qui nous ont permis d'évaluer H_o et H_b sont tirées du logiciel *The Medatlas Group (2004)* « Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea », issu d'une collaboration entre 6 sociétés françaises (dont Météo France), italiennes et grecques (*Cavaleri, 2005*).

Cet atlas présente des statistiques annuelles de données de vent et de houles au moyen du modèle de propagation WAM qui se base sur des champs de vents et de pressions, des données de bouées de houles situées au large, ainsi que de données satellites (ERS1, ERS2, Topex-A, Topex-B, ...). Après calibration, un modèle est établi à partir de ces informations, et un maillage est proposé pour différentes zones de Méditerranée, avec les données théoriques correspondantes de vent et de houle.

Cette base de données, rarement valorisée pour les études en milieu littoral, est unique et présente l'avantage de conserver une homogénéité entre les sites le long de notre secteur d'étude.

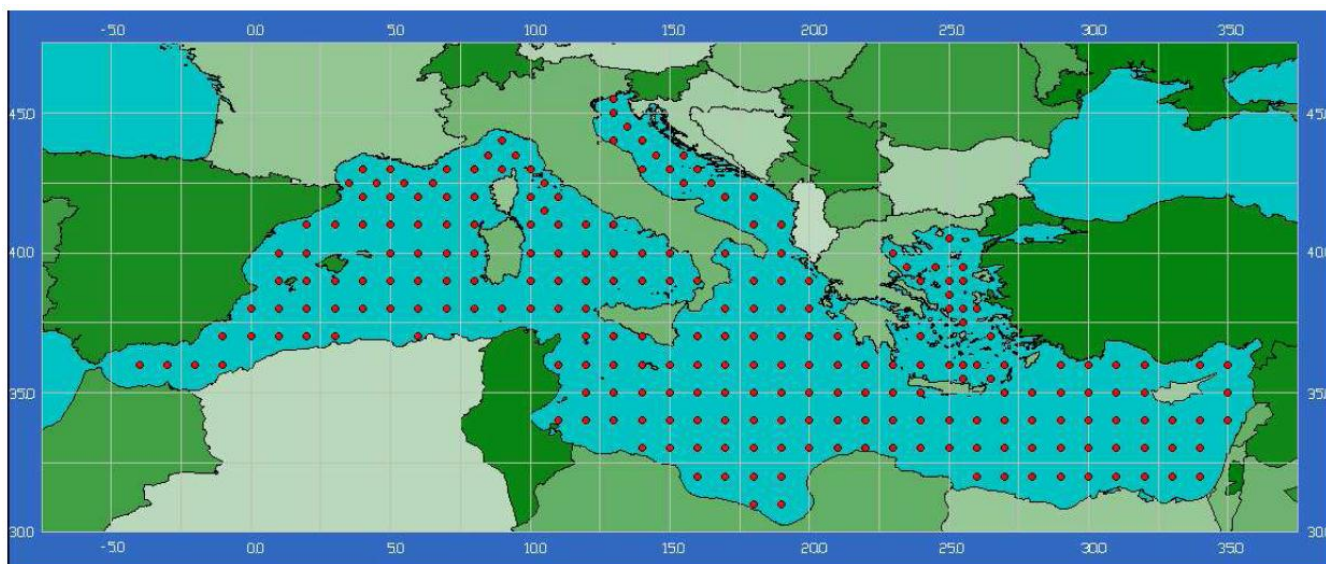


Figure IV. 5 : Noeuds de sorties des données de houles (d'après *The Medatlas Group, 2004*).

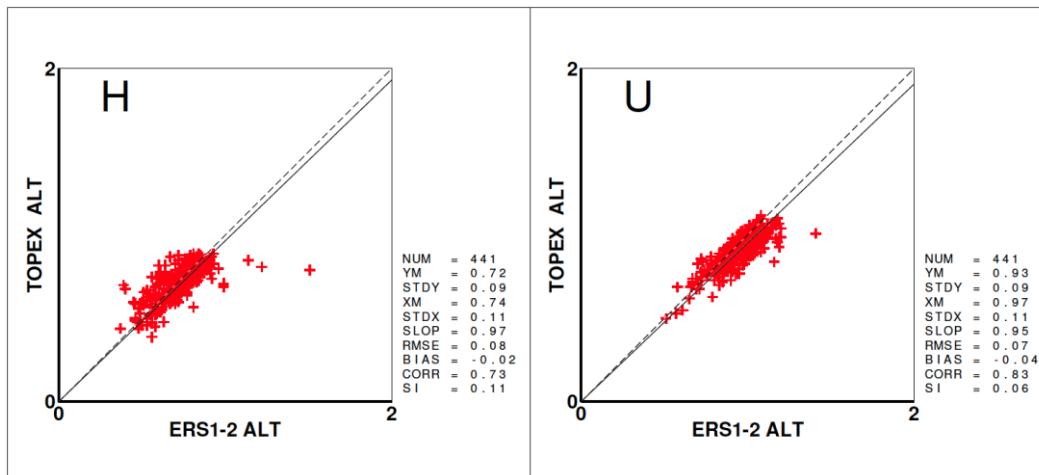


Figure IV. 6 : Gauche : relations entre les houles mesurées par Topex et calculées par The Medatlas Group, 2004. Droite : relations entre les vents mesurés par Topex et calculées par The Medatlas Group, 2004 (d'après The Medatlas Group, 2004).

4.4.1.2 Houles à la côte et au déferlement

Entre le large et le déferlement, la houle se propage selon la théorie linéaire (loi des rayons) en utilisant la direction de la houle, ses caractéristiques (hauteur, période) et l'orientation du rivage. Cette démarche est évidemment largement moins précise que celle qui consiste à déployer des modèles numériques mais nous souhaitons obtenir des résultats robustes avec une méthodologie maîtrisée sans pour autant propager la houle dans toute la zone.

La hauteur de la houle au point de déferlement sera calculée en utilisant la formule de Komar et Gaughan (1972) :

$$H_b = 0,56 \cdot H_0 [H_0 / \lambda_0]^{-0.25}$$

avec : H_0 : Hauteur de la houle au large (m).

λ_0 : Longueur d'onde de la houle au large (m).

4.4.1.3 Granulométrie des plages

N'ayant pas pu faire des prélèvements granulométriques sur place, nous nous sommes référés aux données disponibles sur le site du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), dans le portail « Data.shom.fr » :

(<http://www.data.shom.fr/#donnees>).

4.4.1.4 Pente des plages

Plusieurs indices nécessitent la détermination de la pente. Ce paramètre étant souvent d'ailleurs mal défini selon les travaux et compte tenu de la faiblesse des données bathymétriques homogènes pour l'ensemble de nos sites d'études, nous avons considéré la pente ainsi :

$$\tan \beta = (B / D)$$

avec : $\tan \beta$: Pente .

B : Bathymétrie (m) à -10 m = 10.

D : Distance mesurée (m) entre le trait de côte et la ligne des -10 m.

Cette méthodologie n'est pas la plus précise mais elle présente l'avantage majeur d'être homogène sur l'ensemble des sites.

4.4.2 Caractéristiques des baies

4.4.2.1 Principes et équations

Nous avons choisi d'analyser différents paramètres représentatifs de la géométrie des baies car plusieurs études (*Spagnolo et al., 2008 ; Bowman et al., 2009 ; Hsu et al., 2010 ; Jeanson et al., 2013*) ont mis en évidence le rôle significatif joué par l'indentation et plus spécifiquement par la présence de caps rocheux aux extrémités des plages, qu'elles soient de poches ou plus ouvertes. En effet, ceux-ci affecteraient la réfraction ainsi que l'angle d'incidence de la houle.

4.4.2.1.1 Géométrie des baies

Sur la base de *Bowman et al., (2009)*, nous en avons retenu neufs critères pour caractériser la géométrie des baies :

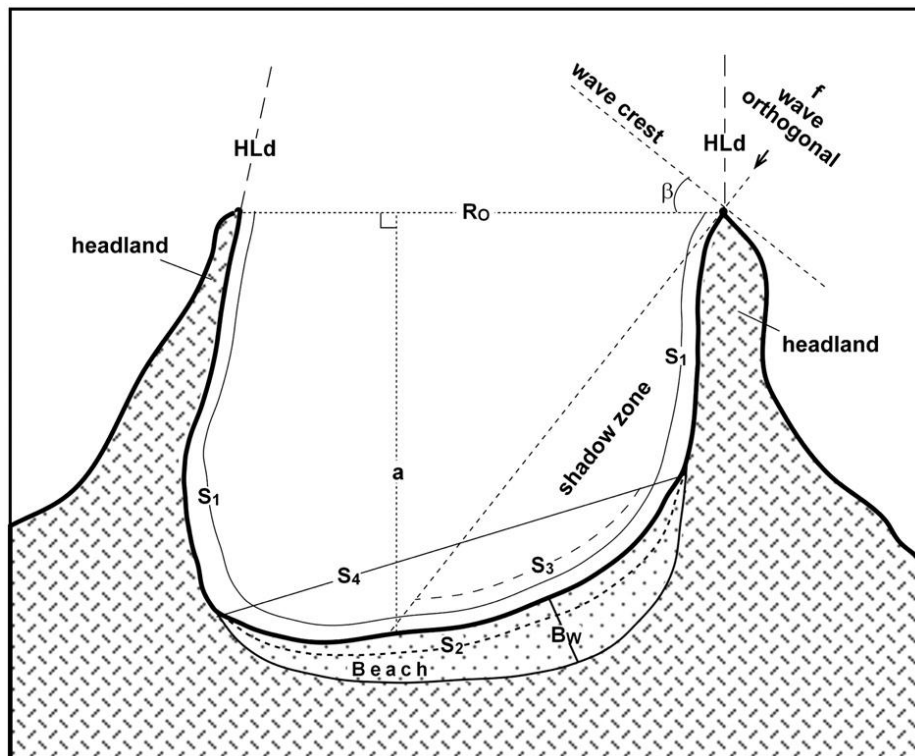


Figure IV. 7 : Paramètres morphologiques des baies (d'après Bowman et al., 2009).

- avec :
- R_0 : Distance entre les deux caps (km).
 - a : Encaissement de la baie (km).
 - S_1 : Longueur du rivage entre les deux caps (km).
 - S_2 : Longueur de la plage (km).
 - S_4 : Distance linéaire entre les deux bords de la plage (km).
 - f : Direction des houles incidentes ($^\circ$).
 - β : Obliquité des houles par rapport à R_0 ($^\circ$).
 - B_w : Largeur maximale de la plage (km).
 - HL_d : Orientation des deux caps ($^\circ$).

Bowman et al., (2009) proposent d'utiliser les caractéristiques de base définies sur la figure IV.9 pour prendre en compte l'indentation :

L'indice d'encaissement : a/R_0

- Indentation nulle : 0,10 à 0,30.
- Indentation faible : 0,34 à 0,38.
- Indentation moyenne : 0,39 à 0,65.
- Indentation assez forte : 0,66 à 0,95.
- Indentation forte : 1,05 à 2,03.

L'indice de classification de la baie : S_1/R_0

- Indentation nulle : 1,08 à 1,69.
- Indentation faible : 1,40 à 2,08.
- Indentation moyenne : 1,40 à 2,86.
- Indentation assez forte : 2,34 à 3,72.
- Indentation forte : 2,95 à 6,79.

Le remplissage sédimentaire est défini ainsi : S_2/S_1

4.4.2.1.2 Indices de circulation de baie (δ' et δ)

Short (1996) propose de déterminer le degré d'impact des caps rocheux sur la circulation sédimentaire, δ' , au sein d'une baie selon la relation :

$$\delta' = S_1^2 / (100 R_0 H_b)$$

avec : S_1 est la longueur du rivage de la baie prise entre les deux caps (km),
 R_0 la longueur de la baie prise entre les deux caps (km),
 H_b la hauteur des vagues au point de déferlement (m).

Plus récemment, une deuxième formulation de l'indice de circulation a été énoncée par *Castelle et Coco (2012)* en utilisant des paramètres différents :

$$\delta = (S_1 \gamma_b \beta) / H_s$$

avec : S_1 est la longueur du rivage de la baie (m),
 γ_b le paramètre de déferlement (ici = 0,73),
 β la pente de la plage en (°),
 H_s la hauteur significative de la houle (m).

4.4.2.2 Documents utilisés pour les mesures géométriques

Nous avons mesuré et analysé les caractéristiques morphologiques des plages et du trait de côte à partir d'images *Google Earth*, de cartes ou d'images satellites sur l'ensemble des sites retenus où débouchent les 15 oueds majeurs de cette étude. A ces sites, nous avons ajouté toutes les baies de taille supérieure à 6,5 km n'ayant pas d'oued ou d'oued majeur, mais qui possèdent une plage sableuse. Le but est d'étendre l'échantillon initial afin de déterminer si une classification basée sur la géométrie des baies est possible. Quelques paramètres, tels que la pente immergée (°), n'ont cependant pas pu être obtenus pour toutes les baies, certaines cartes en notre possession ne mentionnant pas la bathymétrie dans la zone des -10 m, élément nécessaire pour effectuer ce calcul.

Les paramètres mesurés et calculés (*Fig. IV.18*) sont ceux définis par *Bowman et al., (2009)* dans la *figure IV.9*, à l'exception de la zone d'ombre et de la longueur S_3 .

4.4.3 Observation des barres de la zone du déferlement

Nous avons décrit la morphologie des barres d'avant-côte au moyen des images satellites de *Google Earth*. Cet outil autorise en effet une couverture globale et temporelle. Cette démarche de reconnaissance visuelle est oubliée depuis les années 2000 alors qu'elle servait de base à la description morphodynamique antérieurement. La seule différence provient du support, aujourd'hui satellite alors qu'il était aérien autrefois. Par exemple, *Barrusseau et Saintguily (1981)* ont classé la morphologie des barres d'avant-côte du littoral du Languedoc-Roussillon ce qui leur a permis de suggérer des mécanismes de formations liés à des ondes de bords. *Short (1992)* complète des profils bathymétriques avec l'observation des barres d'avant-côte en Hollande pour proposer un modèle conceptuel de fonctionnement.

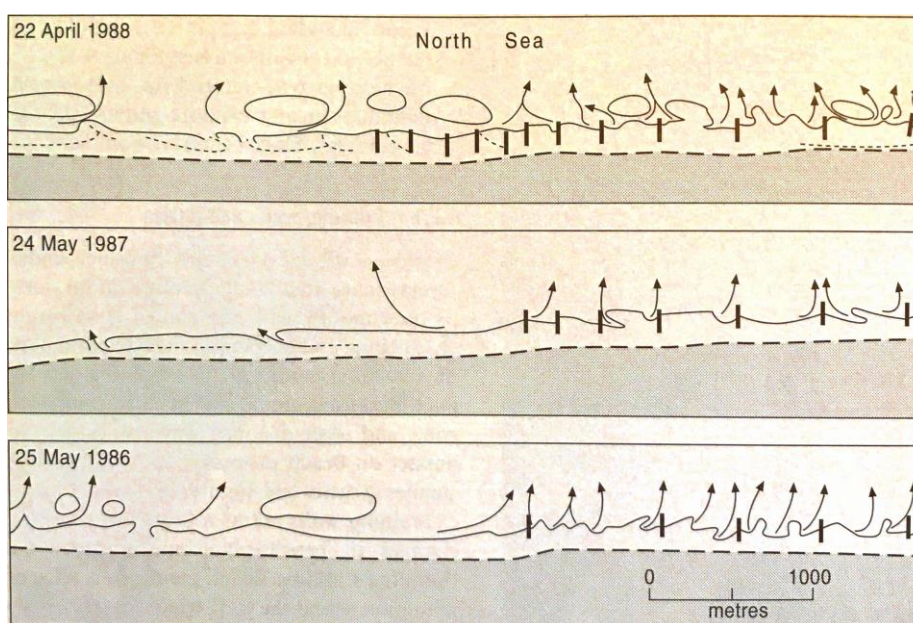


Figure IV. 8 : Un exemple d'utilisation de photographie aérienne interprété en terme de dynamique sédimentaire dans la zone du déferlement autour d'épis aux Pays-Bas (d'après Short, 1992).

4.4.4 Indices morphodynamiques de la zone du déferlement

Aux observations morphologiques (*Cf. supra*) des barres dans la zone du déferlement nous avons ajouté l'estimation du paramètre Ω , le paramètre de *Gourlay (1968)*. Celui-ci établit le ratio entre la hauteur de houle déferlante (H_b) et le produit de la vitesse de chute des sédiments (W_s) par la période (T) tel que :

$$\Omega = H_b / w_s \cdot T$$

avec : H_b : Hauteur des vagues au point de déferlement (m).

W_s : Vitesse de chute des sédiments ($m.s^{-1}$).

T : Période des vagues (s).

Pour un fluide turbulent, *van Rijn* définit W_s par :

$$W_s = [(s-1).g.D_{50}]^{1/2}$$

(*Jaud, 2011*).

si: $\Omega < 1$: plage réflexive.

$\Omega > 6$: plage dissipative (*Wright et al., 1985*).

Ce paramètre Ω est important à connaître car il sert à caractériser l'état de la plage (dissipatif, intermédiaire ou réfléchif) lui-même lié aux processus hydrodynamiques et au transport sédimentaire en suspension. Il regroupe des caractéristiques de houle ainsi que de sédiments, et la période T est un élément majeur dans cette expression (*Wright et Short, 1984*). *Wright et Short (1984)* ont également mis en évidence que l'état général de la plage est la réponse à l'état le plus fréquent du déferlement et des caractéristiques sédimentaires du littoral, d'où son importance dans le cadre d'une étude menée sur le long terme.

Le paramètre Ω peut aussi être lu à partir de l'abaque ci-dessous (*Fig. IV.11*) qui relie la hauteur de la houle au déferlement et la taille des sédiments en fonction de la période de la houle. Il permet lui aussi de déterminer si la plage est globalement de type dissipatif, intermédiaire ou réfléchif.

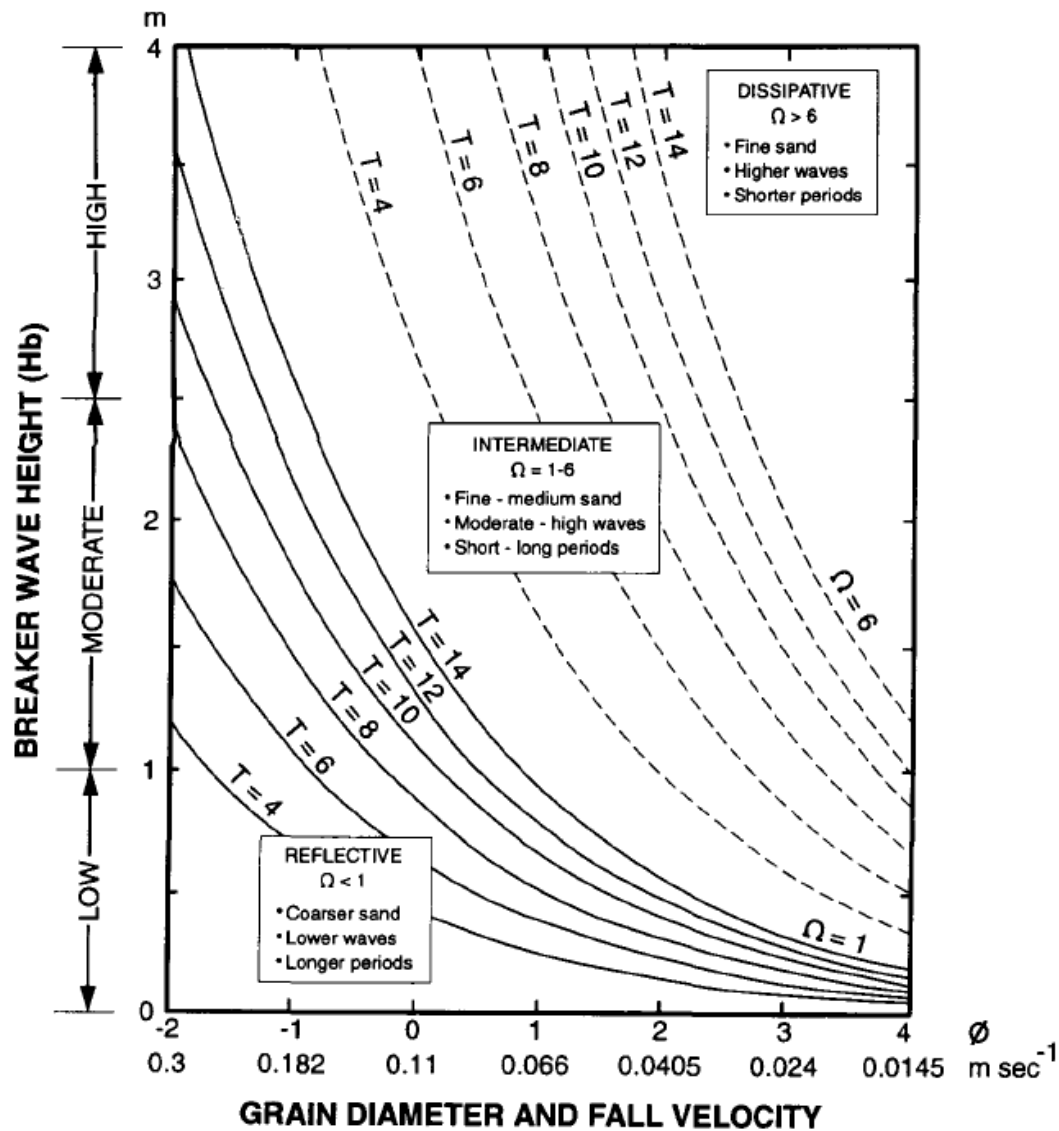


Figure IV. 9: Détermination du type de plage en fonction de la hauteur de la houle au déferlement de sa période et de la taille des sédiments (d'après Short, 1996).

4.4.5 Méthodes pour déterminer l'évolution du rivage

4.4.5.1 Cartes et images utilisées

Les cartes anciennes utilisées (Fig. IV.12) datent de 1954 pour le Maroc, et de 1901 pour l'Algérie et la Tunisie. Ces cartes sont pratiquement inédites puisqu'elles n'ont jamais été utilisées pour étudier les variations du rivage. Elles proviennent des archives de la cartothèque du département de Géographie d'Aix Marseille Université. A notre connaissance il n'existe pas de carte française antérieure pour le Maroc qui puisse correspondre à celles de 1901 pour l'Algérie et la Tunisie. Toutes ces cartes sont à l'échelle 1/50.000. Leur système de projection pour le Maroc est *Ellipsoïde Clarke 1880*

Merchich, pour l'Algérie il est en *Lambert Nord Algérie*, Datum D-Voirol 1875, et pour la Tunisie, en *Lambert Nord-Tunisie*. Ces cartes, dont la précision est relative, offrent néanmoins l'opportunité de permettre une analyse sur une période de l'ordre du siècle.



Figure IV. 10 : Exemple de la carte de Menerville datant de 1901 (1/50000), avec l'embouchure de l'oued Isser.

Oued	Nom Doc.	Type	Echelle	Résolution (m.pixel ⁻¹) / RMS (m)	Date
MARTIL	TETOUAN-Oued Martil-I-50000-1954- Nord	Carte	1/50000	6,3 / 6,3	1954
	TETOUAN-Oued Martil-II-50000- 1954-Nord	Carte	1/50000	6,3 / 4,6	1954
	Littoral de l'Oued Martil	Image Google		0,5 /	06/02/2010
LAOU	CHEFCHAOUEN-Oued Lao-I-50000-1954	Carte	1/50000	6,3 / 3,6	1954
	CHEFCHAOUEN-Oued Lao-II-50000-1954	Carte	1/50000	6,3 / 3,6	1954
	Littoral de l'Oued Laou	Image Google		0,5 /	19/06/2010 02/06/2010
RHIS	AL HOCEIMA-Oued Riss-50000-1954	Carte	1/50000	6,4 / 11,2	1954
	AL HOCEIMA1a- 50000-1967	Carte	1/50000	6,4 / 11,2	1967
	Baie d'Al Hoceima	Image		0,5 /	08/02/2011

		Google			29/11/2011 27/04/2009
NEKOR	AL HOCEIMA-Oued Nekor-50000-1954	Carte	1/50000	6,4 / 11,2	1954
	AL HOCEIMA 1a-50000-1967	Carte	1/50000	6,4 / 11,2	1967
	Baie d'Al Hoceima	Image Google		0,5 /	08/02/2011 29/11/2011 27/04/2009
KERT	KEBDANI-Oued Kert-I-50000-1954	Carte	1/50000	6,4 / 6,0	1954
	KEBDANI-Oued Kert-II-50000-1954	Carte	1/50000	6,5 / 4,1	1954
	Littoral de l'Oued Kert	Image Google		0,5 /	13/02/2011 29/03/2011 15/06/2010
MOULOUYA	LES TRIFFA-Oued Moulouya-50000-1954	Carte	1/50000	6,5 / 5,3	1954
	Littoral de l'Oued Moulouya	Image Google		0,5 /	28/08/2008
CHELIFF	Belle Côte	Carte	1/50000	1 / 1,4	1901 / 1957
	Photo 002	Ph. Aéri.		0,6 / 5,5	1959
	Photo 003	Ph. Aéri.		0,6 / 5,5	1959
	IMAGERY-Cheliff	Image Spot		5 /	2004
	Littoral de l'Oued Cheliff	Image Google		0,5 /	14/06/2011
ISSER	Oued Isser-Menerville	Carte	1/50000	1 / 3,4	1901 / 1957
	222	Ph. Aéri.		0,6 / 6,3	1959
	224	Ph. Aéri.		0,6 / 6,3	1959
	229	Ph. Aéri.		0,6 / 6,3	1959
	IMAGERY-Isser-Sebaou	Image Spot		5 /	2004
	Littoral de l'Oued Isser	Image Google		0,5 /	05/02/2010
SEBAOU	Sebaou-Dellys	Carte	1/50000	1 / 2,8	1901 / 1957
	254	Ph. Aéri.		0,6 / 18	1959
	256	Ph. Aéri.		0,6 / 18	1959
	258	Ph. Aéri.		0,6 / 18	1959
	260	Ph. Aéri.		0,6 / 18	1959
	IMAGERY-Isser-Sebaou	Image Spot		5 /	2004
	Littoral de l'Oued Sebaou	Image Google		0,5 /	05/02/2010
SOUMMAM	BOUGIE-1935-Soummam	Carte	1/50000	1 / 2,5	1902 / 1935
	Oued AMIZOUR-1935	Carte	1/50000	1 / 2,5	1902 / 1935
	IMAGERY-Soummam-Agrioun	Image Spot		5 /	2004

	La baie de Béjaia	Image Google		0,5 /	13/09/2010
AGRIOUN	ZIAMA-1927-Agrioun	Carte	1/50000	1 / 2,5	1902 / 1927
	IMAGERY-Soummam-Agrioun	Image Spot		5 /	2004
	La baie de Béjaia	Image Google		0,5 /	13/09/2010
EL KEBIR-RHUMEL	DJIJELLI-1959	Carte	1/50000	1 / 3,1	1901/ 1959
	EL_MILIA-1959-oued Nil	Carte	1/50000	1 / 3,1	1901/ 1959
	OUED ZHOUR-1953-1959-oued El Kebir	Carte	1/50000	1 / 3,1	1901/ 1959
	IMAGERY-Nil-El-Kebir	Image Spot		5 /	2004
	Littoral de Djidjelli	Image Google		0,5 /	13/09/2010 05/09/2010
SEYBOUSE ET BOU ALALAH	Bone	Carte	1/50000	1 / 2,7	1901 / 1958
	Blandan	Carte	1/50000	1 / 2,7	1901 / 1958
	Bou-alalah (1 à 6)	Ph. Aéri.		0,6 / 4,2	1959
	IMAGERY-Annaba	Image Spot		5 /	2004
	La baie d'Annaba	Image Google		0,5 /	28/08/2010 12/06/2010 23/06/2010
MEDJERDA	PORTO FARINA-1901	Carte	1/50000	NA	1901
	El Ariana-1901	Carte	1/50000	NA	1901
	ARIANA-1950	Carte	1/50000	NA	1901
	La Marsa-1932	Carte	1/50000	NA	1901
	Baie de l'oued Medjerda	Image Google		0,5 /	18/07/2001 04/07/2001 03/08/2010

Tableau IV. 1 : Caractéristique des cartes, photos aériennes et images satellites utilisées.

Pour la période récente des années 2010, nous avons utilisé le fond d'images « World-imagery » de *Google* qui présente une résolution de 0,5 m.pixel⁻¹.

A ces deux dates extrêmes nous avons ajouté toutes les données qui nous étaient disponibles :

- Des images satellites de 2004 type « Spot 5 » noir et blanc commandées sur le site de *Spot Image*, et ayant une résolution de 5 m.pixel⁻¹.
- Quelques photographies aériennes de 1959, elles aussi en noir et blanc, mais ayant une résolution de 0,6 m.pixel⁻¹ ont été utilisées comme documents supplémentaires. Par contre, leur étendue sur le linéaire côtier ne couvre malheureusement pas l'ensemble du littoral de chaque site, et tous les oueds de cette étude ne sont pas photographiés. Leur intérêt est donc plus d'ordre qualitatif que quantitatif, mais ces clichés donnent néanmoins une bonne

indication de la dynamique du trait de côte à une date intermédiaire permettant souvent d'identifier deux périodes, avant ou après l'édification de barrages.

Les périodes d'étude retenues sont :

Maroc : de 1954 à 2010, soit 56 ans.

Algérie : de 1901 à 2010, soit 109 ans.

Tunisie : de 1901 à 2010, soit 109 ans.

4.4.5.2 Traitements

La partie cartographie est capitale pour visualiser l'évolution sur le long terme des différents traits de côtes étudiés. Elle concerne à la fois les traitements faits sur les cartes anciennes et ceux réalisés sur les images satellites récentes. Les opérations cartographiques réalisées se décomposent en étapes suivantes.

4.4.5.2.1 Géoréférencement

La première étape a consisté à afficher avec *ArcMap* (Société *Esri*) chaque carte ancienne préalablement scannée pour la géo-référencer.

Deux méthodes sont possibles :

1- En utilisant le quadrillage de coordonnées existant. On se place à une intersection de ce quadrillage et on rentre la coordonnée précise du point dans le système de projection correspondant. On réitère cette opération en prenant des points répartis sur l'ensemble de la carte. Au-delà de six points de recalage, on peut utiliser une transformation polynomiale du deuxième ordre qui « déforme » le document cartographique pour le mettre en plan.

2- En utilisant des points d'amer communs entre la carte ou l'image aérienne à géo-référencer et l'image satellite. Aucune coordonnée n'est alors donnée au système qui va directement caler la carte ou la photo dans le système de référence de l'image. Ici aussi, plus le nombre de points d'amer est important et bien réparti sur l'ensemble de la carte, plus la précision obtenue sera grande.

Dans cette étude, les deux méthodes ont été utilisées, et pour les cartes anciennes, selon les résultats obtenus qui sont en corrélation étroite avec la justesse de chacune de celles-ci, nous avons retenu le mode de géo-référencement donnant la plus grande précision. Par contre, toutes les photographies aériennes de 1959 ont été géo-référencées par cette dernière méthode.

Le logiciel calcule automatiquement les écarts entre les points de références et les coordonnées de l'image à géo-référencer. Une valeur globale des erreurs d'ortho-

rectification est aussi proposée sous la forme du **RMS** total (Root Mean Square total, ou Ecart-type).

4.4.5.2.2 Systèmes de projections

Chacune de ces cartes raster a été ensuite projetée dans le système de coordonnées des images satellite qui est *UTM WGS84, zone 30 Nord* pour le Maroc, *zone 31 Nord* pour l'Algérie, excepté les cartes de Bône (oued Seybouse et Bou Alalah) et de Blandan qui sont en *zone 32 Nord*, tout comme les cartes de la Tunisie, afin que ces deux supports (cartes anciennes et images satellites) puissent se superposer automatiquement lors de leur affichage dans *ArcMap* (Fig. IV.13).

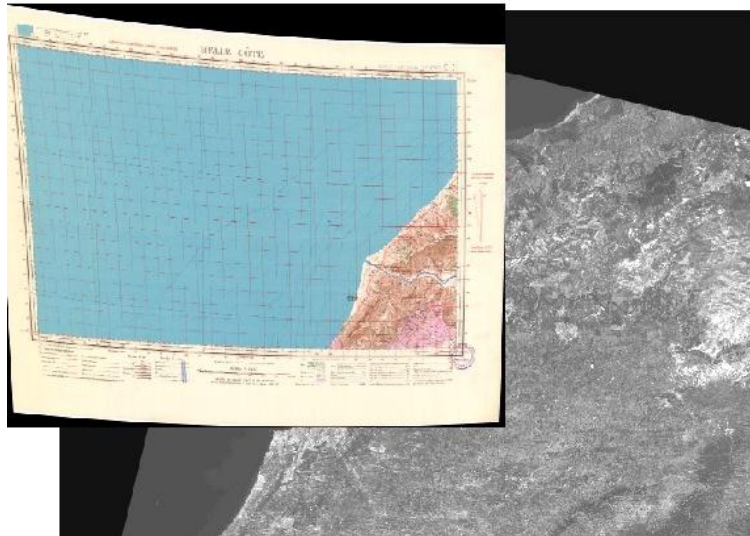


Figure IV. 11 : *Superposition automatique carte/image après projection dans le même système, ici en WGS 84 zone 31 Nord, embouchure de l'oued Cheliff.*

4.4.5.2.3 Numérisation des traits de côte

Cette étape consiste, toujours sous *ArcMap*, à vectoriser le trait de côte pour chaque site et chaque date sur les cartes anciennes et images aériennes ainsi que sur les images satellites. L'objectif à atteindre étant de pouvoir comparer les traits de côte afin de mettre en évidence les zones en érosion, celles en accrétion, et celles qui n'ont pas évolué. Ces différences (avancées/reculs) de trait de côte sont ensuite analysées par le logiciel *DSAS* (Digital Shoreline Analysis System) de l'*USGS*.

4.4.5.2.4 Précision finale obtenue

Dans les études diachroniques menées sur une longue période, le problème de la fiabilité des sources anciennes se pose toujours. Il est certain que les techniques topographiques de relevé de terrain et de restitution en plan n'avaient rien à voir au début du XXème avec celles utilisées actuellement. De ce fait, la superposition après géo-référencement des cartes anciennes sur les images satellites peut montrer des distorsions pas toujours homogènes.

Le résultat obtenu dépend d'une part de la précision intrinsèque des cartes anciennes, et d'autre part de celle du géo-référencement des images initiales. De plus, la projection induit également quelques erreurs qui sont fonction des paramètres codés dans le logiciel de transformation.

Les images World-Imagery de *Google* ont une résolution de 0,5 m.pixel⁻¹, celles de *Spot* ont une résolution de 5 m.pixel⁻¹ et les photographies aériennes de 0,6 m.pixel⁻¹.

Pour l'estimation des erreurs et incertitudes, on se réfère aux travaux de *Morgan et al.*, (1997) et à ceux de *Van der Wal et Pye* (2003) qui stipulent que :

$$\text{Erreur} = \sqrt{(\text{RMS})^2 + (\text{Res. Im.})^2 + (\text{Err. TdC})^2}$$

avec : RMS : Root Mean Square, ou valeur quadratique obtenue dans la table des amers d'*ArcGis* pour transformation du 2^{ème} ordre.

Res.Im. : Résolution de l'image d'origine (m).

Err. TdC : Erreur sur le trait de côte que nous avons considéré comme la taille du pixel en mètre.

En appliquant cette méthode, et en nous basant sur la plus mauvaise résolution de l'image lorsque nous avons deux images à disposition (5 m.pixel⁻¹ et 0,5 m.pixel⁻¹), nous obtenons les erreurs maximales suivantes (*Tab IV.2*).

Nous obtenons donc une précision globale inférieure à 13 m pour les cartes et inférieure à 19 m pour les photos aériennes. Dans le détail, l'erreur maximale est de +/- 13 m pour le Maroc, +/- 19 m pour l'Algérie et +/- 15 m pour la Tunisie. Nous retiendrons donc la valeur maximale de +/- 19 m pour l'ensemble des sites, ce qui correspond à +/- 0.34 m.an⁻¹ pour le Maroc, et +/- 0,18 m.an⁻¹ pour l'Algérie et la Tunisie (*Tab. IV.2*).

Sites	Carte	Photo aérienne
MARTIL	8,9	
LAOU	7,9	
RHIS et NEKOR	12,9	
KERT	8,7	
MOULOUYA	8,4	
CHELIFF	5,28	7,4
ISSER	6,1	8,0
SEBAOU	6,1	18,6
SOUMMAM	5,6	
AGRIOUN	5,6	
EI KEBIR-RHUMEL	5,9	
SEYBOUS E et BOU ALALAH	5,7	
MEDJARDA	15	

Tableau IV. 2 : Données (en m) sur les résolutions et erreurs relatives aux cartes utilisées.

4.4.5.3 Analyse des variations du rivage (par Digital Shoreline Analysis System, DSAS)

Logiciel gratuit développé en partenariat entre l'*USGS* et *Innovate ! Inc.*, *DSAS* est une extension du logiciel de cartographie *ArcGis* de la société *Esri*, dont le but initial est l'étude des variations du rivage.

A partir d'une ligne de base qui est généralement tracée sur la terre ferme, appelée « Baseline », et les traits de côtes vectorisés correspondant aux différentes dates de l'étude, *DSAS* permet d'analyser les variations de rivage par calculs statistiques, en comparant les distances respectives de ces traits de côtes par rapport à la « Baseline », et ce, pour les différentes dates. Pour chaque site, le long de cette ligne de base, nous avons établi des transects espacés de 250 m afin de mesurer les variations du rivage. Les valeurs que nous utilisons correspondent :

(1) au mouvement total (indice Net Shore Movement dans *DSAS*) des variations du rivage durant la période d'étude exprimé en mètres

(2) à la vitesse annuelle (indice End Point Rate dans *DSAS*) des variations du rivage, exprimée en m.an^{-1} car cet indice est largement utilisé dans la littérature et permet de comparer des périodes de temps différentes.

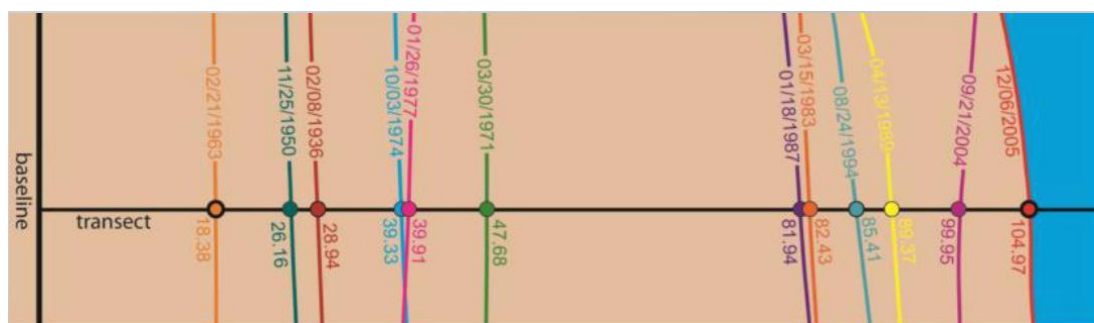


Figure IV. 12 : DSAS avec base-line et les traits de côtes correspondant aux différentes dates (d'après DSAS V4.3).



Figure IV. 13 : Un exemple de localisation des transects sous DSAS le long du rivage du Cheliff (d'après Google Earth modifié).

4.4.6 Méthodes pour établir le transport sédimentaire longitudinal

4.4.6.1 Principes généraux sur la dérive littorale

Le Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr) est très important dans le budget sédimentaire littoral à moyen et long terme (*Stive et De Vriend, 1995*), pouvant aussi bien apporter des sédiments à la cellule littorale que les faire sortir de celle-ci. Le maximum de transport longitudinal s'effectue dans la zone de déferlement des vagues, lorsque les sédiments sont remis en suspension et transportés par le courant de dérive littorale (*Fig. IV.14*).

Il est à noter que dans le cas de circulation cellulaire (plages de poches ou de plages de fonds de baies), la création de courants sagittaux (*rip currents*) peut être induite par un courant de dérive littorale local (*Shepard et Inman, 1951*). Cependant ce processus ne semble exister que pour des petites baies aux dimensions plus réduites que celles de nos sites d'études et/ou le long des côtes exposées à la houle au marnage moyen comme les plages de la côte atlantique française (*Castelle et al., 2007*). Notre méthodologie est incapable de reproduire ce processus.

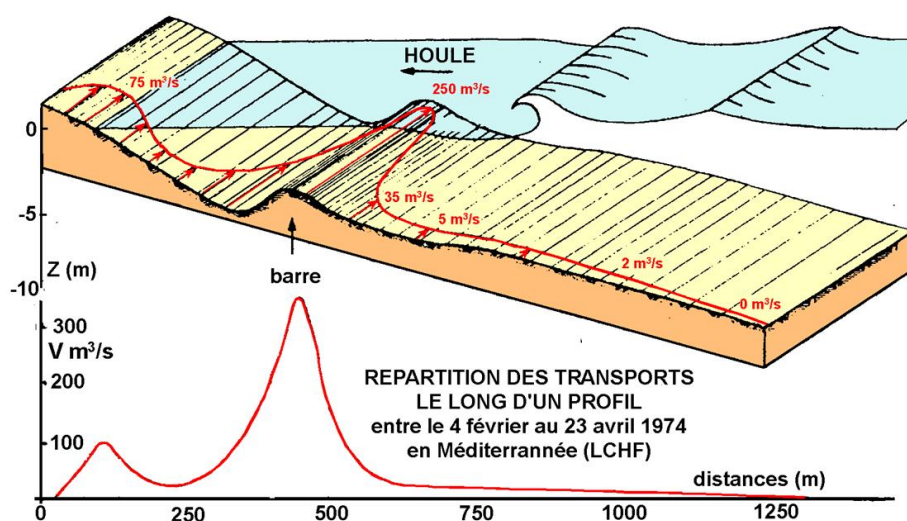


Figure IV. 14 : Transport sédimentaire en zone de déferlement (d'après Migniot, 1990).

La dérive littorale étant difficile à mesurer directement sous l'action de la houle et l'évaluation du budget net à long terme nécessitant un trop grand nombre de mesures sur de nombreux sites, on procède souvent de façon indirecte pour la déterminer:

- Mesure du taux d'accrétion de sable contre une barrière placée sur le littoral tel qu'une jetée ou un épi.

- Mesures directes par des pièges à sédiments et des données de courantologie (*Kraus, 1987*).
- Calcul de la dérive littorale à partir de données statistiques de houles en utilisant une ou des équations de transport long-shore (*Komar, 1976*). Cette méthode sera utilisée dans cette thèse.

4.4.6.2 Conceptualisation du potentiel de TSLr

Sur un transect théorique perpendiculaire au rivage, la dérive littorale induit donc à l'échelle moyenne (1-10 ans) un transport sédimentaire longitudinal dirigé vers la droite (Q_R) et vers la gauche (Q_L) de ce profil en relation avec les directions de houles. On appelle transport longshore net, résiduel ou résultant (Q_{net}) la différence entre le transport littoral orienté à droite et le transport littoral orienté à gauche en faisant l'hypothèse d'un transport à l'équilibre (*Rosati, 2005*).

$$Q_{net} = Q_R - Q_L$$

avec : Q_{net} : Transport long-shore net.

Q_R : Transport long-shore vers la droite.

Q_L : Transport long-shore vers la gauche.

Aux termes « transport longshore net », « résiduel » ou « résultant » (Q_{net}) traditionnellement utilisé en ingénierie, nous préférons « potentiel de Transport Sédimentaire Longitudinal résultant » (**TSLr**) car le transport sédimentaire n'est pas toujours effectif, l'approche théorique n'indique que ce qui serait potentiellement transporté en faisant l'hypothèse d'un transport sédimentaire à l'équilibre.

En un point du littoral, la détermination du potentiel de **TSLr** annuel dépend donc aussi étroitement de l'équation utilisée. Une multitude de formules semi-empiriques existent et elles s'organisent selon deux types :

1- les approches basées sur la puissance des vagues.

Grâce aux travaux de *Munch-Petersen*, on sait depuis le début du XXème siècle que le taux de dérive littorale peut être prédit qualitativement, en direction (Nord - Sud - Est - Ouest) et valeur (érosion ou accrétion), en observant l'angle que fait la crête de la vague par rapport à la rive. Ensuite, dès 1947, la *Scripps Institution of Oceanography* a suggéré que le travail réalisé par les vagues proches du rivage (lui-même étant lié à la puissance de la vague) devait être un paramètre utile pour prédire quantitativement le taux de transport littoral. Développant cette approche en 1951, *Eaton* (Los Angeles District Corps of Engineers) énonce que :

$$P_l = (ECn)_b \cdot \sin(\alpha)_b \cdot \cos(\alpha)_b$$

avec : P_l : Composante long-shore de la puissance de la vague.

$(ECn)_b$: Flux énergétique total de la vague au point de déferlement.

α : Angle que fait la houle avec le rivage ($^{\circ}$).

Cette approche sera reprise et améliorée par *Inman et Bagnold (1970)*, puis par *Komar et Inman (1970)* en ajoutant un paramètre d'ajustement (souvent nommé **K**). Depuis les années 1980, la formule dite du *CERC (1984)* basée sur cette approche énergétique, est largement utilisée dans le monde du fait de la fiabilité et de sa simplicité mathématique et numérique.

Dans ces formules, le **$\sin(\alpha)$** est lié à la composante cross-shore de la houle. En effet, c'est bien le déferlement qui va permettre la remise des sédiments en suspension, déferlement dont le flux énergétique total (**ECn_b**) est fonction du sinus de l'angle que fait la houle par rapport au rivage lors du déferlement. Le **$\cos(\alpha)$** lui, va influencer sur la quantité de sédiments remis en suspension qui sera transportée par le courant long-shore (*Komar, 1976*).

2- Les approches basées sur les processus physiques et la mécanique de la houle.

En utilisant des paramètres tels que la houle, la vitesse du courant, le coefficient de *Chezy*, des facteurs de rides liés à la granulométrie, les contraintes de cisaillement due aux vagues et/ou aux courants... les formulations proposées par *Bijker (1967) et (1971)* ; *Engelund et Hansen (1967)* ; *Ackers et White (1973)* ; *Bailard et Inman (1981)* ; *Van Rijn (1992)* lient le transport longshore aux processus mécaniques et non pas directement à la composante énergétique de la houle.

On peut considérer ces méthodes comme étant mixtes, mélangeant plus ou moins selon les cas, des bases empruntées aux lois mathématiques et physiques (tension de cisaillement, accélération de la pesanteur, relations trigonométriques, densités diverses ...), aux expériences en laboratoire ou sur le terrain et des paramètres empiriques qui sont généralement utilisés comme termes correctifs, soit pour donner à ces équations un plus grand domaine de validité (spatial ou temporel), soit pour prendre en compte des processus physiques « cachés », actuellement non précisément déterminés mais ayant toutefois une influence sur le modèle. Tous les facteurs de correction, de friction, d'efficacité ainsi que le facteur adimensionnel **K** du *CERC (1984)* et de *Komar et Inman (1970)*, très utilisé et variable selon les auteurs, font partie de cette catégorie. Ces méthodes sont du reste souvent initialement élaborées pour un secteur d'étude particulier (leur nombre important en atteste), et leur généralisation, à renfort de paramètres correctifs multiples, leur fait souvent perdre le sens physique premier qu'elles cherchaient à exprimer. La grande difficulté consiste alors à choisir l'équation qui sera la plus appropriée au cas à traiter et à mesurer de façon pertinente les différents termes qui sont utilisés dans ces modèles.

Les travaux de *Wang et al., (2002)* ont démontré que l'équation de *Kamphuis* était plus précise que celle du *CERC* lorsque les vagues sont de faible énergie, comme sur la côte du Golfe de Floride. Toutefois, en totale contradiction avec ce résultat, *Tonk et Masselink (2005)* ont trouvé un résultat inverse, et leurs travaux ainsi que ceux de *Ciavola et al., (1997)* montrent que les équations de *Kamphuis* et du *CERC* sous-estiment l'effet du vent lorsque celui-ci est fort (*Davidson-Arnott, 2010*). Une revue approfondie

des travaux antérieurs sur la comparaison des formules indiquerait des résultats contradictoires et/ou influencés par les sites, chaque auteur démontrant que son approche est la meilleure. L'objectif de cette thèse étant de définir des ordres de grandeurs et des directions de transit littoral résiduel, sans mesures expérimentales pour sélectionner telle ou telle approche, nous avons choisi celle de *Van Rijn (1985)*, sans prétendre que les résultats obtenus puissent être interprétés différemment que des ordres de grandeur. Le choix repose sur la bonne réputation de cette équation et sur sa reproductibilité car des tests nous ont montré que l'utilisation de cette équation, plutôt que celle du *CERC* ou de *Kamphuis*, produisait des valeurs moins étalées. Les simulations avec les formules du *CERC* ou de *Kamphuis* donnaient souvent des milliards de m³.an⁻¹.

4.4.6.3 Calcul du potentiel de TSLr

4.4.6.3.1 Equation de transport choisie

Nous avons retenu la méthode de *Van Rijn (1985)*.

$$Q_{t, \text{mass}} = K_0 K_{\text{swell}} K_{\text{grain}} K_{\text{slope}} (H_b)^{2,5} V_{\text{eff}, L}$$

avec :

$Q_{t, \text{mass}}$: Transport de sable long-shore (kg.s⁻¹ de masse sèche).

α_b : Angle d'incidence des houles au déferlement (°).

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

H_b : Hauteur significative au déferlement (m).

$\tan\beta$: Pente de la plage (°).

d_{50} : Taille des grains de sédiment (m).

$V_{\text{eff}, L}$: $[(V_{\text{vague}, L})^2 + (V_{\text{marée}, L})^2]^{0,5}$ = Vitesse effective long-shore (m.s⁻¹).

$V_{\text{vague}, L}$: $0,3(gH_b)^{0,5} \cdot \sin(2\alpha_b)$ = Vitesse induite par la vague long-shore au milieu de la zone de surf.

$V_{\text{marée}, L}$: Vitesse long-shore en milieu de zone de surf due au forçage de la marée (0 m.s⁻¹ pour les cas sans marée et 0,1 m.s⁻¹ en régime microtidal).

K_0 : 42.

K_{swell} : $T_{\text{swell}} / T_{\text{ref}}$ = Facteur de correction du gonflement pour les vagues < 2m.

K_{grain} : $(d_{50, \text{ref}} / d_{50})$ = Facteur de correction de la taille de la particule.

($d_{50, \text{ref}} = 0,2 \text{ mm}$) avec $K_{\text{grain}, \text{min}} = 0,1$ pour $d_{50} > 2\text{mm}$.

K_{slope} : $(\tan\beta / \tan\beta_{\text{ref}})^{0,5}$ = Facteur de correction de la pente.

($K_{\text{slope}, \text{max}} = 1,25$, $K_{\text{slope}, \text{min}} = 0,75$) ; $\tan\beta$ = pente actuelle, $\tan\beta_{\text{ref}} = 0,01$ (pente de référence).

Le calcul de la pente moyenne du profil le long de chaque transect est réalisé en appliquant la formule suivante, en se basant sur la bathymétrie donnée par les cartes anciennes

$$\tan \beta = (B/D)$$

avec : $\tan \beta$: Pente .

B : Bathymétrie (m) à -10 m = 10.

D : Distance mesurée (m) entre le trait de côte et la ligne des -10 m .

4.4.6.3.2 Etapes de calculs

L'équation de *Van Rijn (1985)* sera donc utilisée pour évaluer le potentiel de **TSLr** annuel sur chaque site à partir de la démarche suivante :

- 1- Acquisition des données de houles extraites de la base *The Medatlas Group (2004)*. Ces climats de houles représentent des nombres d'observations qu'il faut convertir en nombre de jours, le nombre total d'observations se rapportant à une année, soit 365 jours.
- 2- On applique ensuite ce coefficient trouvé à chaque intersection de cellule (Direction houle/Hauteur houle) dans les tableaux des climats de houle.
- 3- Puis la houle est propagée depuis le large vers la côte selon la théorie linéaire afin d'utiliser l'équation de *Van Rijn (1985)* le long du rivage en relation avec la ligne de base définies pour *DSAS* sur chacun des sites. La propagation de la houle depuis le large vers la côte prend en compte l'angle entre la direction de la houle et l'orientation du rivage. Pour chacun des profils, l'angle que fait celui-ci avec la ligne de côte est mesuré par rapport au Nord (*Fig. IV.17*) avec une précision de l'ordre de 2 °.
- 4- Sur chaque transect nous obtenons le potentiel de **TSL** dans deux directions opposées en fonction de la répartition du climat de houle. Ces valeurs sont soustraites afin de déterminer le potentiel de **TSLr** qui définit la direction et l'intensité dominante du **TSL**. C'est-à-dire la valeur de **Q_{net}** définie par *Rossati (2005)*.

La dérive littorale résultante est donc quantifiée pour définir les volumes transportés annuellement ainsi que les directions dominantes des transits long-shore. Ce dernier paramètre aidera à l'interprétation des limites de cellules littorales.

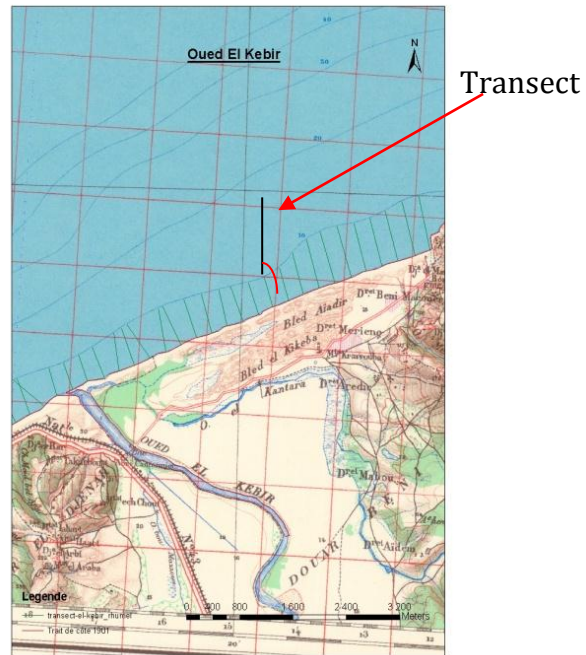


Figure IV. 15 : Transects perpendiculaires au trait de côte (tous les 250 m) et mesure de l'angle du transect par rapport au Nord.

Sites	Localisation	Profondeur	Sites	Localisation	Profondeur
MARTIL	36N 40	1500 m	ISSER	37N 3E	2000 m
LAOU	36N 40	1500 m	SEBAOU	37N 3E	2000 m
RHIS	36N 40	1500 m	BEJAIA	38N 5E	2000 m
NEKOR	36N 40	1500 m	EL KEBIR	37N 6E	1000 m
KERT	36N 30	200 m	SEYBOUS et BOU ALALAH	38N 7E	200 m
MOULOUYA	36N 20	1500 m	MEDJARDA	38N 11E	2000 m
CHELIFF	37N 1E	2000 m			

Tableau IV. 3 : Caractéristiques des données au large pour les climats de houle (d'après The Medatlas Group, 2004).

th_wave-hs	0.00 - 0.25	0.25 - 0.50	0.50 - 0.75	0.75 - 1.00	1.00 - 1.25	1.25 - 1.50	1.50 - 1.75	1.75 - 2.00	2.00 - 2.50	2.50 - 3.00	3.00 - 3.50	3.50 - 4.00	4.00 - 5.00	5.00 - 6.00	6.00 - 7.50	7.50 - 9.00	9.00 - 10.00	Total
0	0.3675	2.205	3.3075	2.94	4.0425	2.5725	2.5725	2.205	1.8375	0.735	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	66
15	0.3675	3.675	4.41	4.41	4.0425	2.94	1.47	0.735	1.1025	0.735	0.3675	0	0	0	0	0	0	66
30	0.3675	3.3075	4.7775	3.3075	2.5725	1.47	0.735	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	48
45	0.3675	2.5725	4.41	3.3075	2.205	1.1025	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	42
60	0.3675	3.3075	5.88	4.41	2.205	1.1025	0.735	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	52
75	0.735	6.2475	10.6575	7.35	3.675	2.5725	1.1025	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	91
90	0.3675	6.2475	11.3925	9.9225	6.615	3.675	1.47	0.735	0.735	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	116
105	0	2.205	2.94	2.5725	1.8375	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30
120	0	0.3675	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
135	0	0.3675	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
150	0	0.3675	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
165	0	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
180	0	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
195	0	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
210	0	0.3675	0.3675	0.3675	0.735	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
225	0	0.3675	0.735	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7
240	0	0.3675	1.47	1.1025	0.735	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14
255	0	2.205	5.145	5.145	5.5125	4.7775	3.675	3.3075	4.7775	2.5725	1.8375	1.47	1.1025	0.3675	0	0	0	114
270	0	2.205	4.41	4.41	4.41	3.3075	2.5725	1.8375	2.94	1.8375	1.47	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	84
285	0	0.735	2.205	1.8375	1.8375	1.47	1.47	0.735	1.1025	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	35
300	0	1.1025	1.47	1.8375	1.1025	0.735	0.735	0.735	0.735	0.3675	0.3675	0	0	0	0	0	0	25
315	0	1.1025	2.205	1.1025	1.1025	0.735	0.735	1.1025	1.1025	0.735	0.3675	0.3675	0.3675	0	0	0	0	30
330	0	1.47	1.47	1.8375	1.8375	1.47	1.1025	0.735	1.1025	1.1025	0.735	0.3675	0	0	0	0	0	36
345	0.3675	2.205	4.7775	5.145	4.7775	4.41	3.3075	2.5725	3.675	2.5725	1.8375	1.1025	1.1025	0.735	0.3675	0	0	106
Total	9	121	204	174	138	94	63	46	56	36	23	14	9	4	1	0	0	992

Bivariate frequency table of hs and th_wave
(38N, 5E)
Months: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12
Total number of observations: 14608

Tableau IV. 4 : Caractéristiques des données au large pour les climats de houle (d'après The Medatlas Group, 2004).

4.5 Caractérisation des baies

Plusieurs facteurs physiques sont traditionnellement utilisés pour qualifier l'exposition d'une plage et/ou sa morphologie en relation avec la houle et les pointements rocheux sur lesquels elle s'appuie. Les indicateurs les plus simples étant ceux qui ne prennent en compte que la morphologie du rivage tels les indices d'indentation, indices de découpe, indices de courbure et d'équilibres de *Mc Lean* et *Nabil* (1976) (*Boughaba, 1992*).

Dans cette partie nous retiendrons d'abord les critères proposés par *Bowman et al., (2009)* qui analysent la géométrie de la plage, puis nous étudierons les indices de circulation de baie, δ' introduit par *Short (1996)* ainsi que δ , introduit par *Castelle et Coco (2012)*.

Nous cherchons à définir s'il existe des relations simples entre le tracé du rivage, les houles et les contraintes physiques que constituent les caps rocheux. En effet, cette partie de la côte du Maghreb s'inscrit dans un substrat composé majoritairement de calcaires, grès, schistes et micaschistes dans lequel les dépressions sont généralement comblées par les dépôts sédimentaires des oueds qui débouchent en mer sur des plages. Ces dernières sont donc ouvertes vers la mer selon des directions différentes et sont limitées latéralement par des caps rocheux aux caractéristiques variables. Il existe donc une multitude de cas et, par cette méthode, nous cherchons à déterminer si le tracé du rivage actuel de ces plages est fortement contraint par la structure locale ou non et si, malgré les caps qui bordent des plages, ces littoraux sont à considérer, ou pas, comme ouverts à la houle.

4.5.1 Indices empiriques utilisés

4.5.1.1 Géométrie de baie

Les travaux de *Bowman et al., (2009)* se basent sur une détermination de la géométrie de 72 baies de la côte catalane (Espagne). Les auteurs quantifient l'effet de protection des caps sur le fond de la baie et établissent des indices d'indentation permettant de caractériser de façon quantitative les baies à partir de quelques mesures relatives à leur géométrie et à celle de la plage. Leur approche peut être vue comme étant complémentaire de celle de *Short* et *Castelle et Coco* pour déterminer l'effet des caps sur la circulation des baies (*Cf. infra*), tout en étant plus générale car elle introduit également d'autres indices plus généraux utiles à la caractérisation des baies.

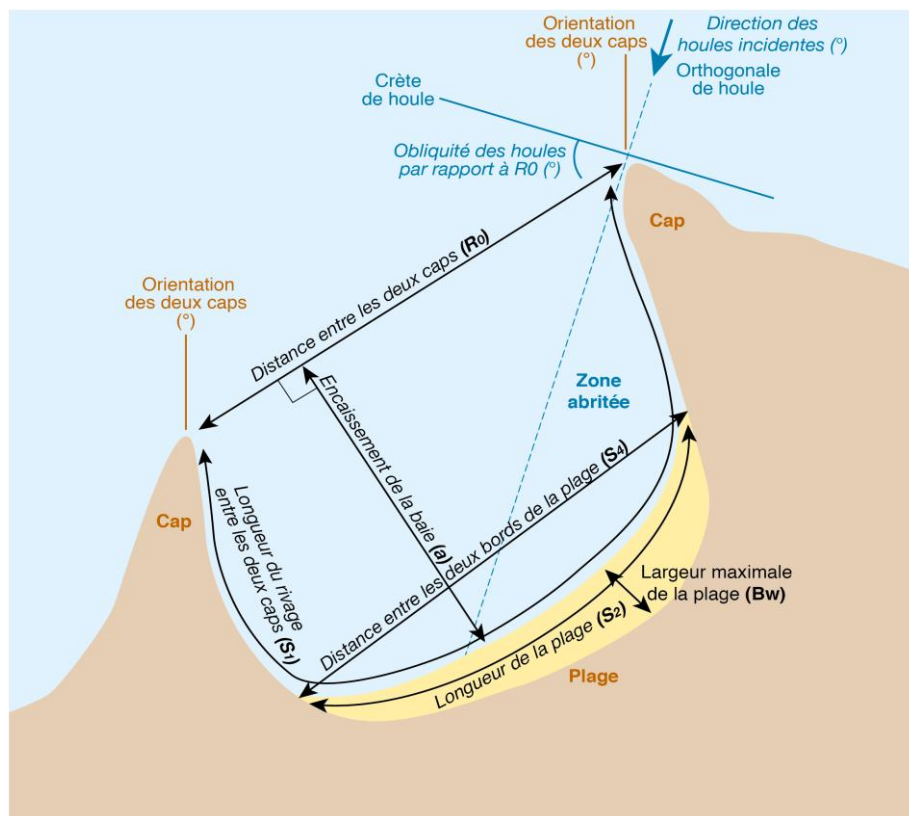


Figure IV. 16 : Caractéristiques géométriques utilisés dans ce chapitre.

Ces indices présentent l'avantage de déterminer simplement l'encaissement de la plage (a/R_0), la longueur de la baie (S_1/R_0) et le remplissage sédimentaire (S_2/S_1). Cette analyse morpho-métrique suggère que le rivage doit connaître une position définitive en fonction de la géométrie des caps rocheux et de la houle. Cependant les littoraux sableux évoluent dans le temps, même si les plages de baies et/ou de poche sont celles qui montrent une stabilité la plus forte. De plus cette méthode ne donne pas d'indications sur la dynamique sédimentaire de la baie et ignore par définition les entrées sédimentaires qui sont issues des oueds.

4.5.1.2 Indice de circulation de baie

L'indice δ' introduit par Short (1996) caractérise le degré d'impact des caps rocheux sur la circulation sédimentaire de la plage.

L'auteur considère 3 cas :

Le cas dit « cellulaire ». Lorsque les bordures sont très rapprochées, elles perturbent la circulation hydrodynamique dans la zone du surf et induisent des courants sagittaux (souvent visibles dans la bathymétrie). Pendant les tempêtes, les courants sagittaux deviennent si puissants qu'ils peuvent exporter des sédiments vers le large en dehors de la baie.

Le cas dit « normal » où, à l'opposé du cas précédent, les bordures rocheuses sont très espacées et n'influencent pas l'hydrodynamique de la zone du déferlement qui se déploie en fonction des processus « normaux » que l'on pourrait observer sur une plage complètement ouverte à la houle (les courants sagittaux sont plus rares et moins formés).

Le cas dit « transitoire » qui correspond à une situation intermédiaire entre les cas « cellulaire » et « normal ».

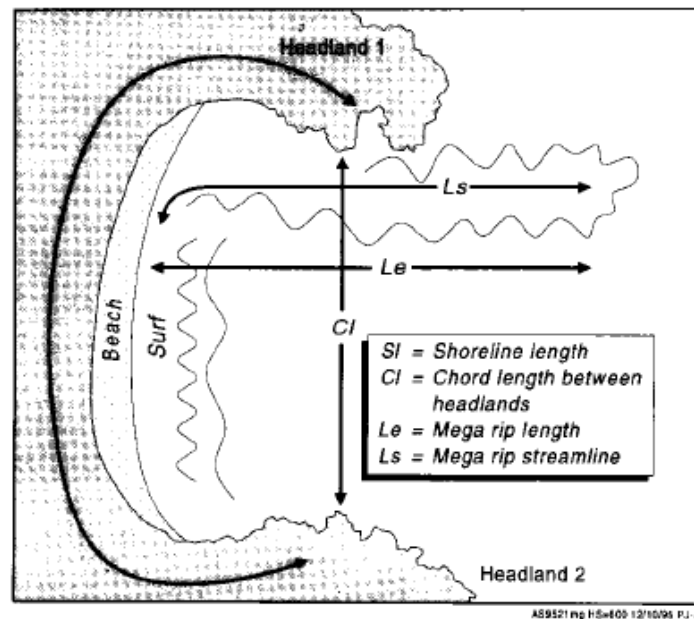


Figure IV. 17 : Influence des caps sur la circulation dans les baies (d'après Short, 1996).

Castelle et Cocco (2012) ont modifié le paramètre de Short (1996) sur la base de simulations numériques afin de déterminer l'influence de caps rocheux sur la circulation sédimentaire de la zone du déferlement. Ils proposent :

$\delta < 9$: la circulation dans la baie est de type « cellulaire ».

$9 < \delta < 16$: la circulation dans la baie est de type « transition ».

$\delta > 16$: la circulation dans la baie est de type « normale ».

A la différence de Bowman et al., (2009) ces deux indices intègrent de manière plus explicite la houle et ne suggèrent pas que la géométrie de la baie reste stable dans le temps. Ils s'intéressent « seulement » à la description hydrodynamique à l'intérieur de la baie.

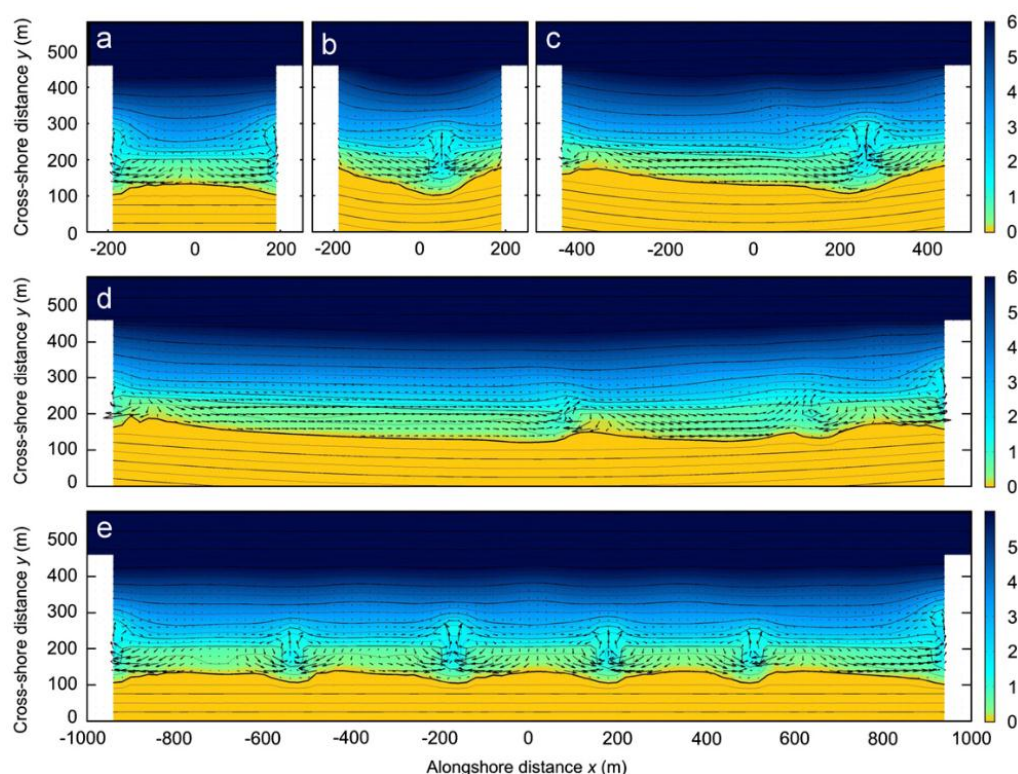


Figure IV. 18 : Simulations numériques de l'influence de l'espacement de caps sur la circulation de la zone du déferlement et la formation de courants sagittaux. L'angle d'incidence de la houle est de 5° pour tous les cas sauf pour le cas où la houle est frontale (d'après *Castelle et Coco, 2012*).

Les principales critiques qui peuvent être adressées au paramètre δ' sont qu'il dépend de la hauteur de la houle et des caractéristiques des caps. De ce fait :

- L'énergie de la houle est redistribuée sur la totalité du contour de la baie, ce qui signifie que dans le cas des baies où la longueur des caps est supérieure à celle de la zone de surf, l'impact des caps sera surestimé.
- Cette approche surestime finalement la dissipation de l'énergie de la houle par les caps rocheux alors que ce mécanisme est largement plus important dans la zone du déferlement.

Pour correspondre à cette classification, la longueur de S_1 doit être faible, de quelques centaines de mètres à 4 km environ d'après *Castelle et Coco (2012)*, alors que *Short (1996)* fait une différence entre les petites baies, inférieures à 2 km, et les grandes qui sont comprises entre 2 km et 4 km.

Sur nos sites, les caractéristiques de S_1 sont toujours supérieures à ce que proposent *Short (1996)* et *Castelle et Cocco (2012)* mais nous avons voulu tester ces approches sur notre environnement car ces sites d'études sont bordés par des caps rocheux dont l'impact est difficile à appréhender. Ces paramètres simples doivent apporter des informations sur la circulation générale.

4.5.2 Résultats

4.5.2.1 Géométrie des baies

4.5.2.1.1 Corrélations entre les paramètres

Dans un premier temps et en aveugle, nous avons cherché des corrélations entre les paramètres géométriques des baies. Cette démarche s'est révélée relativement peu féconde et les paramètres de baies suivants ne seront pas analysés dans le détail, aucune corrélation significative n'étant apparue :

- La largeur de la plage sableuse avec l'indice d'encaissement de baie (Bw et a/R_0)
- Le rapport de la plage sableuse sur la plage totale avec l'indice d'encaissement de baie (S_2/S_1 et a/R_0)
- L'indice de classification (rapport de la longueur de la plage totale sur l'écartement entre les deux caps) avec le rapport de la longueur de la plage sableuse sur la plage totale (S_1/R_0 et S_2/S_1)

Dans leur article, *Bowman et al.*, (2009) calculent également la corrélation entre R_0 , rapport de la distance entre les deux caps et S_2 , longueur de la plage sableuse.

Ces auteurs montrent qu'il existe une corrélation très significative entre ces deux paramètres : plus les caps sont espacés, plus la longueur et la largeur de la plage est importante.

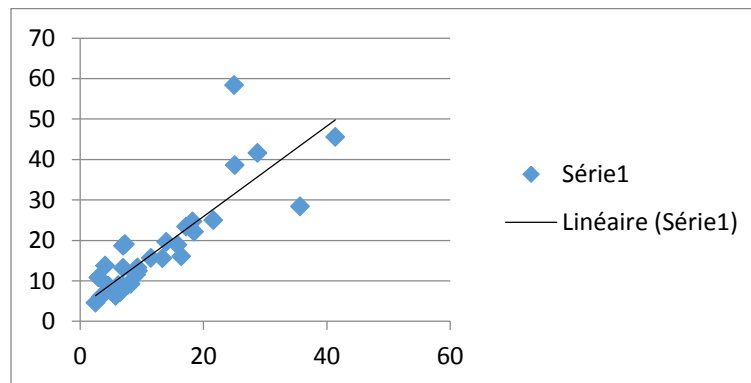


Figure IV. 19 : Corrélation entre la distance séparant les deux caps et la longueur de la plage sableuse pour nos sites d'étude.

Pour les 35 sites de notre étude, nous obtenons une très bonne corrélation ($R=0,85$) entre ces paramètres, ce qui montre que dans cet environnement méditerranéen, plus les caps sont espacés, plus la longueur et la largeur de la plage sont importantes. Cette relation nous semble triviale, pourtant *Bowmann et al.*, (2009) y consacre plusieurs paragraphes.

4.5.2.1.2 Paramètres de base (S_1) et (a)

Lorsque l'on considère l'ensemble des baies retenues dans cette étude, les longueurs de rivage (S_1) sont assez étendues, allant de 6,5 km à 77,6 km. Pour les paramètres de centralité, nous trouvons que la longueur moyenne est de 22,8 km, le mode de 10,6 km et la médiane de 15,45 km. D'après ces valeurs et les critères définis plus haut, nous n'avons à faire à aucune plage de poche. Logiquement, aucun gradient n'est mis en évidence d'Ouest en Est quant à la longueur des plages.

Si on analyse uniquement les littoraux où débouchent les oueds principaux, les valeurs de la longueur de rivage sont un peu plus resserrées, allant de 9,51 km à 60,3 km, et les mesures de tendance centrale sont un peu plus élevées, la moyenne étant de 30 km et la médiane de 25,31 km. Ce résultat montre que généralement les oueds majeurs débouchent majoritairement dans des baies plus étendues, ce qui peut paraître logique et révèle l'importance des entrées sédimentaires pour constituer les cordons littoraux. Sur ce segment de côte du Nord du Maghreb, la structure n'est donc pas le seul paramètre contrôlant l'extension des plages.

Le paramètre qui caractérise l'encaissement des baies (a) (*Fig. IV.22*) indique les valeurs suivantes :

- L'encaissement (a) maximale de ces baies est de 17,9 km, la valeur minimale étant de 0,6 km. La valeur moyenne est de 4,63 km et le mode est de 1,7 km. Aucun gradient n'apparaît lorsqu'on considère ces baies d'Ouest et Est.
- En ne reprenant que les baies ayant des oueds majeurs, les valeurs maximales et minimales sont elles aussi un peu moins étendues, ayant comme valeurs 14,6 km et 1,2 km, la moyenne, qui est de 6,04 km, confirme que ces baies sont majoritairement plus marquées.

On constate (*Fig. IV.23 et IV.24*) que parmi les baies ayant des oueds majeurs, celles qui montrent les longueurs du rivage (S_1) et l'encaissement des baies (a) les plus étendues sont celles qui sont situées à l'Est de l'oued Sebaou. Ce gradient reste difficile à expliquer mais il pourrait être en lien avec les contraintes pluviométriques et/ou structurales. En effet, même si les altitudes de nos bassins versants diminuent d'Ouest en Est, la pluviométrie augmente significativement en passant, en moyenne, de 510 mm.an⁻¹ pour les sites situés à l'Ouest de l'oued Sebaou, à 752 mm.an⁻¹ pour ceux situés à l'Est de cet oued (*Fig. II.6*). Nous observons également un gradient au niveau de la lithologie et de la végétation, les sites se trouvant à l'Ouest de l'oued Sebaou ayant en moyenne une lithologie plus cohésive et une végétation plus dense que ceux situés à l'Est (*Fig. II.2 et II.3*). Lorsque la pluviométrie augmente, que la lithologie devient de moins en moins cohésive et que la végétation s'appauvrit, l'érosion va elle aussi s'accroître. Le cadre structural peut aussi jouer un rôle mais la démonstration de son importance reste encore à établir. Nous remarquons toutefois qu'il existe le long de ce site d'étude un léger gradient concernant l'épaisseur du

Moho (Fig. II.5). Il est donc possible que l'organisation structurale et la géologie de ces sites contrôle la géométrie des baies mais nous restons prudents sur ces aspects abordés par *Short et Masselink (1999)*, *Bishop et Cowell (1997)* et *Anthony (2013)*, qui ne font pas partie des objectifs directs de cette thèse.

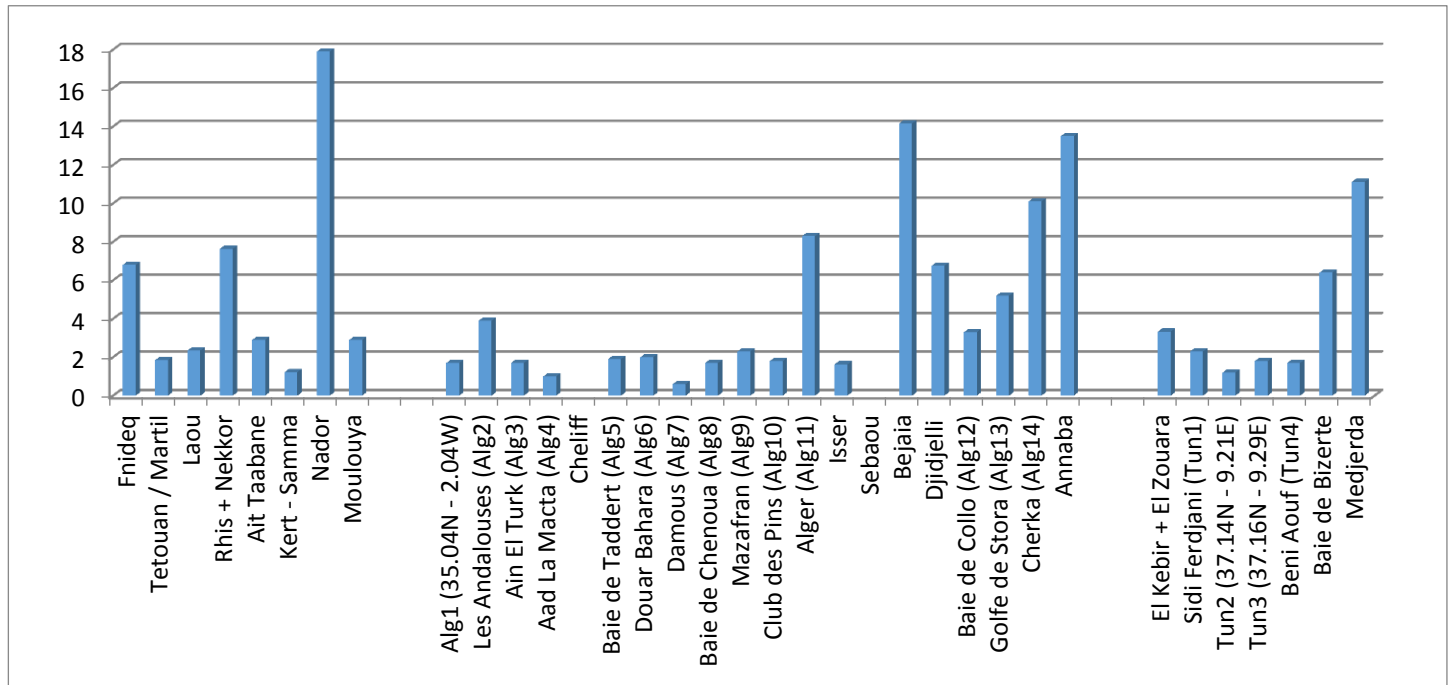


Figure IV. 20 : Encaissement a (km) pour toutes les baies.

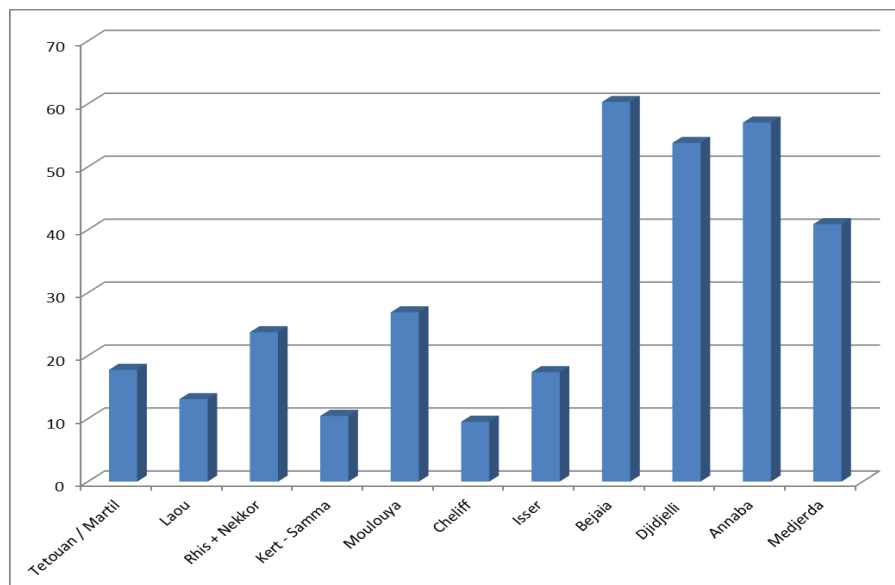


Figure IV. 21 : Longueur du rivage S_1 (km) pour les baies où débouchent des oueds majeurs.

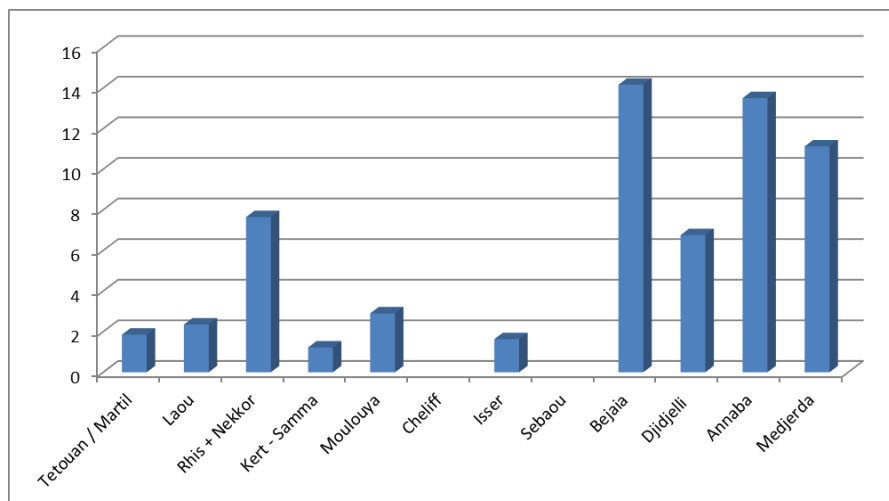


Figure IV. 22 : Encaissement a (km) pour les baies ayant des oueds majeurs.

Nous voyons également que les baies les moins encaissées sont celles qui ont la plus grande longueur de littoral et que ce rapport semble être linéaire pour l'ensemble des baies de cette étude, le site de Nador qui est une lagune avec îles barrières étant le cas le plus extrême (Fig. IV.23).

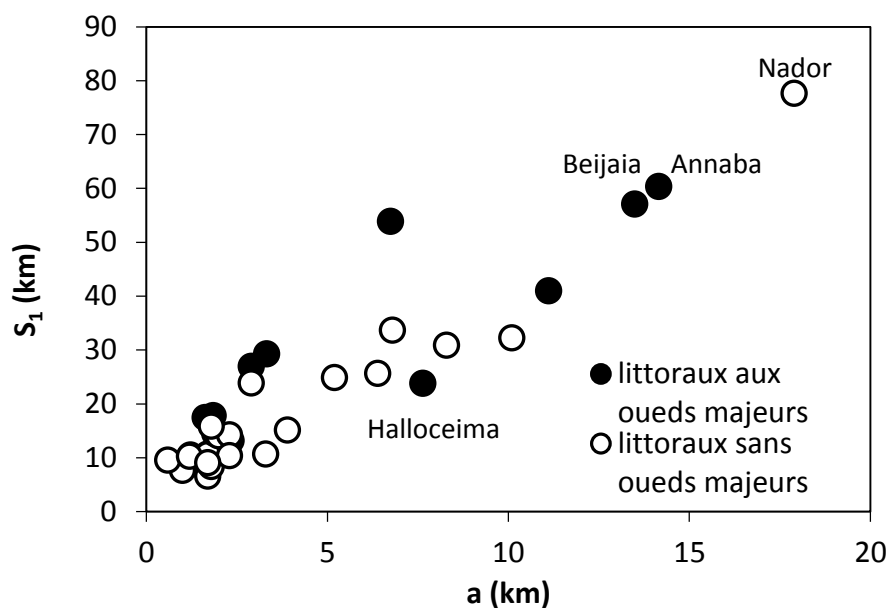


Figure IV. 23 : Encaissement de la baie (a) versus Longueur du rivage (S_1).

4.5.2.1.3 Indentation des baies (a/R_0 et S_1/R_0)

Nous avons calculé les deux critères complémentaires a/R_0 (l'indice d'encaissement de la baie) et S_1/R_0 (l'indice de classification) utilisés par *Bowman et al., (2009)* qui permettent de qualifier le degré d'indentation des baies.

La grande majorité des baies de cette étude (61 %) présente donc une indentation nulle, alors que 18 % montrent une indentation faible et 21 % ont une indentation

moyenne. Les deux critères a/R_0 et s_1/R_0 nous montrent donc que la grande majorité des plages étudiées ici sont très faiblement indentées et ne sont donc pas des plages de fond de baie, sauf celles où débouchent les oueds Rhis-Nekor au Maroc et Medjerda en Tunisie. Par conséquent, même si les plages sont bordées par des pointements rocheux et sur la base des limites proposés par *Bowman et al., (2009)*, il semble que ces derniers ne jouent pas un rôle majeur sur l'atténuation de la houle par encaissement du fond de la baie.

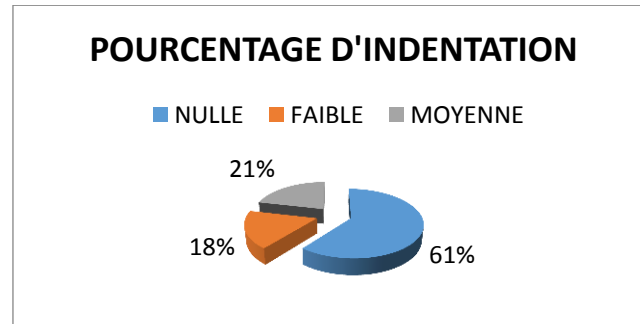


Figure IV. 24 : Indentation des baies en %.

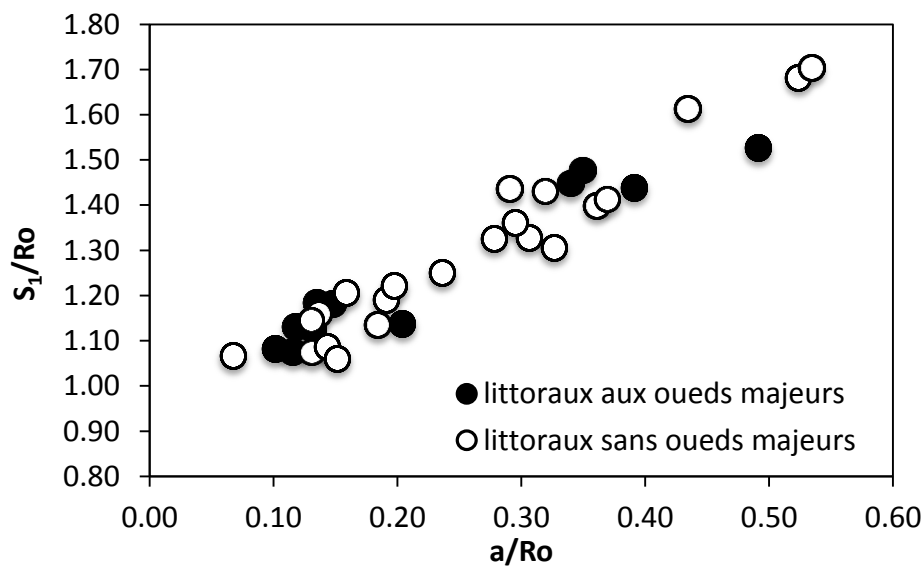


Figure IV. 25 : Robustesse des deux indices d'indentation (S_1/R_0) et (a/R_0).

4.5.2.1.4 Remplissage sédimentaire des baies et rôle des oueds

Le paramètre de remplissage sédimentaire (S_1/S_2) proposé par *Bowman et al., (2009)* détermine finalement la part du linéaire sableux par rapport à celui qui constitue les caps qui sont rocheux généralement. Il est fait l'hypothèse que si ce ratio est proche de 1, alors les parties rocheuses qui servent de limites sont « remplies » par les sédiments de la plage et ils s'étendent peu en mer.

Sur l'ensemble de la zone d'étude, ce ratio, (S_1/S_2), indique que la moitié des baies du littoral maghrébin possède un remplissage sédimentaire très élevé (9 %) ou élevé (41 %), que le remplissage moyen concerne 32 % des sites, alors que seulement 18 % présentent un remplissage faible (15 %) ou très faible (3 %).

Le littoral de l'oued Cheliff, de forme convexe, et celui de l'oued Isser présentent le paramètre de remplissage le plus élevé du fait de la longueur de la partie sableuse sensiblement identique à la longueur de toute la cellule sédimentaire, à cause de l'absence de réels caps rocheux s'avancant dans la mer. La baie de la Medjerda montre aussi un remplissage sédimentaire très élevé, malgré le long (environ 10 km) cap rocheux au Nord de Rass Etarff comblé aux $\frac{3}{4}$ par les sédiments de l'oued. Tous les littoraux majeurs, qui sont ceux pour lesquels nous avons calculé un **TSS**, connaissent un remplissage sédimentaire compris entre « Moyen » et « Très élevé » (*Fig. IV.28*). Finalement, ce ratio met en avant des sites plutôt deltaïques, ce qui est cohérent avec la réalité du terrain.

Cependant, ces résultats sont à prendre avec discernement car ce facteur de remplissage de baie (S_1/S_2), ne fait pas intervenir la largeur de la plage sableuse qui nous semble important pour affiner l'importance relative du comblement sédimentaire. Nous proposons donc de définir un nouveau facteur de remplissage (**F_r**) tenant compte de la largeur de la plage (**B_w**) :

$$F_r = (S_2 \times B_w) / S_1$$

On compare ainsi la superficie de la plage sableuse avec la longueur totale de la baie, ce qui nous semble plus cohérent pour définir un facteur de remplissage, à défaut de pouvoir raisonner en terme de volume, l'idéal eût été d'avoir accès à la profondeur moyenne de sédiment de la plage.

Le nouvel indice, **F_r**, montre que les plages tunisiennes de Tabarka où débouchent les oueds El Kebir et El Zouara connaissent le plus grand facteur de remplissage. Le littoral du Cheliff possède lui aussi une grande superficie de sable par rapport à sa longueur totale, cela étant également dû à son delta sableux toujours très proéminent, en plus du fait qu'il ne possède pas de cap rocheux s'avancant en mer. Les littoraux de Medjerda, Isser, Djidjelli, Moulouya et Annaba sont également bien pourvus en sable. A l'opposé, la baie d'Al Hoceima où débouchent les oueds Rhis et Nekor montre un indice **F_r** faible.

Excepté la baie de la Medjerda qui semble être une nouvelle fois un cas assez particulier, nous constatons que les littoraux ayant les plus grandes étendues de plages sableuses ont des profils soit convexes, soit relativement rectilignes, et que le littoral qui possède la plus petite plage en superficie est, assez paradoxalement, celui qui est en fond de baie.

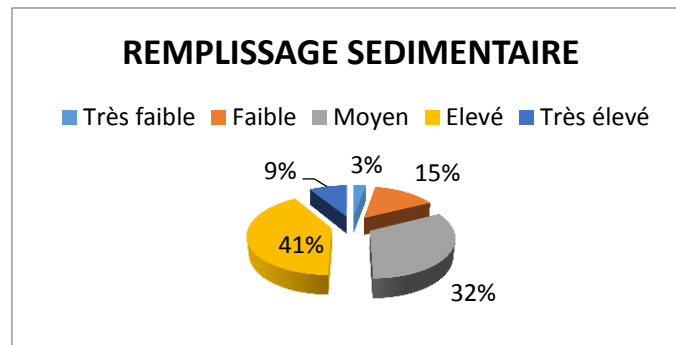


Figure IV. 26 : Répartition du remplissage sédimentaire des baies en %.

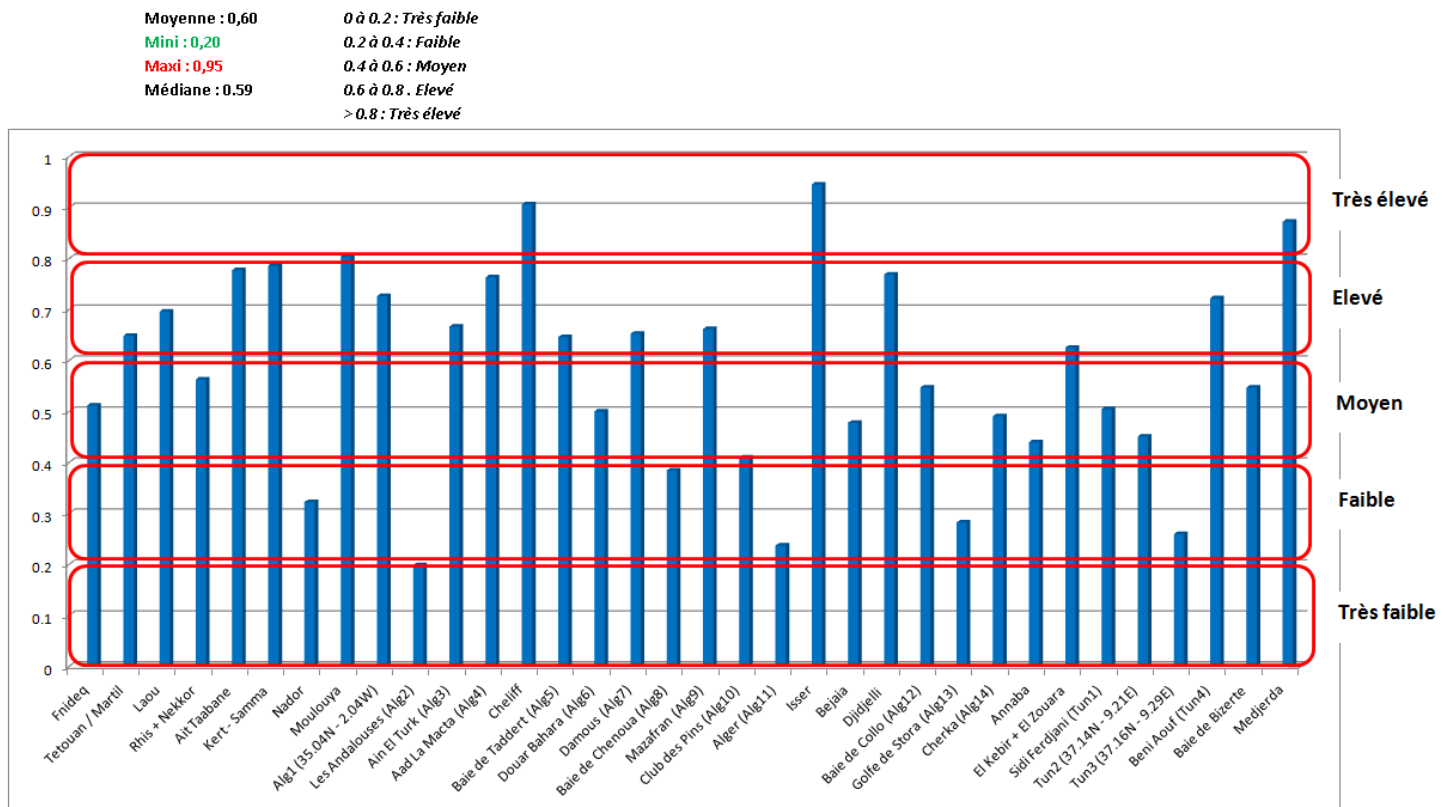


Figure IV. 27 : Remplissage sédimentaire des baies (S1/S2) pour toutes les baies.

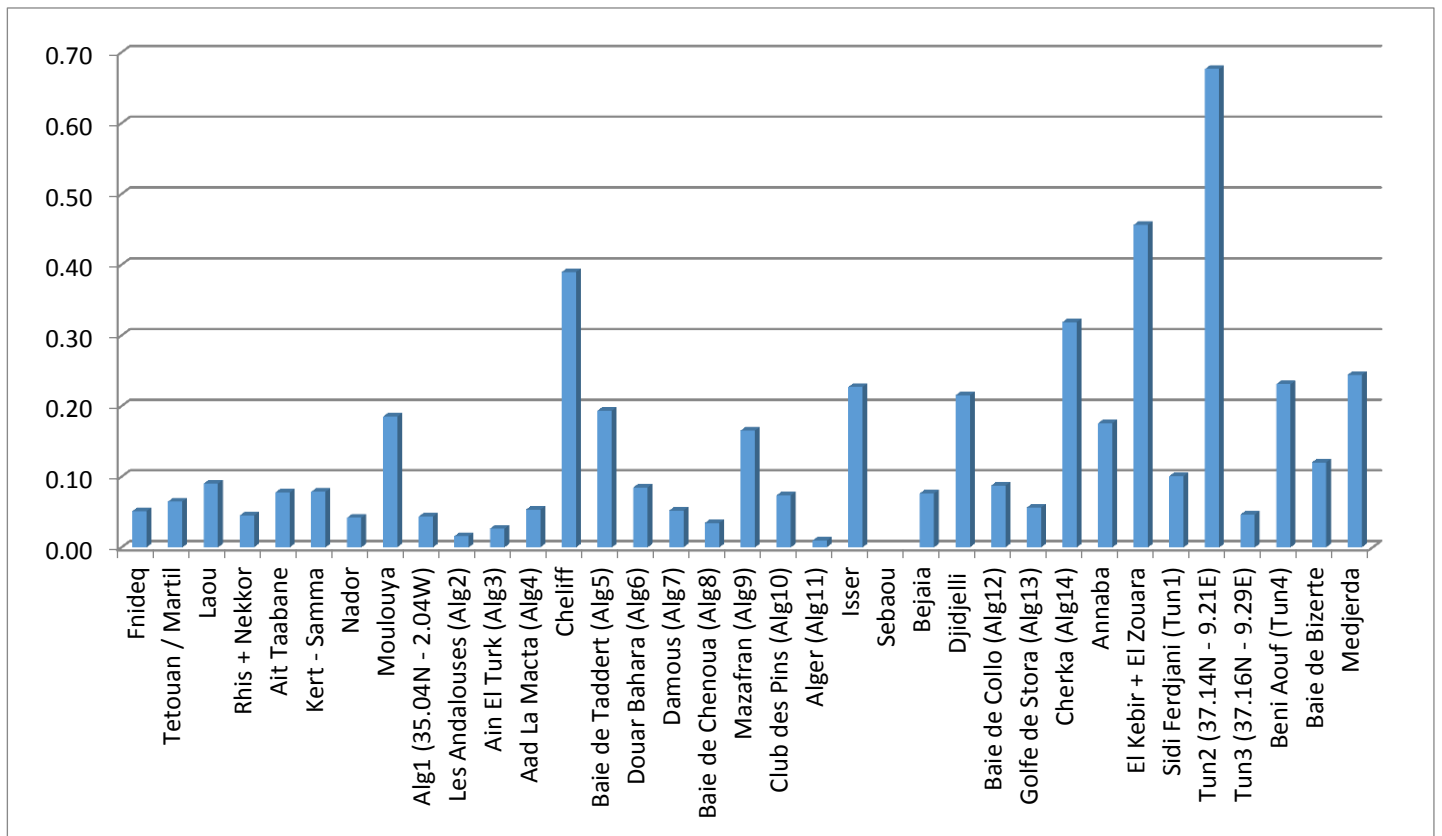


Figure IV. 28 : Facteur de remplissage **Fr** pour toutes les baies.

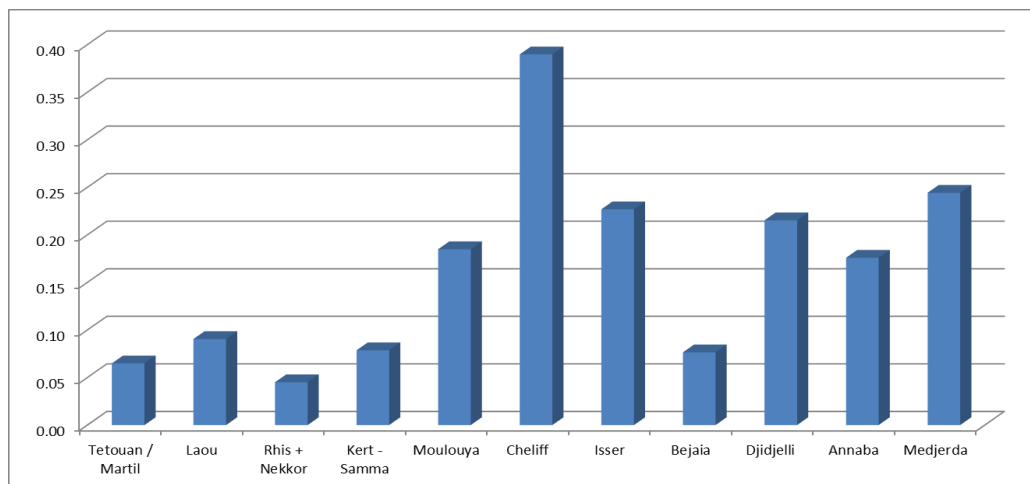


Figure IV. 29 : Facteur de remplissage **Fr** des baies majeures dont on a le **TSS**.

Pour essayer d'évaluer le rôle des entrées sédimentaires par les oueds sur les sites, nous avons cherché des corrélations entre les **TSS**, qu'ils soient spécifiques ou en $t.an^{-1}$ et :

- Le facteur de remplissage des baies (S_2/S_1).
- L'indice d'encaissement des baies (a/R_0).
- La superficie de la plage sableuse ($S_2.B_w$).

Les résultats sont décevants car aucune corrélation n'est mise en évidence. Cependant le fait qu'il n'y ait pas de corrélation directe entre deux paramètres ne signifie pas qu'ils ne soient pas du tout liés car celle-ci peut peut-être exister de façon plus indirecte, un autre processus plus prégnant pouvant venir masquer cette corrélation d'autant que nous utilisons des paramètres très simplistes

Par contre, il existe bien une corrélation entre le **TSS** spécifique brut (avant-barrages) et le paramètre **Fr**, facteur de remplissage sédimentaire redéfini ci-dessus, dont le coefficient de corrélation est $R=0,69$. Cela semble montrer que ce nouvel indice de remplissage sédimentaire **Fr** serait plus significatif que celui proposé par *Bowman et al.*, (2009).

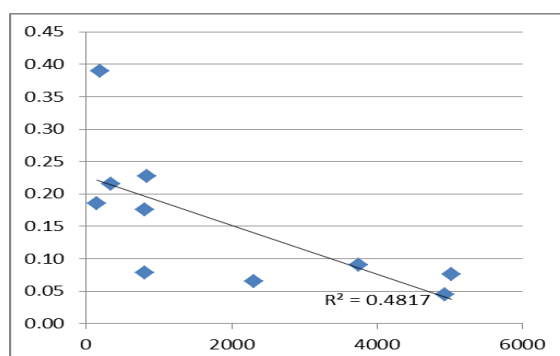


Figure IV. 30 : Corrélation entre le facteur de remplissage **Fr** et le **TSS** spécifique brut ($R=0,69$).

4.5.2.1.5 Etude de l'exposition des baies à la houle

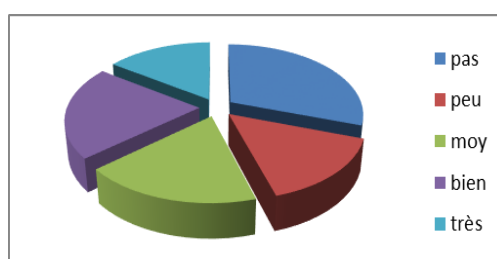


Figure IV. 31 : Exposition des baies à la houle dominante et nombre de baies concernées (Pas exposées : 10 ; Peu exposées : 5 ; Moyennement exposées : 6 ; Bien exposées : 7 ; Très exposées : 5).

L'exposition des baies à la houle dépend principalement de l'angle que fait la corde (ligne qui joint les deux caps rocheux), R_0 (Fig. IV.9), avec le front de la houle. Cet angle nommé β , s'exprime en $^\circ$.

Si $\beta \sim 0^\circ$: La baie est très exposée à la houle.

Si $\beta \sim 90^\circ$: La baie est protégée de la houle.

Globalement, 12 baies sont bien exposées à la houle, 6 baies moyennement exposées, et 15 baies peu ou pas exposées, ce qui répartit assez équitablement les différentes expositions comme le montre la figure ci-dessus.

Dans le détail, les baies exposées à la houle sont celles qui sont ouvertes vers l'Est, c'est-à-dire toutes celles du Maroc sauf la baie d'Al Hoceima (Rhis et Nekor), qui elle, est ouverte sur le Nord, et la baie de l'oued Kert qui est, pour sa part, ouverte sur le Nord-Ouest. En Algérie, les baies soumises à la houle ont la même exposition que celles du Maroc, ce sont celles de Djidjelli, d'Annaba, et en Tunisie, la baie de Tabarka (El Kebir et El Zouara). On constate qu'ici aussi il existe un gradient, les baies les plus exposées étant plus nombreuses dans la partie Ouest qu'à l'Est de ce littoral.

4.5.2.1.6 Synthèse

Cette première analyse permet de fixer des ordres de grandeur sur la géométrie des baies et dévoile que le littoral étudié (35 sites bordés de plages longues de 6 km ou plus, plutôt en fond de baies bordées par des caps) ne comporte pas de plage de poche au sens défini par *Bowman et al., (2009)* comme l'indiquent les paramètres a/R_0 et s_1/R_0 , et présente majoritairement une indentation très faible (*Fig. IV.26*). Les corrélations entre les différents paramètres géométriques se sont avérées faibles, ce qui dévoile une organisation plus complexe que celle supposée au moyen d'indices morphologiques simples. Néanmoins, nous montrons que les sites sont toutefois bien pourvus en sédiments (la plage de la baie d'Al Hoceima, qui est la baie plus indentée, est celle qui est la moins pourvue en sédiments), ce qui montrerait que le **TSS** brut serait un facteur primordial dans l'apport sédimentaire. Cette dernière hypothèse semble confirmée par la corrélation entre **Fr** et **TSS** brut ($R=0,69$). Un gradient d'Ouest en Est a été mis en évidence en ce qui concerne la taille et le creusement des baies possédant des oueds majeurs, celui-ci pourrait être lié aux gradients de précipitations, de lithologie et de végétation également observés dans le même sens (*Cf. supra*).

4.5.2.2 Paramètres de circulation dans les baies

4.5.2.2.1 Généralités

L'analyse de δ' proposée par *Short (1996)* indique que si aucune baie de ce secteur n'est concernée par une circulation de type « cellulaire », les baies situées à l'Ouest de l'oued Sebaou connaîtraient majoritairement une circulation de type « transitoire » alors que celles situées à l'Est de cette limite montreraient une circulation de type « normale ». Ce résultat est à mettre en lien avec le fait qu'aucune de ces baies n'est une plage de poche et que globalement l'indentation de baie est faible comme l'a démontré l'analyse précédente.

Le paramètre de circulation de baie de *Castelle et Coco* (δ), n'a pu être calculé que pour les baies ayant des oueds majeurs et quelques autres pour lesquelles nous possédions des cartes comportant la bathymétrie à -10 m, les pentes de la partie

immergée étant manquantes pour les autres. Par contre, contrairement au paramètre δ' , l'utilisation de δ fait ressortir les 3 types de circulations, et là encore, un gradient d'Ouest en Est se dégage clairement avec la baie de l'oued Isser en limite entre les deux types extrêmes.

Si, exception faite de la baie de l'oued Laou, les baies situées à l'Ouest de l'oued Isser ont une circulation de type « cellulaire », celles qui sont à l'Est montreraient une circulation de type « normal », la baie de la Medjerda se situant à la limite entre une circulation de « transition » et une circulation « normale ». La baie de l'oued Isser semble établir une transition entre ces deux circulations opposées, ce qui est à rapprocher des gradients obtenus lors de l'analyse de la longueur des rivages (S_1) et (a) des baies où débouchent les oueds principaux.

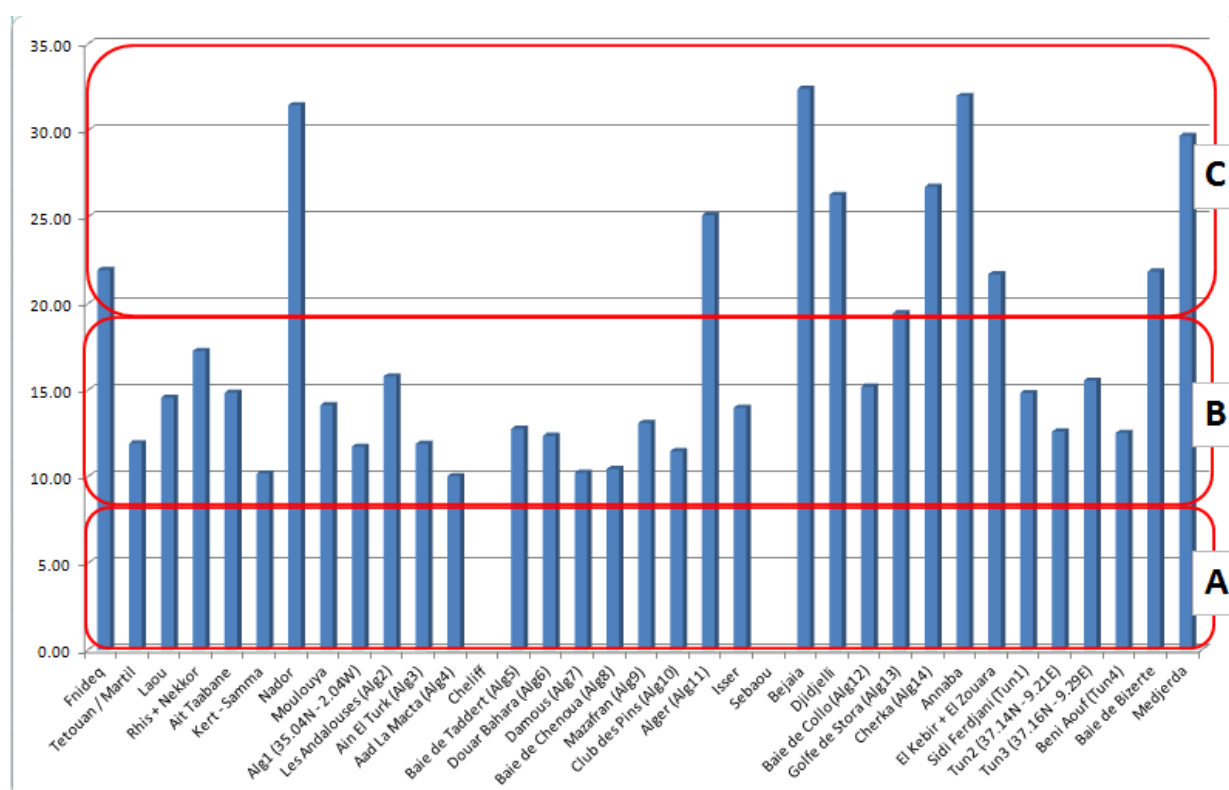


Figure IV. 32 : Paramètre de type de circulation dans les baies δ' de Short. **A :** Circulation cellulaire ; **B :** Circulation de transition ; **C :** Circulation normale.

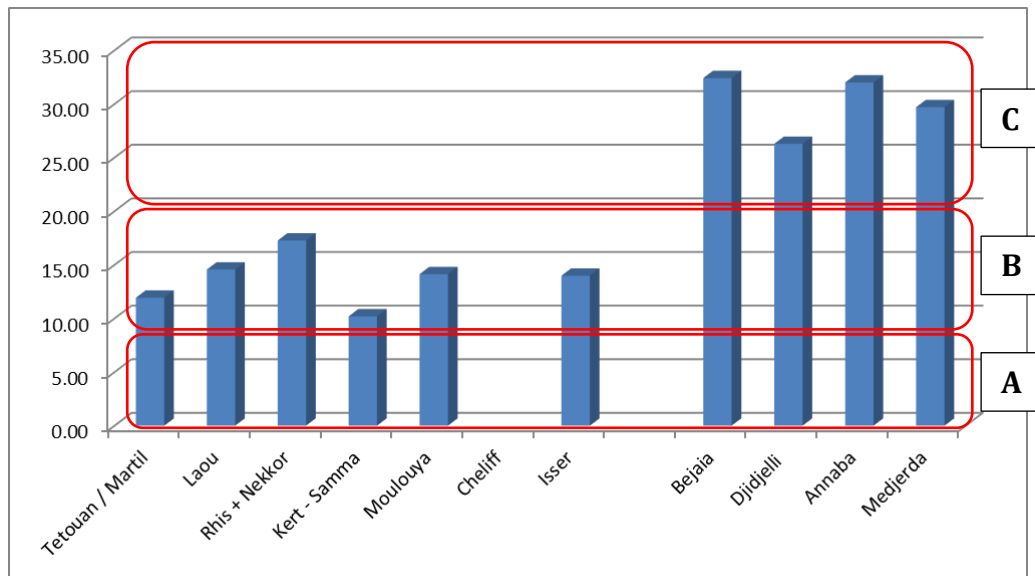


Figure IV. 33 : Paramètre de type de circulation δ' de Short dans les baies ayant des oueds majeurs. **A :** Circulation cellulaire ; **B :** Circulation de transition ; **C :** Circulation normale.

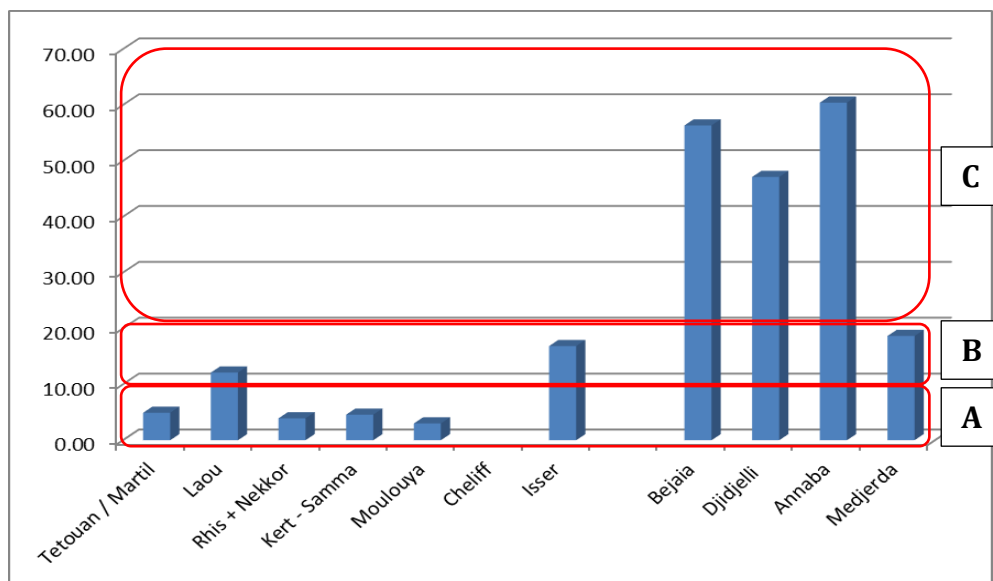


Figure IV. 34 : Paramètre de type de circulation δ de Castelle et Coco dans les baies ayant des oueds majeurs. **A :** Circulation cellulaire ; **B :** Circulation de transition ; **C :** Circulation normale.

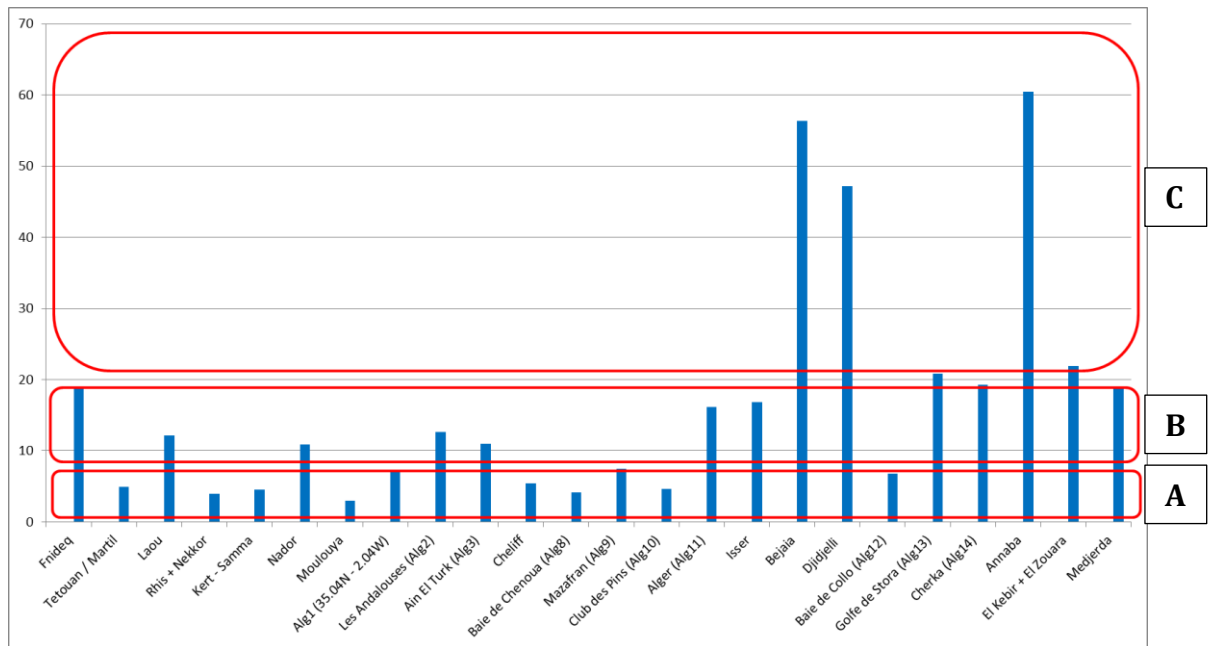


Figure IV. 35 : Paramètre de type de circulation δ de *Castelle et Coco* dans les baies pour lesquelles nous avons pu calculer une pente. **A :** Circulation cellulaire ; **B :** Circulation de transition ; **C :** Circulation normale.

4.5.2.2.2 Différences et corrélations entre δ' et le δ

La corrélation entre le δ' et le δ est bonne ($R=0,86$), mais elle est encore supérieure lorsqu'on exclut l'oued Medjerda, montrant une fois de plus que celui-ci est atypique. Cette constatation peut aussi s'interpréter par le fait que la baie de l'oued Medjerda qui est la plus étendue, possède une géométrie bien plus complexe que celle des autres sites retenus. C'est du reste ce dernier point qui nous incite à considérer que le paramètre δ de *Castelle et Coco* (2012) est le plus adapté pour ce type d'environnement au contour complexe, que le paramètre δ' de Short. Nous retiendrons donc uniquement le paramètre δ dans ce qui suit.

Il existe bien une très bonne corrélation ($R = 0,89$) entre la longueur totale de la baie (S_1) et le type de circulation sédimentaire (δ) (Fig. IV.39, IV.40, IV.41) alors qu'il n'y en pas entre le type de circulation (δ) et l'indice d'encaissement de la baie (a/R_0). Ce dernier point, qui peut sembler surprenant, s'explique par le fait qu'une baie très large, même si elle est encaissée (les paramètres R_0 et a sont importants), pourra avoir une circulation de type « intermédiaire » ou même « normale » alors que son coefficient d'indentation sera élevé. C'est donc bien la longueur totale de la baie, le paramètre L de la formulation de δ (qui correspond au S_1 dans l'expression de δ'), qui est le paramètre le plus significatif dans le type de circulation.

Lorsqu'on compare le type de circulation obtenu en calculant δ , il est très difficile de retrouver le type morphodynamique associé d'après *Castelle et Coco* (2012). Seules les baies pour lesquelles nous avons trouvé le type de circulation « normal » peuvent être compatibles, avec la présence de courants d'arrachement (« rips ») bien présents sur

toute la longueur de la plage. C'est le cas des baies de Bejaia, Djidjelli, Annaba et El Kebir/El Zouara. Les autres plages, qui d'après le calcul de δ , ont des circulations cellulaires (Martil, Rhis-Nekor, Kert, Moulouya) ou intermédiaires (Laou et Isser), ne présentent pas les caractéristiques voulues quant au nombre et à la position de ces courants d'arrachement. Il nous semble que cette constatation pourrait être liée à la taille des cellules qui sont ici étendues, les véritables plages de baies ayant des longueurs de rivage s'échelonnant de quelques centaines de mètres à 4 km. Toutes les baies de cette étude sont beaucoup plus grandes, comme nous l'avons vu dans la partie analysant les longueurs de baies. Les figures IV.35, IV.36 et IV.37 montre bien cette dichotomie, les baies à l'Est de Isser étant les plus vastes et donc, celles qui ont une circulation de type « normal ».

Nous constatons que nous obtenons la même très bonne corrélation ($R=0,89$) lorsque nous évaluons tous les sites dont nous connaissons la pente et lorsque nous ne prenons que les sites où débouchent les oueds majeurs sans Nador, ce qui signifie que le paramètre δ de *Castelle et Coco (2012)* est très robuste. Il est normal que le site de Nador dégrade ce paramètre δ car cette lagune avec ile barrière ne comporte aucun cap.

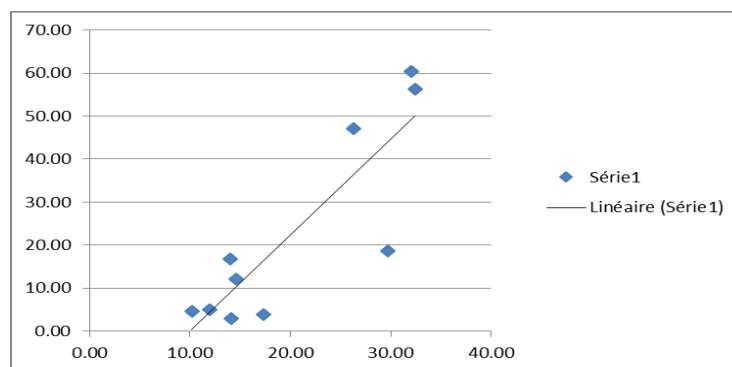


Figure IV. 36 : Corrélation obtenue pour les oueds majeurs entre le paramètre δ' de Short et le δ de Castelle et Coco ($R=0,86$).

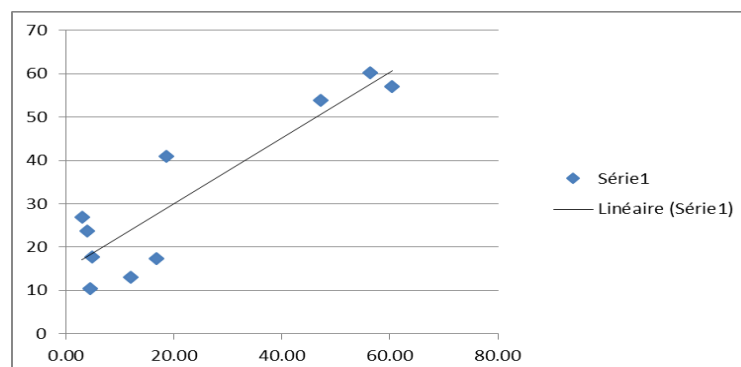


Figure IV. 37 : Corrélation obtenue pour les oueds majeurs entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap ($R=0,90$).

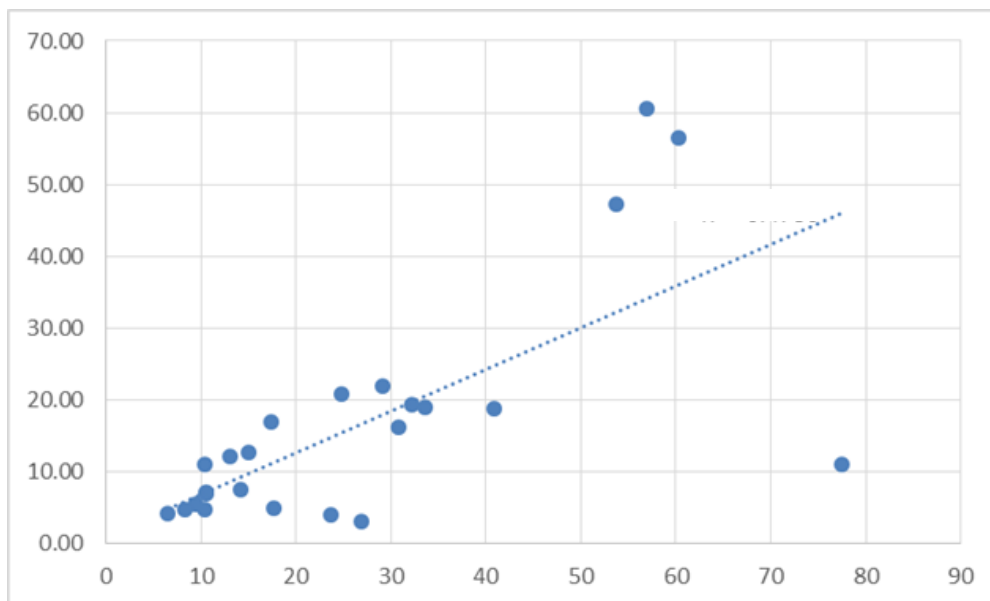


Figure IV. 38 : *Corrélation obtenue pour les sites où nous avons une pente entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap. ($R=0,69$).*

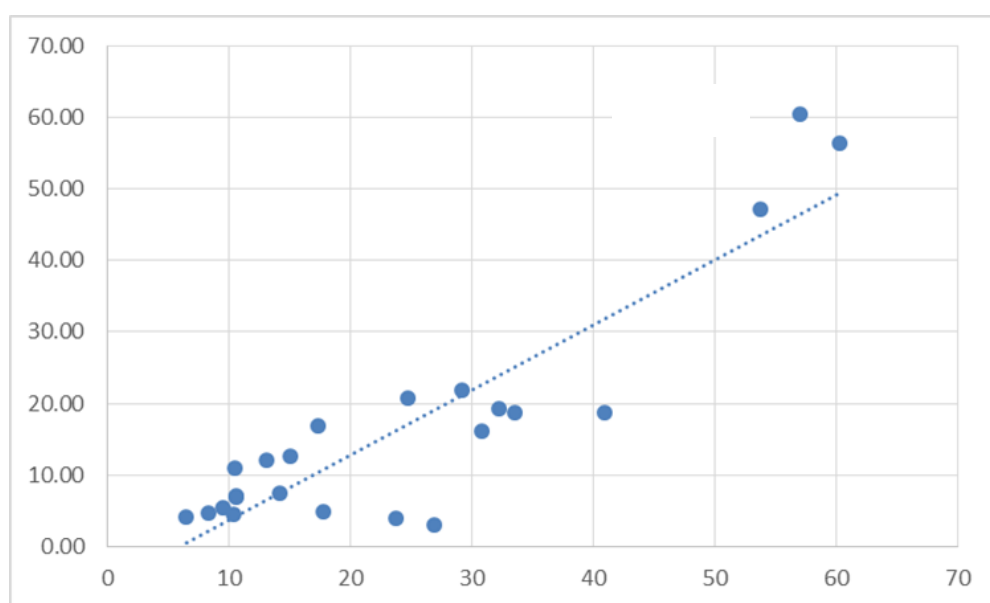


Figure IV. 39 : *Corrélation obtenue pour les sites où nous avons une pente sans la lagune de Nador (MA) entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap. ($R=0,89$).*

4.6 Classification morphologique des plages et de la zone du déferlement

4.6.1 Etat de l'art et objectifs

Il existe une multitude de paramètres empiriques (*Wright et Short, 1984 ; Anthony, 1990 et 1998 ; Scott et al., 2011 ; Aleman et al., 2015 ; ...*) pour qualifier la morphologie des plages en lien avec les processus. Nous avons choisi d'utiliser ces approches afin de caractériser les plages de nos sites d'études car, en première instance, elles présentent l'avantage d'être largement utilisés dans la littérature, ce qui permet de qualifier les plages du Nord du Marghreb selon une « norme » internationale. De plus, ces plages connaissent très peu de mesures expérimentales renseignant sur la courantologie et la morpho-dynamique. Par conséquent, notre approche doit être perçue comme pionnière dans cette région et devra être affinée par des mesures in-situ à l'avenir. Nous espérons pouvoir distinguer des familles de comportement de plages afin de mieux en comprendre la complexité, voire les relier in fine aux caractéristiques des baies et/ou aux bilans sédimentaires.

4.6.1.1 Rappel sur la formation des barres d'avant-côte

Les barres d'avant-côte sont des formations sédimentaires situées dans la zone de déferlement de la houle. Elles sont fréquentes sur les plages sableuses et plusieurs théories proposent des mécanismes quant à leur formation.

La 1^{ère} théorie est due à *Bowen et Inman (1971)* et se nomme « Ondes de bord stationnaires ». Cette approche stipule que les barres sont formées par les ondes infra-gravitaires et peuvent prendre différentes formes telles que : barres simples, doubles ou triples, chaque formation pouvant être plus ou moins linéaires, festonnées ou encore en croissant. La principale critique à cette théorie est qu'elle ne tient pas compte de la rétroaction du fond sableux sur le mécanisme hydrodynamique. De plus, évoquer les ondes de bord stationnaires ne semble pas évident pour les plages très ouvertes où ce type de barres est pourtant bien observé (*Castelle et Coco, 2012*).

La 2^{nde} théorie s'appuie sur la brisance des vagues et énonce qu'en faible profondeur, l'interaction de la houle avec le fond augmente jusqu'à ce que la brisance de la houle se produise, lorsque le front de la vague va moins vite que son revers. La vague déferle en produisant des phénomènes complexes lors de la libération d'énergie dans la colonne d'eau. Ce phénomène qui est lié à la hauteur de la vague, ne concerne pas, pour une certaine profondeur, toutes les vagues d'un groupe, mais seulement les plus hautes. Les vagues dites brisées vont produire un courant de retour vers le large alors que les autres, qui continuent à gonfler en s'approchant de la rive, vont entretenir un courant de fond vers la plage. Ces phénomènes, qui sont associés aux déformations et à la non linéarité de la houle ainsi qu'aux transferts d'énergie et à la présence d'ondes de

fréquences variées, vont être la source d'un transport sédimentaire complexe qui, lorsqu'il converge, produit des barres sédimentaires de formes variées en zone de déferlement (*Certain, 2002*).

La 3^{ème} théorie, plus récente, est celle de « l'auto-organisation » présentée dans plusieurs études dont celles de *Plant et al., (2001a, 2001b)*, *Houser et Greenwood (2005a, 2005b)*, ainsi que *Castelle et al., (2006)*.

Elle considère que les structures sédimentaires purement rectilignes (2D) n'existent pas. Il y a donc toujours des hétérogénéités dans la bathymétrie parallèlement à la côte. Les vagues incidentes vont alors réfracter au-dessus de ces instabilités et induire des courants transportant les sédiments en faisant évoluer la bathymétrie. Certaines de ces instabilités seront amplifiées lors de rétroactions positives, d'autres seront minimisées lors de rétroactions négatives, ce qui explique l'évolution de ces formes initiales en structure 3D périodique de barres (*Castelle et al., 2006*). Cette théorie d'auto-organisation semble être confirmée par l'étude de *Castelle et al., (2006)* dans laquelle la simulation de ce type de mécanisme a permis de festonner des barres en 3D périodiques lors de houles longues et frontales.

La forme et la position de ces barres n'est pas fixe dans le temps, elles peuvent se déformer, migrer à l'intérieur de la zone de déferlement, voire même disparaître à certaines périodes en fonction des conditions hydro-dynamiques. Leur présence est liée au déferlement des vagues et à l'action des courants long-shore et cross-shore. Ces barres représentent des stocks sédimentaires qui protègent souvent le trait de côte lors de tempêtes (*Desmazes et al., 2002*).

4.6.1.2 Paramètre de réflectivité

La classification morphologique des barres d'avant-côte la plus reconnue est celle établie par *Wright et Short (1984)*. Les auteurs relient les formes de la plage et de la zone du déferlement au paramètre de réflectivité Ω . La morphologie des barres est particulièrement bien décrite dans un article de *Short (1996)* relativement méconnu que nous reprenons ici car il présente une excellente synthèse des travaux antérieurs en offrant une classification pour des sites pourvu de plusieurs barres, ce qui est le cas dans cette étude.

Type LBT : Longshore Bar and Trough

- La barre longshore externe est prononcée.
- La fosse intermédiaire est profonde.
- La barre interne est moins développée que la barre externe.

Cette morphologie est due au fait que la houle (souvent oblique) se casse sur la barre externe avant de se reformer, amoindrie, dans la fosse.

Type RBB : Rhythmic Bar and Beach

- Barre rythmique ou en croissant.
- Fosse.
- Plage rythmique.

La zone de surf est dominée par une circulation cellulaire.

Type TBR : Transverse Bar and Rip

Même description que pour **RBB**, mais les barres sont attachées à la plage où se forment souvent des courants d'arrachement.

Type LTT : Low Tide Terrace

Terrasse de marée basse rythmique ou non, avec attaches à la plage ou courants d'arrachement.

Les plages à pente faible ($\tan \beta \sim 0,01$ à $0,03$) connaissent plus de dissipation de la houle, ce qui favorise plutôt la formation des barres simples rectilignes. La zone de déferlement de la houle est étendue et leur profil peut évoluer rapidement. C'est le type caractéristique des plages de sable. A l'opposé, lorsque les plages à pentes élevées ($\tan \beta \sim 0,1$), montrent plus de réflexion de la houle favorisant généralement des barres rythmiques. Ces plages montrent une pente raide au niveau de la zone de déferlement et/ou du jet de rive qui n'est pas très étendue, les sédiments qui la composent sont grossiers, de type gravier ou galets, et leur profil évolue plus lentement à l'échelle saisonnière.

Beaucoup de plages microtidales possèdent plusieurs barres, souvent 2, mais leur nombre peut aller jusqu'à 3 ou 4 et de manière générale, le nombre de barres augmente lorsque l'énergie de la houle augmente ou lorsque la période de la houle diminue. Ceci implique que les barres se forment en plus grand nombre lorsque la période de la houle est faible (*Short, 1996 ; Short, 2006*). En théorie, dans les systèmes à plusieurs barres, la barre externe est la plus développée puisqu'elle reçoit l'énergie la plus forte (*Short, 1996*).

Pour mémoire, nous rappelons que le paramètre Ω utilisé par *Wright et Short* s'inspire du communément nommé nombre de *Dean* ou paramètre de réflectivité Ω introduit par *Gourlay* en 1968 (*Short, 1996*). Il s'écrit :

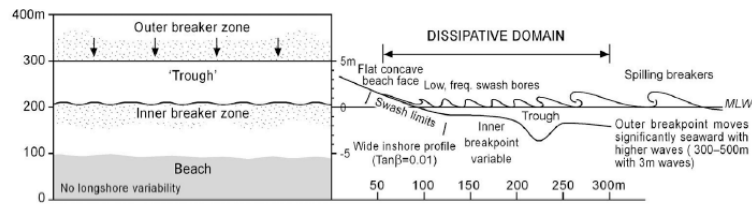
$$\Omega = H_b / w_s \cdot T$$

avec : H_b : Hauteur des vagues au point de déferlement (m).

w_s : Vitesse de chute des sédiments ($m \cdot s^{-1}$).

T : Période des vagues (s).

DISSIPATIVE



INTERMEDIATE

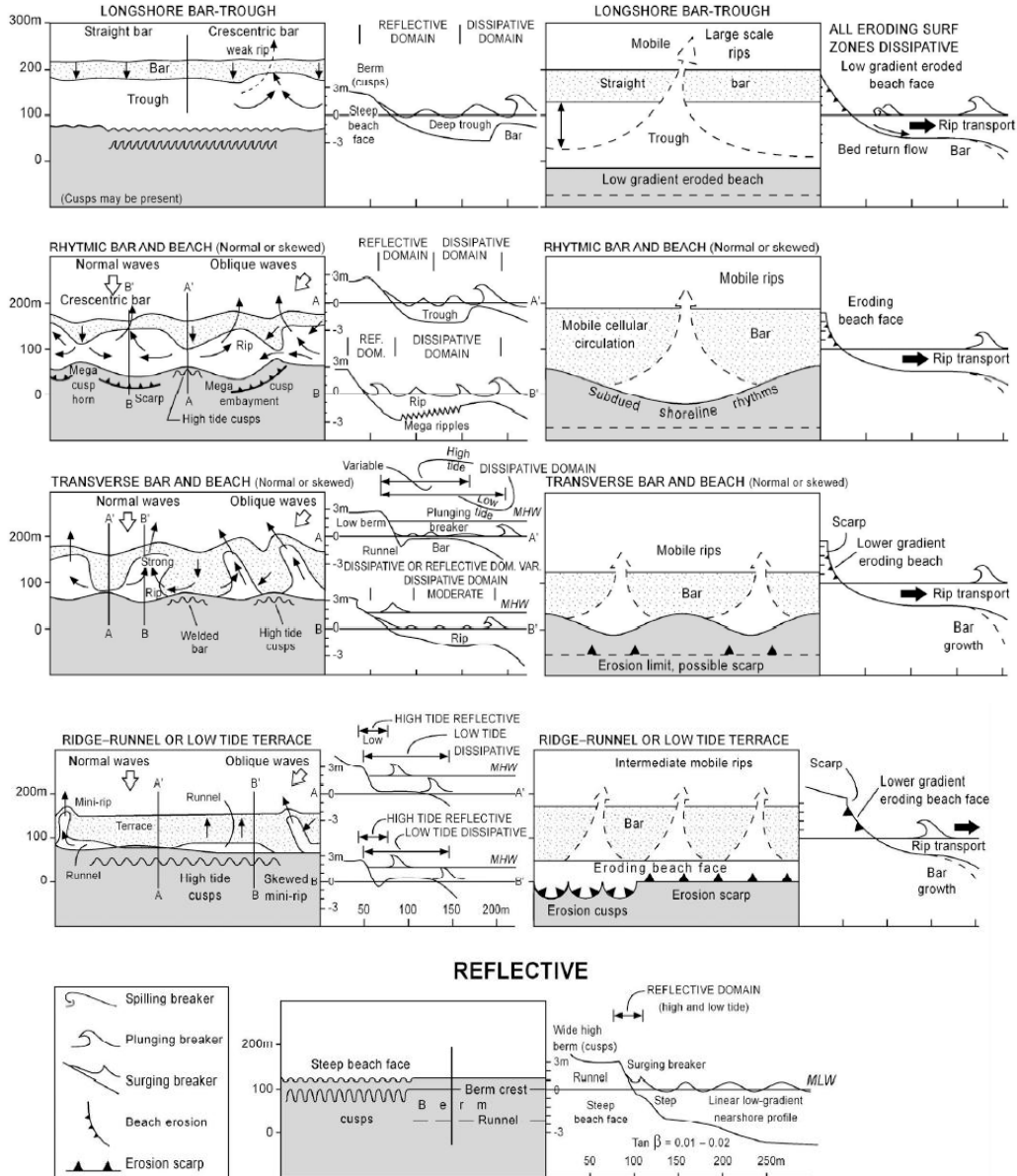


Figure IV. 40 : Plan et profil des plages dominées par la houle en fonction des 6 états principaux d' Ω (d'après Short, 2006).

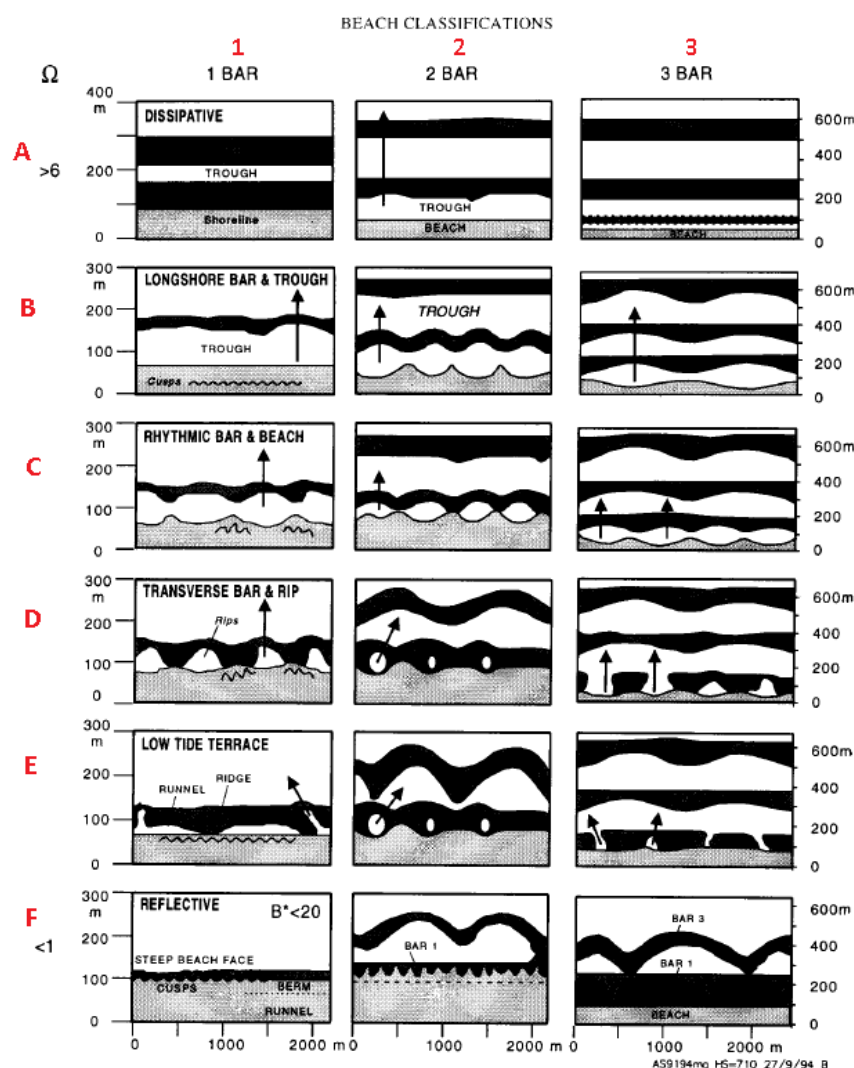


Figure IV. 41 : Classification des barres d'avant-côte en fonction d' Ω (d'après Short, 1996, modifié).

Ce paramètre Ω est important à connaître car il reflète l'état de la plage (dissipatif, intermédiaire ou réfléchif) lui-même lié aux processus hydrodynamiques et au transport sédimentaire en suspension. Il regroupe des caractéristiques de houle ainsi que de sédiments, et la période T est un élément important dans cette expression (Wright et Short, 1984). Wright et Short (1984) ont également mis en évidence que l'état général de la plage est la réponse à l'état le plus fréquent du déferlement et des caractéristiques sédimentaires du littoral, d'où son importance dans le cadre d'une étude menée sur le long terme.

Sur la base des travaux de Short (1996), Scott et al., (2011) confirment que, pour les différents types de plages des côtes de l'Angleterre, le niveau énergétique des vagues peut être associé au paramètre Ω pour prédire le groupe de plages, y compris en milieu méso à macro-tidal.

Comme chaque état de la plage, allant de totalement réfléchif à totalement dissipatif, en passant par tous les états intermédiaires, est à la fois le résultat d'un contexte hydrodynamique particulier reflétant ses modes d'écoulement, et celui d'un état modal (représentatif sur le long terme) reflétant les caractéristiques de la houle et des sédiments, le paramètre Ω va permettre de connaître d'état de la plage sans avoir à utiliser tout un arsenal d'appareillage lourd (Anthony, 1998).

Plus récemment, les travaux de Scott *et al.*, (2011) ainsi que ceux de Aleman *et al.*, (2015) ont confirmé les conclusions initiales d'Anthony (1998) sur l'utilité du paramètre Ω , y compris dans des environnements de types atlantiques ou méditerranéens, en pointant également l'importance des structures géologiques.

4.6.2 Résultats

4.6.2.1 Détermination du type de plage à partir de la morphologie

L'analyse de la pente moyenne de la plage immergée et celle du type de barre observé (en se basant sur le centre de la classe d'après les barres observées) montre également de fortes corrélations ($R=0,77$), ce qui n'est pas surprenant compte tenu du rôle de la pente dans l'équation servant à définir Ω . Autrement dit, la pente sous-marine, estimée ici de manière grossière, puisque nous avons simplement utilisé la ligne du rivage et l'isobathe 10 m, serait suffisante pour estimer la morphologie des plages de notre site d'étude.

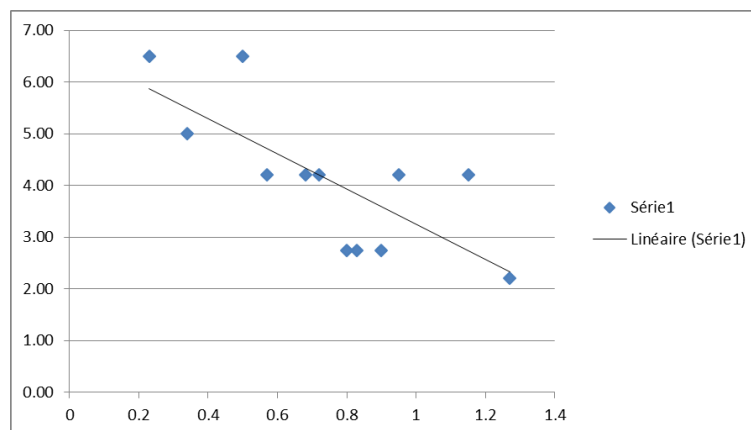


Figure IV. 42 : *Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour les sites majeurs ($R=0,75$).*

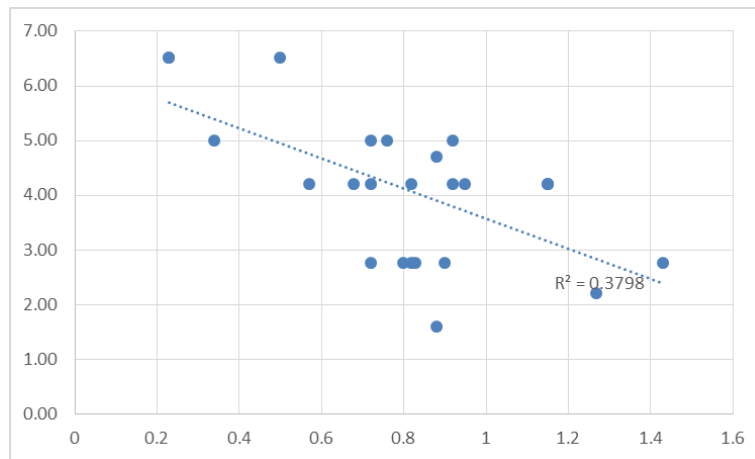


Figure IV. 43 : *Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour tous les sites avec pente calculée ($R=0.61$).*

4.6.2.1.1 Classification morphodynamique de la zone de déferlement

Nous avons d'abord analysé la répartition du type de barres obtenues selon la classification de *Wright et Short (1984)*. Sur les 35 sites, les barres de type *Transverse Bar and Rip (TBR, cas D)* sont le plus fréquentes (34 % d'occurrence pour 12 sites). Ensuite nous retrouvons le type *Rhythmic Bar and Beach (RBB, cas C)* (26 % d'occurrence pour 9 sites) puis les morphologies de type *Longshore Bar and Trough (LBT, cas B)* (20 % d'occurrence pour 7 sites) alors que les barres *Dissipative* (cas A) et *Low Tide Terrace (LTT, cas E)* sont plus rares (11 % d'occurrence pour 4 sites chacun). Aucune morphologie à réflexion n'a été identifiée. Cependant, l'observation des images satellites ne permet pas d'identifier ce dernier type puisqu'il n'est théoriquement pas associé à des barres.

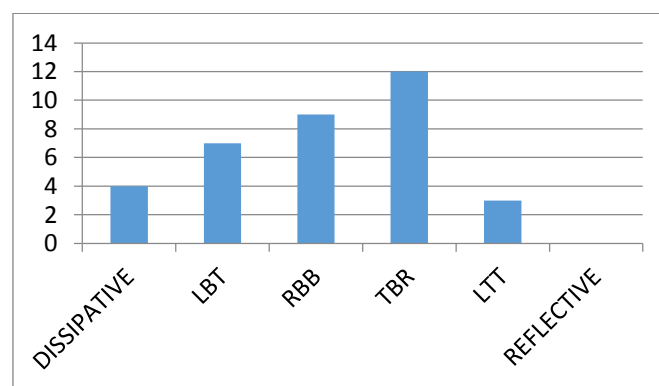


Figure IV. 44 : *Répartition du nombre de barres observées par type.*

Barres de type *Transverse Bar & Rip (TBR, cas D ; 34 % d'occurrence)*

Ce type de barre est celui qui est le plus représenté ici avec 12 observations pour l'ensemble des baies de ce littoral. 6 d'entre elles possèdent des oueds majeurs : la baie

de l'oued Isser, la baie de Bejaia, celle de Djidjelli et d'Annaba pour l'Algérie et celles des oueds El Kebir et El Zouara en Tunisie. Le littoral méditerranéen du Maroc ne comporte donc aucune baie présentant ce type de barre.

Il semble que ce type de barre se développe dans les baies assez exposées à la houle dominante, ce qui représente ici 9 cas sur 12, les baies très exposées ayant des oueds majeurs étant celles Djidjelli, El Kebir et El Zouara, la baie d'Annaba étant, elle, bien exposée également.

Barres de type *Rhythmic Bar and Beach* (RBB, cas C, 26 % d'occurrence)

Au total, 9 baies sont concernées par ce type de barres. Parmi celles qui présentent des oueds majeurs, il y a celles de Martil, Laou et Kert, toutes situées au Maroc, et la baie de l'oued Sebaou en Algérie. Les deux premières, situées à proximité, sont très similaires au niveau exposition et morphologie (plages rectilignes). La baie de l'oued Kert est orientée différemment, mais possède également un littoral relativement rectiligne, tout comme celle de l'oued Sebaou.

On ne constate pas, pour ce type de barre, de lien direct avec l'exposition à la houle, les 2 premières baies étant exposées, 3 autres ne sont que moyennement exposées, et les 4 dernières ne l'étant pas du tout (*Cf. Chap. 4.5.2.1.5*).

3 des baies qui ont des oueds principaux (Martil, Laou, Kert) possèdent des pentes qui sont complètement dans la moyenne des pentes observées, alors que celle de Sebaou possède une pente bien supérieure.

Barres de type *Longshore Bar and Trough* (LBT, cas B, 20 % d'occurrence)

Parmi les 7 baies qui montrent des barres de ce type, une seule abrite des oueds majeurs, la baie d'Al Hoceima où débouchent les oueds marocains Rhis et Nekor. Les 6 autres baies sont toutes situées sur la côte algérienne.

Parmi ces baies, 2 sont assez exposées aux houles dominantes, les autres étant soit peu, soit pas du tout exposées. La baie d'Al Hoceima, quant à elle, n'est que peu exposée.

Les sédiments de ces 7 baies sont tous fins.

Barres de type *Dissipative* (cas A, 11 % d'occurrence)

Les baies concernées sont celles des oueds Nador, Moulouya, Cheliff et Medjerda qui sont toutes des baies ouvertes vers le Nord Est sauf celle du Cheliff, ouverte vers le Nord-Ouest, et qui ont toutes des longueurs supérieures à la moyenne. Leur exposition à la houle dominante est assez importante pour Nador et Moulouya, moyenne pour Medjerda. Les pentes de leur partie immergée sont parmi les plus faibles, 0,23° pour Nador et Moulouya, 0,5° pour Medjerda. Les pentes de la baie du Cheliff sont un peu plus prononcées avec 0,68°, valeur qui reste toutefois inférieure aux valeurs de centralités.

Les sédiments sont fins pour Nador et Medjerda, moyens pour Cheliff et Moulouya. La dérive littorale évaluée (*Cf. infra*) est moyenne pour la baie de la Moulouya, et forte pour celle de la Medjerda.

Barres de type *Low Tide Terrace* (LTT, cas E, 11 % d'occurrence).

Sans être totalement absent, ce type de barre est le moins bien représenté avec seulement 3 cas, dont un dans la baie d'Annaba où ces barres ont été observées, en alternance avec celles de type *Transverse Bar & Rip*. La baie d'Annaba possède la plus grande pente de plage immergée, ce qui peut expliquer que l'on retrouve par endroit ces barres habituellement peu présentes en milieu micro-tidal.

Les zones de surf dominées par une circulation cellulaire auraient des barres de type **RBB** (Rhythmic Bar and Beach) (*Short, 1996*). Si c'est bien de cas pour les baies des oueds Martil et Kert, ce n'est pas vérifié pour les baies des oueds Rhis-Nekor et Moulouya.

4.6.2.1.2 Nombre de barres par sites

9 baies sur 35 ne possèdent qu'une seule barre et 26 baies affichent un système comprenant plusieurs barres, ce qui correspond à 74 % de baies à barres multiples (dans le détail 19 baies présentent 2 barres et 7 baies 3 barres). Cette répartition générale se retrouve aussi pour les baies pourvues d'oueds majeurs (Laou, Rhis et Nekor, Sebaou et Bejaia = 1 barre, Martil, Kert-Samma, Cheliff, Isser et Medjerda = 2 barres ; Moulouya, Djidelli, Annaba et Kebir et El Zouara = 3 barres). Autrement dit, la présence des oueds ne semble pas avoir d'influence sur le nombre de barres. A priori donc, les entrées sédimentaires des oueds majeurs ne présentent pas l'élément de contrôle majeur du nombre de barres.

Ces observations sont en bonne concordance avec la théorie qui affirme que les plages microtidales possèdent en général 2 à 3 barres sédimentaires (*Short, 1996*).

Lien entre la pente et le nombre de barres pour les baies

Au niveau mondial, les observations montrent qu'il existe un lien entre la pente et le nombre de barres, les plages à pentes immergées faibles favorisant les barres sédimentaires multiples (*Short, 1996*). Nous avons voulu vérifier si cette règle était valable dans cet environnement maghrébin en discrétisant les pentes des baies ayant des oueds majeurs en 3 catégories :

Inférieur à 0,4 ° : Pente faible.

0,4 ° à 0,9 ° : Pente moyenne.

Supérieur à 0,9 ° : Pente forte.

Dans 69,2 % des cas (9 sites sur 13), on obtient un lien correct entre l'intensité de la pente et le nombre de barres observé, le nombre de barres augmentant lorsque la pente de la plage diminue.

Lorsque l'on étend cette analyse aux 25 sites pour lesquels nous avons une pente, on obtient des résultats un peu moins bons mais toujours significatifs :

Dans 56 % des cas (14 sites sur 25), on obtient un lien correct entre l'intensité de la pente observée et le nombre de barres observées.

Dans 32 % des cas (8 sites sur 25), le lien est moyen entre l'intensité de la pente observée et le nombre de barres observées.

Dans 12 % des cas (3 sites sur 25), le lien n'est pas correct entre l'intensité de la pente observée et le nombre de barres observées.

Ce résultat montre qu'en milieu méditerranéen, le lien entre la pente et le nombre de barres est aussi observé, comme au niveau mondial.

Baie / Oued	Nb de barres	Pente
FNIDEQ	2	Forte
TETOUAN / MARTIL	2	Moyenne
LAOU	1	Forte
RHIS et NEKOR	1	Faible
KERT - SAMMA	2	Moyenne
NADOR	2	Faible
MOULOUYA	3	Faible
« Alg1 » (35.04 N – 2.04 W)	2	Forte
LES ANDALOUSES	1	Forte
AIN EL TURK	1	Forte
CHELIFF	2	Moyenne
BAIE DE CHENOUA	1	Moyenne
MAZAFRAN	2	Moyenne
CLUB LES PINS	2	Moyenne
ALGER	1	Moyenne
ISSER	2	Moyenne
SEBAOU	1	Forte
BEJAIA	1	Moyenne
DJIDJELLI	3	Forte
BAIE DE COLLO	2	Moyenne
GOLFE DE STORA	2	Forte
CHERKA	2	Moyenne
ANNABA	3	Forte
EL KEBIR et EL ZOUARA	3	Moyenne
MEDJERDA	2	Moyenne

Tableau IV. 5 : Nombre de barres observées et pente pour les sites dont on connaît la pente, les sites majeurs (**TSS** évalué) sont en caractères **gras**.

4.6.2.2 Détermination du type de plage à partir de Ω

4.6.2.2.1 Type général de plages en fonction de Ω

Les valeurs de Ω indiquent que presque toutes les plages sont comprises entre 1 et 4,5, ce qui suggère des plages de types intermédiaires, les exceptions étant les plages de Sidi Ferdjani (Tunisie), avec une valeur de Ω inférieure à 1, qui aurait donc un profil à réflexion, et celle de la Medjerda (Tunisie), dont la valeur de Ω , égale à 9, indiquerait un profil très dissipatif.

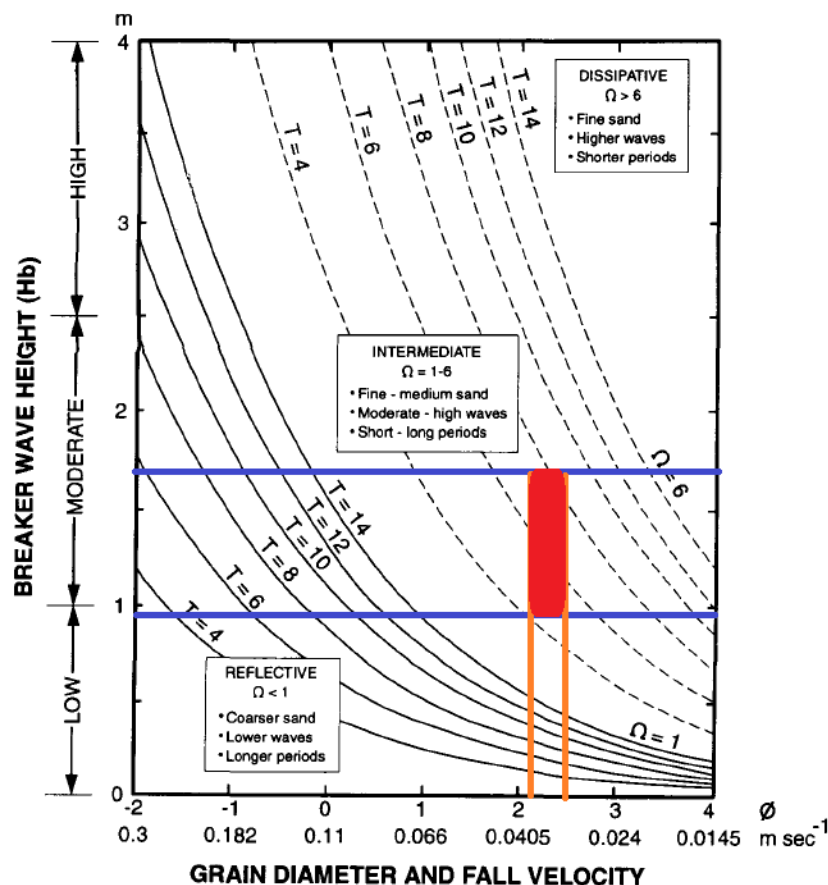


Figure IV. 45 : Type général de plage en fonction des paramètres sédimentaires et de la hauteur des vagues au déferlement (d'après Short, 1996 modifié). [$0,93 < H_b < 1,68$; $2,2 < \phi < 2,4$ (D_{50} entre 0,2 et 0,25) ; $4 < T < 8$; $1 < \Omega < 6$: Plages intermédiaires.]

4.6.2.2.2 Critères de Masselink et Hughes (2003)

Nous nous sommes d'abord inspiré de la discrétisation proposée par Masselink et Hughes (2003) sur des plages australiennes, pour établir les classes suivantes afin d'affecter les valeurs trouvées de Ω aux barres observées.

Ω Intervalles selon Masselink et Hughes (2003)	Code utilisé dans cette thèse	Morphologie
> 6	A	Dissipative
4,7 à 6	B	Longshore bar & trough
3,5 à 4,7	C	Rythmic Bar & Beach
2,2 à 3,5	D	Transverse Bar & Rip
1 à 2,2	E	Low Ride Terrace
< 1	F	Reflective

Tableau IV. 6 : Discretisation des valeurs de Ω et morphologie associée.

Nous avons regardé quels sont les écarts entre les valeurs calculées de Ω et les barres observées (Fig. IV.48).

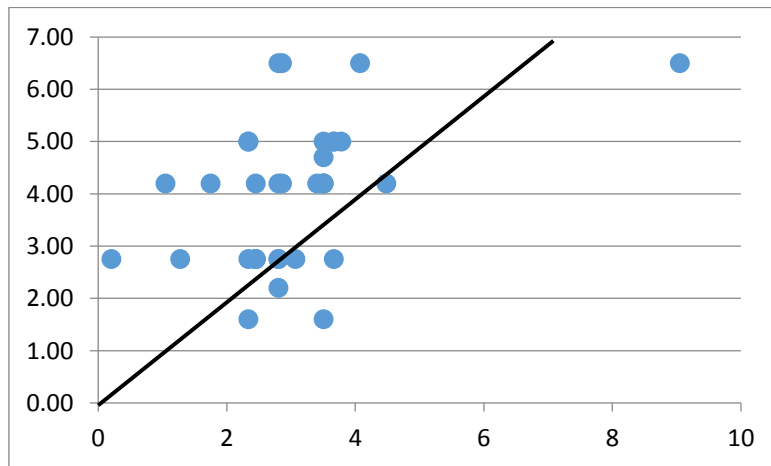


Figure IV. 46 : Analyse des écarts entre la valeur calculée de Ω et le type de barre observé.

Nous constatons que la correspondance entre Ω calculé et le type de barre effectivement observé est bonne à plus de 71 % car sur 35 valeurs de Ω évaluées, 25 correspondent effectivement au type de barres observées.

Cette analyse nous montre que :

- Dans 9 cas sur 35 (25,7 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est très bonne (aucune classe d'écart).
- Dans 16 cas sur 35 (45,71 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est bonne (1 classe d'écart).
- Dans 7 cas sur 35 (20 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est moyenne (2 classes d'écart).

- Dans 7 cas sur 35 (8,5 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est mauvaise (3 classes d'écart).

On a donc 71,4 % de cas où la correspondance « barres théoriques » calculées à partir de Ω /barre réellement observée est très bonne ou bonne, 20 % de cas où cette correspondance est moyenne, et 8,6 % de cas où cette correspondance est mauvaise ou très mauvaise.

Nous en concluons que l'utilisation de l'indice Ω est relativement en accord avec la morphologie observée. Cependant, comme la valeur de Ω est minorée d'une à deux classes dans 25 cas sur 35, sans doute en relation avec la différence de milieu entre nos travaux et ceux de *Masselink et Hugues (2003)*, nous proposons une modification simple à cette formule de calcul afin qu'elle corresponde au mieux à notre environnement Sud méditerranéen

4.6.2.2.3 Nouvelle formulation de Ω pour les plages d'Afrique du Nord

La moyenne des écarts entre Ω et le centre de la classe étant de 0,85, nous proposons simplement d'ajouter un terme correctif à la valeur de Ω classique pour proposer ce paramètre à l'environnement méditerranéen que nous appelons Ω_{Med} :

$$\Omega_{Med} = (H_b / w_s.T) + 0,85$$

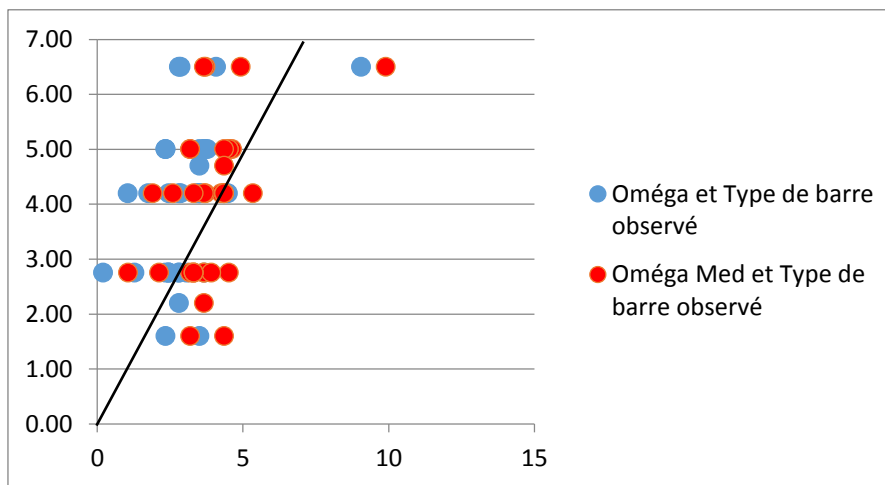


Figure IV. 47 : Analyse des écarts entre la valeur calculée de Ω et de Ω_{Med} et le type de barre observé.

Les résultats obtenus en utilisant Ω_{Med} en remplacement de Ω montrent que :

- Dans 14 cas sur 35 (40 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est très bonne (aucune classe d'écart).
- Dans 14 cas sur 35 (40 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est bonne (1 classe d'écart).

- Dans 7 cas sur 35 (20 %), la correspondance entre la barre qui correspond à Ω et celle qui est effectivement observée est moyenne (2 classes d'écart).

4.6.2.3 Synthèse partielle

Dans cette partie, nous avons considéré les paramètres en lien avec la géométrie des baies et les indices morpho-dynamiques sans approfondir les relations avec l'évolution du rivage, la dérive littorale et les apports sédimentaires. Ce qui sera réalisé dans un chapitre ultérieur.

D'un point de vue physique, le paramètre Ω tente de relier la période de chute d'une particule dans la colonne d'eau (W_s), et la période de la houle (T), avec la hauteur de la houle au point de déferlement (H_b) en considérant que :

Si $W_s > T \Rightarrow$ La particule reste en suspension dans la colonne d'eau.

Si $W_s < T \Rightarrow$ La particule se dépose au fond.

La distance de chute est fonction de H_b , d'où la relation dans Ω entre H_b , T et W_s . Les auteurs admettent que :

- le système montre une réflexion de la houle si $\Omega < 1$. T diminue et/ou H_b augmente, ce qui va provoquer un transport sédimentaire de la plage vers le large. La plage connaîtra alors plus de dissipation par l'érosion et par le transport sédimentaire vers le large.

- le système montre une dissipation (de houle) si $\Omega > 6$. T augmente et/ou H_b diminue, ce qui va provoquer un transport sédimentaire du large vers la plage. La plage devient de plus en plus réflexive par l'apport de sédiments (accrétion).

En conséquence, il existerait un système qui, dans un environnement de type méditerranéen, est contrôlé principalement par H_b , pouvant osciller entre une plage réflexive et une plage dissipative, de part et d'autre de son état modal (*Anthony, 1990*).

Dans l'environnement littoral d'Afrique du Nord où ce sont les apports sédimentaires injectés au système par les oueds qui deviennent le paramètre le plus significatif devant la variation de H_b (qui peut être considérée constante dans le temps), on pourra théoriquement assister à des changements d'état de la plage, mais dans une logique « Source-to-sink », où le **TSS** devient le paramètre qui contrôle ce système :

Si les entrées sédimentaires augmentent, alors la plage devient de plus en plus dissipante (comme si H_b diminuait), ce qui implique que les sédiments se déplaceraient vers la plage.

Si les entrées sédimentaires diminuent (étiages des oueds, extractions), alors la plage devient de plus en plus réflexive (comme si H_b augmentait), ce qui implique que celle-ci est érodée et les sédiments mis en mouvement migreraient vers le large.

En conséquence, on constate que H_b et **TSS**, les deux paramètres prépondérants qui peuvent contrôler ce système, agissent dans le même sens. Par contre, ces mouvements dans le profil peuvent être modifiés par la granulométrie de ces entrées sédimentaires puisque l'on sait que les sédiments grossiers sont naturellement triés par la houle et ses orbitales, et remontés vers la plage.

De plus, en Méditerranée, les zones de fetch étant courtes, la période de la houle est relativement constante. De ce fait, lorsque les crues correspondent aux dépressions sur la Méditerranée, épisodes durant lesquels la houle est la plus haute, il se produira probablement un renforcement du contrôle (rétroaction positive) qui pourra changer ce système sur le court terme (< 1 an).

4.7 Analyse en Composantes Principales (ACP) des paramètres de la plage

Parmi toutes ces façons de classer les plages et les littoraux, aucune n'est à elle seule pleinement satisfaisante et suffisante pour obtenir un résultat complet. Le littoral est un milieu trop complexe, sans cesse mouvant et soumis à des phénomènes d'auto-organisation, pour qu'il soit quantifiable par quelques paramètres morpho-dynamiques isolés qui de plus, vont évoluer en permanence (Anthony, 1998). Toutes ces méthodes ne sont cependant pas inutiles pour autant, mais elles doivent être interprétées de façon globale et sur le long terme, en les confrontant les unes avec les autres, tout en sachant qu'elles peuvent produire des résultats parfois contradictoires en fonction des critères retenus et des moments auxquels sont réalisées les mesures.

Toutefois, en accord avec différents auteurs (Anthony, 1990 et 1998 ; Scott et al., 2011 ; Aleman et al., 2015), la classification morphologique qui s'appuie sur la forme du littoral, sur l'énergie de la houle ainsi que sur la présence et la typologie des barres d'avant-côte, nous semble être la plus appropriée car elle relève d'une approche globale, résultat d'une réponse moyenne du site (et de tous les paramètres qui le composent) aux forçages extérieurs. C'est la méthode qui est la plus adaptée pour cette étude qui est à la fois menée sur de grandes échelles spatiales et temporelles, et de surcroît à partir d'une approche de télédétection, pour indiquer des tendances générales.

L'intérêt majeur de réaliser une ACP des différents paramètres utilisés dans les parties précédentes, repose sur la recherche de relations invisibles par la seule recherche de corrélations (analyse bi-variée). De plus, malgré les multiples sources bibliographiques et cartographiques dont sont extraites les données littorales utilisées dans cette partie, leur cohérence sera testée en retrouvant des corrélations significatives auxquelles on peut attribuer un sens géomorphologique.

En effet, dans les cas tels que le nôtre, le risque est grand d'obtenir en sortie des valeurs soit incohérentes, soit totalement moyennées, qui finalement ne reflèteront pas une certaine tendance de terrain à moyen ou long terme. Nous avons donc voulu vérifier si les paramètres utilisés et les résultats trouvés gardaient encore une valeur intrinsèque et une cohérence vis-à-vis des processus hydro-sédimentaires.

Pour cela, nous avons choisi des paramètres initiaux et des résultats de calculs obtenus en utilisant d'autres données issues de la littérature, valeurs dont on accepte habituellement qu'elles sont bien liées entre elles, afin de vérifier si ces corrélations étaient toujours présentes.

Comme paramètres d'entrée de l'ACP, nous avons choisi l'indice d'encaissement a/R_0 , le paramètre de circulation de baie δ , le facteur de remplissage modifié Fr , la hauteur de la houle au point de déferlement H_b , le paramètre β (incidence des houles en °), la pente de la partie immergée de la plage, le paramètre adapté Ω_{Med} , le **type de barre** ainsi que le **TSS net**.

Oued Baie	a/R ₀	δ	Rempli-Sed. modif.	H _b	β	Pente	Ω_{Med}	Type barre	TSS net
MARTIL	0,12	4,9	0,06	1,68	18	0,57	5,34	4,2	130,58
LAOU	0,20	12,1	0,09	0,93	43	0,95	2,60	4,20	168,73
RHIS et NEKOR	0,49	3,9	0,05	1,68	77,5	0,34	4,63	5,00	185,17
KERT	0,13	4,6	0,08	1,51	90	0,72	3,71	4,20	122,08
MOULOUYA	0,12	3,0	0,18	1,68	10	0,23	4,93	6,50	-461,55
ISSER	0,10	16,9	0,23	1,34	95	0,83	3,66	2,75	327,96
BEJAIA	0,34	56,3	0,08	1,34	90	0,80	3,66	2,75	457,76
DJIDJELLI	0,15	47,1	0,22	1,34	15	0,90	2,13	2,75	288,29
ANNABA	0,35	60,4	0,18	1,34	30	1,27	3,66	2,75	330,98
MEDJERDA	0,39	18,7	0,24	1,23	46,2	0,50	9,90	6,50	152,22

Tableau IV. 7 : Données en entrée de l'Analyse en Composante Principale (ACP) pour les baies étudiées spécifiquement.

Avec ces données, nous obtenons le tableau de corrélations suivant :

	a_R0	delta	rempli_Sed	Hb	Beta
a_R0	1.00000000	0.26827999	-0.16149812	-0.04893797	0.22237253
delta	0.26827999	1.00000000	0.28611493	-0.35719734	-0.04613283
rempli_Sed	-0.16149812	0.28611493	1.00000000	-0.27984818	-0.25597313
Hb	-0.04893797	-0.35719734	-0.27984818	1.00000000	-0.08318597
Beta	0.22237253	-0.04613283	-0.25597313	-0.08318597	1.00000000
Pente	-0.06038263	0.70940961	0.16413025	-0.61946376	0.04421939
Omega_Med	0.36904093	-0.28343912	0.25279477	0.12500915	-0.07588496
Barres	0.15959075	-0.65873923	0.03261152	0.26147347	-0.27102350
TSS_net	0.32217995	0.61981241	-0.05596272	-0.43120158	0.48328347
	Pente	Omega_Med	Barres	TSS_net	
a_R0	-0.06038263	0.36904093	0.15959075	0.32217995	
delta	0.70940961	-0.28343912	-0.65873923	0.61981241	
rempli_Sed	0.16413025	0.25279477	0.03261152	-0.05596272	
Hb	-0.61946376	0.12500915	0.26147347	-0.43120158	
Beta	0.04421939	-0.07588496	-0.27102350	0.48328347	
Pente	1.00000000	-0.51009563	-0.79689544	0.67299100	
Omega_Med	-0.51009563	1.00000000	0.71698112	-0.23878211	
Barres	-0.79689544	0.71698112	1.00000000	-0.77040300	
TSS_net	0.67299100	-0.23878211	-0.77040300	1.00000000	

Tableau IV. 8 : Tableau de corrélation des paramètres utilisés en entrée de l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

Nous voyons alors que les paramètres retenus qui sont corrélés entre eux sont, par ordre de corrélation, positive ou négative, décroissante :

- Pente et type de barre (- 0,79)
- TSS net et type de barre (- 0,77)
- Ω_{Med} et type de barre (0,71)
- Pente et δ (0,70)

- **TSS** net et pente (0,67)
- Type de barre et δ (- 0,65)
- **TSS** net et δ (0,61)
- Pente et H_b (- 0,61)
- Ω_{Med} et pente (- 0,51)

Le tableau ci-dessous indique l'importance des 2 composantes **Comp. 1** et **Comp. 2** :

Importance of components:		
	Comp.1	Comp.2
Standard deviation	1.9390951	1.2794336
Proportion of Variance	0.4177878	0.1818834
Cumulative Proportion	0.4177878	0.5996711

Tableau IV. 9 : Répartition des composantes Comp1 et Comp2.

Ce tableau montre que les 2 premières composantes **Comp. 1** et **Comp. 2** expliquent donc 59,9 % de la variance selon la répartition suivante :

- La composante Comp. 1 exprime 41,7 %
- La composante Comp. 2 exprime 18,1 %
- La composante Comp. 1 est donc la composante majeure, dite principale.

Dans le détail, l'importance des 9 paramètres retenus est la suivante :

Loadings:									
	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4	Comp.5	Comp.6	Comp.7	Comp.8	Comp.9
a_R0		-0.571	0.404	0.381	-0.199	-0.365	0.343	-0.202	0.184
delta	-0.406		0.272	0.449	0.162	-0.193	-0.626	0.290	-0.128
rempli_Sed		0.429	0.518	-0.223	0.542	-0.287	0.334		
Hb	0.294	-0.107	-0.326	0.524	0.614	0.123		-0.305	-0.183
Beta	-0.139	-0.552	-0.166	-0.555	0.362	-0.305	-0.307	-0.149	
Pente	-0.473	0.167			-0.181	0.193	-0.108	-0.801	-0.148
Omega_Med	0.299	-0.200	0.538	-0.103	0.144	0.609	-0.299		0.289
Barres	0.472		0.248		-0.252	-0.150	-0.167		-0.765
TSS_net	-0.437	-0.318			0.128	0.456	0.390	0.313	-0.473
	Comp.1	Comp.2	Comp.3	Comp.4	Comp.5	Comp.6	Comp.7	Comp.8	Comp.9
SS loadings	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Proportion Var	0.111	0.111	0.111	0.111	0.111	0.111	0.111	0.111	0.111
Cumulative Var	0.111	0.222	0.333	0.444	0.556	0.667	0.778	0.889	1.000

Tableau IV. 10 : Importance des différents paramètres de l'ACP.

1) Pour la composante **Comp. 1**, c'est la pente qui est la variable expliquant le plus la variance et on constate que celle-ci est bien anticorrélée avec d'une part le type de barre, et ensuite, bien corrélée avec les paramètres δ et **TSS** net, puis un peu moins bien anticorrélée avec H_b et enfin Ω_{Med} . Viennent ensuite les paramètres type de barre, **TSS** net et δ qui sont eux aussi des paramètres expliquant une part non négligeable de la variance.

On voit donc bien qu'il existe un lien fort entre la pente, le type de barre, **TSS net** et Ω_{Med} , ces 4 paramètres pouvant être qualifiés de prépondérants dans le fonctionnement du littoral. Les variables δ et H_b formeraient le deuxième groupe de paramètres pouvant expliquer la variance, mais de façon moins déterminante que celles du premier groupe.

2) Pour la composante **Comp. 2**, c'est l'indentation a/R_0 qui est le paramètre pouvant expliquer une part de la variance, suivie par β et le remplissage sédimentaire modifié. Nous constatons qu' a/R_0 est corrélé avec Ω_{Med} et **TSS net**, mais avec des liens relativement peu significatifs de 0,36 et 0,32.

Ici aussi, ce groupe de trois paramètres (a/R_0 , β et le remplissage sédimentaire modifié) intervient de façon active et liée dans la morpho-dynamique du littoral, mais dans une moindre importance que ceux de la composante **Comp. 1**.

Si les paramètres **TSS net** et Remplissage sédimentaire modifié semblent être quasiment indépendants, nous constatons que le **TSS net** est bien anti-corrélé avec le type de barre. On peut interpréter ces deux résultats par le fait que les sédiments arrivant aux embouchures des oueds ne sont pas majoritairement redistribués longitudinalement pour nourrir les plages de la cellule littorale, mais qu'une partie de ceux-ci est amenée hors des limites physiques (marquée par les caps rocheux) de la cellule, alors qu'une autre partie est reprise par la houle et migre vers l'avant-plage pour alimenter les barres littorales.

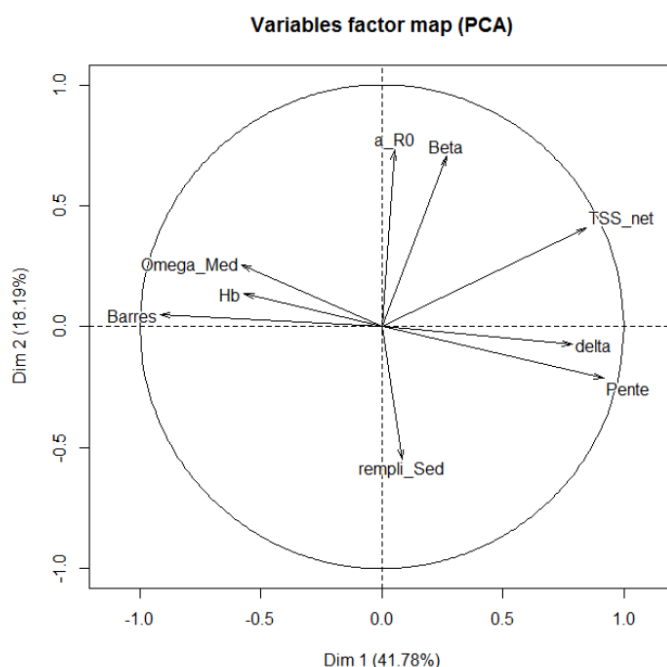


Figure IV. 48 : Significations relatives des paramètres retenus pour l'ACP.

Aucune aberration n'apparaît en analysant les résultats de cette ACP. Nous pouvons même y retrouver les grands principes de fonctionnement du littoral, ce qui prouve bien que, même lorsque les données initiales proviennent de sources multiples et sont

combinées dans différentes équations, les résultats obtenus peuvent garder de la cohérence et du sens au point de vue géomorphologique, à condition de bien les analyser et les choisir correctement. De fait, nous pouvons accorder de la fiabilité à ces estimations, mesures et résultats.

4.8 Evolution du trait de côte et dérive littorale

4.8.1 Introduction et problématique

L'étude des variations du rivage est un thème majeur en géomorphologie littorale, objet de tant de travaux dans le monde qu'une synthèse bibliographique en est impossible. Généralement on essaie de s'intéresser à l'évolution du rivage depuis une date la plus antérieure possible et de bénéficier du plus de dates intermédiaires afin de distinguer s'il existe des tendances à court, moyen et long terme. Les vitesses de recul des plages varient largement. Le lecteur est référé à l'article de synthèse récent d'*Anthony (2017)* sur cette variabilité.

Sur notre site d'étude, les travaux qui analysent les variations du rivage demeurent cependant encore rares et concernent principalement les baies de la Moulouya et celle de la Medjerda (*Bouabdallah et Larue, 2009 ; Boumeaza et al., 2010 Saïdi et al., 2014 ; Louati et al., 2015 ; Ayadi et al., 2016 ; Besset et al., 2017*).

Les relations entre les variations du rivage et la dérive littorale ont été décrites dans la partie méthodologique et nous rappelons les principes fondamentaux. Sur les littoraux sableux, l'évolution du rivage est souvent reliée à la dérive littorale qui déplace longitudinalement des sables, créant ainsi, dans un cas théorique, une zone en érosion qui en alimente une autre en accumulation. Cet ensemble décrit bien souvent une cellule de dérive littorale (*Carter, 1988*). Nous avons donc cherché à confronter les observations du rivage au calcul du potentiel de Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (**TSLr**), c'est-à-dire à ce que théoriquement la dérive littorale est capable de transporter annuellement. Cette démarche, courante en ingénierie côtière, est cependant extrêmement rare sur nos sites et plus généralement pour les plages de cette partie de la Méditerranée.

A partir de l'analyse de l'évolution des traits de côtes et de l'évaluation du potentiel de **TSLr**, nous allons mettre en évidence les zones en érosion et celles en accrétion sur la période d'étude. Nous regarderons quel est le niveau de liaison entre la mobilité du trait de côte et le potentiel de **TSLr**, puis nous examinerons quel est le bilan des apports sédimentaires bruts et nets réalisés par les oueds durant cette période, afin de voir si, là aussi, une corrélation directe peut être établie avec les actions anthropiques dans les bassins versants (constructions de barrages, d'ouvrages portuaires, prélèvement de sédiments ...).

Ensuite, nous chercherons si l'évolution du trait de côte peut être liée avec les formes littorales émergées que nous avons évaluées dans la partie « morphométrie », ainsi qu'avec les paramètres de la plage sous-marine, la typologie des barres d'avant-côte, les types de déferlements des vagues, et les paramètres directement liés aux climats de houles pour tenter de définir les cellules sédimentaires littorales.

4.8.2 Evolution globale des traits de côtes et du potentiel de TSLr

A l'échelle temporelle globale (1902-2010) et pour le littoral étudié, on constate une légère avancée du trait de côte de l'ordre de $0,4 \text{ m.an}^{-1}$. Compte tenu des marges d'erreur, on peut donc considérer que l'ensemble de ce littoral est globalement stable ou légèrement excédentaire. Par pays, le littoral marocain montre des valeurs positives très faibles, évaluée à $0,1 \text{ m.an}^{-1}$ en moyenne alors que celui des plages d'Algérie est globalement en recul à la hauteur de $0,3 \text{ m.an}^{-1}$. Enfin, pour la côte tunisienne où débouche l'oued Medjerda, l'avancée s'élève à $1,4 \text{ m.an}^{-1}$. Nous rappelons que ces valeurs moyennes concernent le déplacement de la ligne du rivage, contrôlé par la houle et par les apports des oueds mais aussi en relation avec l'ensemble des actions anthropiques (équipements côtiers, rétentions par les barrages, curages, remaniements et extractions sédimentaires) notamment pour les baies de l'oued Moulouya, de l'oued Isser, de l'oued Soummam et de l'oued El Kebir-Rhumel. Dans le détail, lorsque ces corrections sont prises en compte, il apparait que seules les baies des oueds Rhis et Nekor, Kert, Agrioun et Medjerda sont en progradation certaine. Celles où débouchent les oueds Laou, Cheliff et Sebaou sont quasiment à l'équilibre. Enfin, les littoraux des oueds Martil, Isser, Seybouse et Bou Alalah sont globalement en recul. Quant à l'avancée moyenne constatée du trait de côte de la Moulouya de $0,83 \text{ m.an}^{-1}$, celle-ci doit-être prise avec précaution à cause de la construction du port de Cap de L'eau. Les littoraux où débouchent les oueds Soummam et El Kebir-Rhumel n'ont pas été retenus ici car ils sont inclus dans des parties où les rivages ont été probablement complètement remaniés par d'importants travaux d'aménagement.

Oued	TSS Brut	TSS Net	Rétention Barrage (...an ⁻¹)	Variation Max. du TdC (m.an ⁻¹)	Variation Moy. Du TdC (m.an ⁻¹)	Variation Max. de l'embouchure Deltaïque (m.an ⁻¹)
MARTIL	2,61	2,33	0,28	-2,14	-0,78	0,4
LAOU	3,49	3	0,49	-0,96	-0,175	-1
RHIS	4,13	3,3	0	1,44	0,34	1,43
NEKOR	4,13	3,3	0,83	1,44	0,34	0,73
KERT	2,18	2,17	0	0,91	0,41	3,17
MOULOUYA	7,61	-8,24	15,85	6,25	0,83	-8,57
CHELIFF	8,02	1,83	6,19	2	0,016	-8,4
ISSER	3,15	3	0,15	-0,9	-0,6	-4,2
SEBAOU	0,97	0,93	0,15	1	0,019	-7,2
AGRIOUN	2,91	0,031	3,4	1,48	0,46	-6,5
BOU ALALAH	3,33	3,03	0,26		-0,9	-0,18
MEDJERDA	3,6	1,39	2,2	-4	1,4	-12

Tableau IV. 11 : Synthèse entre données des bassins versants et celles de l'évolution du trait de côte.

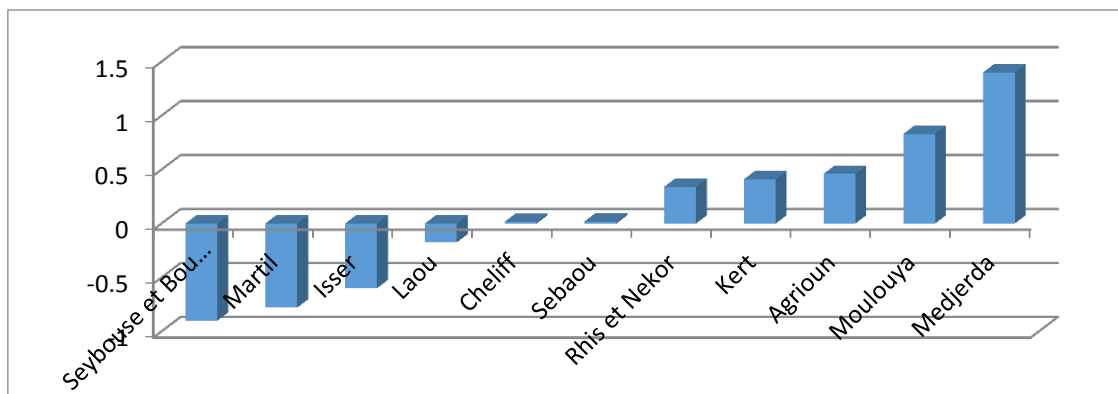


Figure IV. 49 : Classement des littoraux maghrébins selon la mobilité globale du trait de côte (en m.an⁻¹).

4.8.2.1 Relations générales entre les traits de côtes et les bassins versants

Le graphique ci-dessous (Fig. IV.50), qui reprend les données du tableau précédent, montre que si l'évolution moyenne du littoral et l'évolution maximale du trait de côte peuvent laisser apparaître une légère progadation, toutes les embouchures deltaïques accusent une érosion marquée, apparemment liée à la rétention sédimentaire prélevée par les barrages. Cette corrélation fonctionne ($R=0,62$) en excluant la Medjerda, ce qui n'est pas surprenant car la taille supérieure de cet organisme et son aménagement (du bassin versant et de son embouchure) perturbe l'analyse.

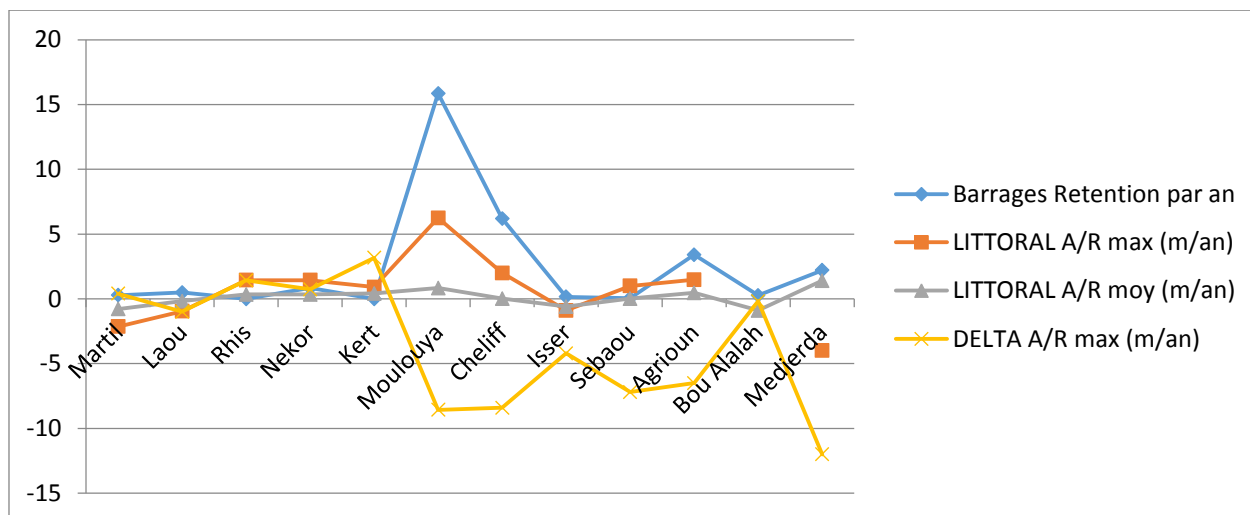


Figure IV. 50 : Rétention due aux barrages, variations maximales et moyennes des traits de côte, variations maximales des deltas.

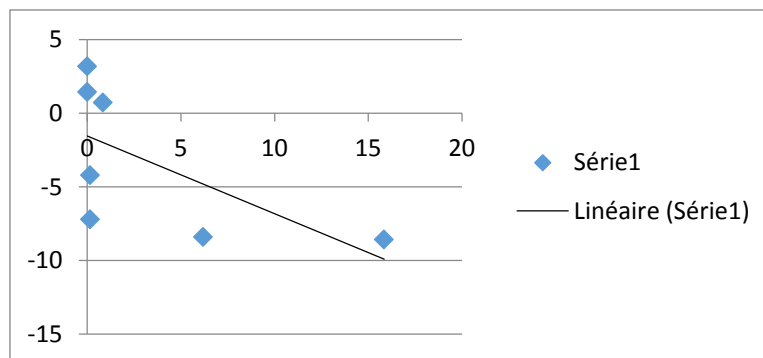


Figure IV. 51 : *Corrélation entre la rétention due aux barrages et les variations maximales des embouchures deltaïques ($R=0,62$).*

Notons que la corrélation qui existe entre la rétention réalisée par les barrages et le **TSS** net est excellente, $R=0,91$. Ce résultat, normal puisque la rétention due aux barrages impacte directement le **TSS** net, permet cependant d'affirmer que la série de valeurs calculée par des méthodes différentes pour ces deux paramètres est correcte dans son ensemble. Même remarque pour la corrélation entre la rétention faite par les barrages et les variations maximales du littoral pour lequel $R=0,85$.

Une fois de plus, le site de la Medjerda est un cas particulier, pour les raisons déjà expliquées ci-dessus.

Tous les paramètres quantifiés ici exprimant la mobilité du trait de côte, que ce soit la variation moyenne du littoral, la variation maximale du littoral ou encore celle maximale des deltas, montrent sans équivoque le rôle principal joué par le **TSS** net. Les mêmes corrélations réalisées avec le **TSS** brut montrent des liaisons moins fortes, bien que toujours significatives.

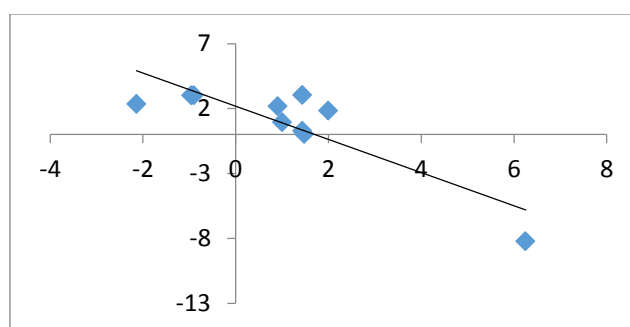


Figure IV. 52 : *Corrélation entre le **TSS** net et la variation maximale du littoral ($R=0,86$).*

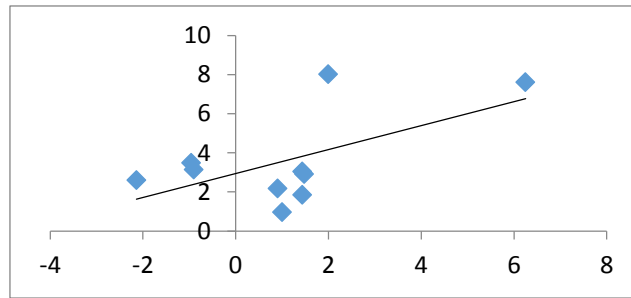


Figure IV. 53 : *Corrélation entre le **TSS** brut et la variation maximale du littoral ($R=0,59$).*

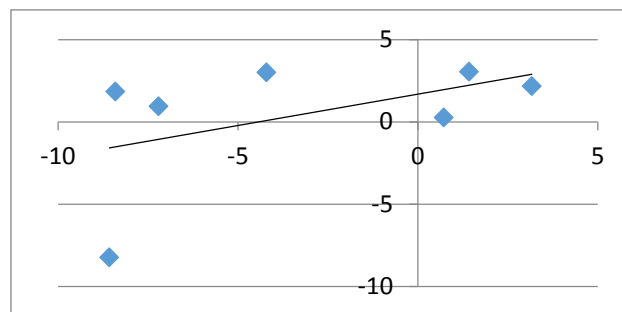


Figure IV. 54 : *Corrélation entre le **TSS** brut et la variation maximale des deltas ($R=0,48$).*

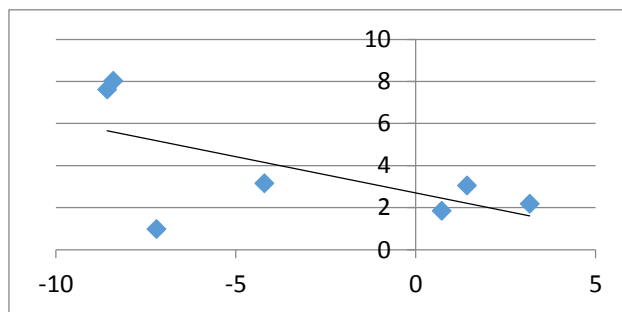


Figure IV. 55 : *Corrélation entre le **TSS** net et la variation maximale des deltas ($R=0,61$).*

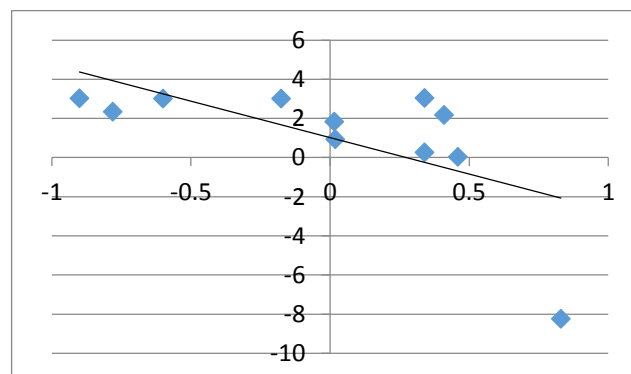


Figure IV. 56 : *Corrélation entre le **TSS** net et la variation moyenne du littoral ($R=0,63$).*

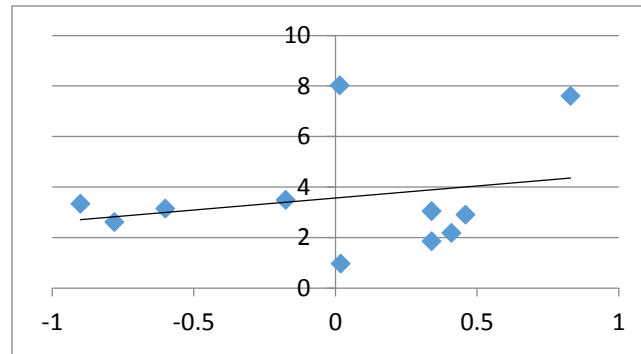


Figure IV. 57 : *Corrélation entre le **TSS** brut et la variation moyenne du littoral ($R=0,23$).*

Nous montrons bien ici, de façon quantifiée, l'action des barrages sur l'érosion du trait de côte. De plus, c'est la corrélation entre le **TSS** net et la variation maximale du littoral qui est la plus élevée, avec une valeur de $R=0,86$. Comme nous avons vu précédemment que les zones les plus sensibles à l'érosion sont les embouchures deltaïques, cela confirme également que la rétention induite par les barrages se répercute en priorité sur les deltas, conformément à ce que nous avons démontré ci-dessus par une autre approche.

4.8.2.2 Evaluation globale du potentiel de TSLr

Pour rappel, nous évaluons le potentiel de **TSLr** au moyen de données de houles au large issues de *The Medatlas Group (2004)* en utilisant l'équation de *Van Rijn (1985)*, selon un pas kilométrique le long des sites. A proximité des embouchures, le potentiel de **TSLr** est déterminé tous les 250 m. Nous nous attacherons uniquement aux ordres de grandeurs et à la direction du potentiel de **TSLr** car cette approche demeure très théorique même si elle présente, surtout dans notre cas, un intérêt certain.

Oued	DL Glob. (1000 m)	DL Glo. (250 m)	DL 1 (250 m)	DL 2 (250 m)
MARTIL	370000		380000	
LAOU	300000		320000	
RHIS et NEKOR	150000		130000 (Rhis)	59000 (Nekor)
KERT	140000		55000	
MOULOUYA	280000		330000	
CHELIFF		200000	250000	
ISSER		16500	3600	
SEBAOU		1150	2800	
SOUMMAM et AGRIOUN		$2,6 \cdot 10^9$	$8,9 \cdot 10^9$ (Soummam)	116500 (Agrioun)
EL KEBIR – RHUMEL		2400	1800	
SEYBOUS et BOU ALALAH		113000	750000	720

			(Seybouse)	(Bou Alalah)
MEDJERDA	810000			
MEDJERDA emb. 1			400000	
MEDJERDA emb. 2				1220000

Tableau IV. 12 : Volume du transport sédimentaire lié à la dérive littorale obtenu pour les transects espacés de 1000 m et ceux espacés de 250 m (DL Glob.). DL 1 (250 m) donne la valeur du transport aux alentours de l'embouchure 1. (en $m^3.an^{-1}$).

Pour les baies algériennes, seule la baie de Bejaia (oueds Soummam et Agrioun) n'a pas été prise totalement en compte car les résultats obtenus pour l'oued Soummam nous semblent être disproportionnés ($\sim 2,7.10^9 m^3.an^{-1}$). Nous les avons donc écartés sans toutefois connaître la cause de ces valeurs obtenues qui nous semblent aberrantes.

La figure IV.58 ci-dessous, qui classe la dérive littorale moyenne par ordre croissant, permet de distinguer 3 catégories au niveau du potentiel de **TSLr** :

Les baies ayant une dérive littorale très faible (**TSLr** < 100.000 $m^3.an^{-1}$) : Oueds Bou Alalah, Sebaou, El Kebir – Rhumel, Isser.

Les baies ayant une dérive littorale faible ou moyenne (100.000 $m^3.an^{-1}$ < **TSLr** < 400.000 $m^3.an^{-1}$) : Oueds Seybouse, Agrioun, Kert, Rhis et Nekor, Kebir et El Zouara, Cheliff, Moulouya, Laou, Martil.

Les baies ayant une dérive littorale importante (400.000 $m^3.an^{-1}$ < **TSLr**) : Medjerda.

Pour les 13 sites, le potentiel de **TSLr** moyen s'élève à 210.000 $m^3.an^{-1}$ avec une amplitude très forte (facteur ~ 700) basée sur des valeurs minimales faibles, 1.150 $m^3.an^{-1}$ en moyenne pour Sebaou et des valeurs maximales élevées de 810.000 $m^3.an^{-1}$ pour la baie de Medjerda). Cette étendue révèle une forte hétérogénéité et complexité de l'ensemble des sites.

Ce comportement se retrouve au niveau des embouchures dont la valeur moyenne est de 260.000 $m^3.an^{-1}$ environ avec une étendue cependant plus prononcée que pour l'ensemble des baies (min : 720 $m^3.an^{-1}$ pour Bou Alalah et max : 1.200.000 $m^3.an^{-1}$ pour Medjerda).

Nous n'avons pas trouvé de corrélation entre l'indice d'encaissement de baie **a/R₀** et l'intensité du potentiel de **TSLr**, ni entre l'indice de circulation de baie **δ** et l'intensité de la dérive littorale à 1000 m.

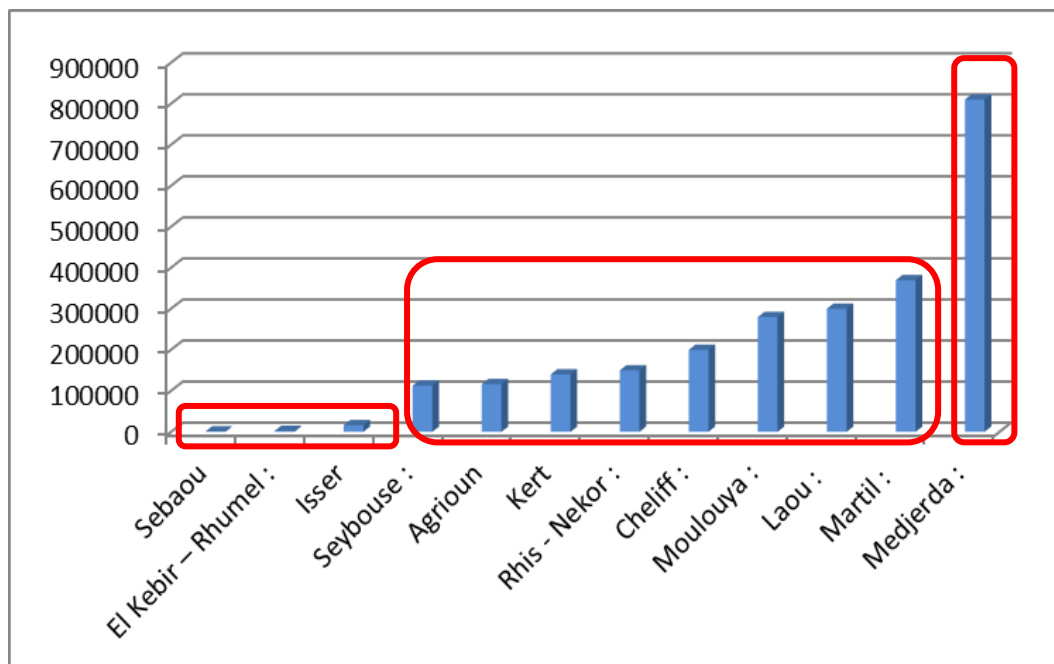


Figure IV. 58 : Transport sédimentaire moyen par dérive littorale ($m^3.an^{-1}$), par ordre croissant et en fonction des trois classes correspondantes.

Analyse de la direction de la DL principale :

Oued	Sud vers Nord	Nord vers Sud	Est vers Ouest	Ouest vers Est
MARTIL	X		x	
LAOU	X		x	
RHIS et NEKOR			X	
KERT		x	X	
MOULOUYA	x		X	
CHELIF		X	x	
ISSER		x	X	
SEBAOU		x	X	
SOUMMAM et AGRIOUN		x		X
EL KEBIR-RHUMEL		x	X	
SEYBOUS et BOU ALALAH	x			X
MEDJERDA	X		x	

Tableau IV. 13 : Direction de la dérive littorale (X : direction principale, x : direction secondaire).

Direction Est – Ouest ou Ouest – Est :

En relation avec la direction des houles dominantes et les tracés du rivage, le potentiel de **TSLr** est dirigé de l'Est vers l'Ouest pour la majorité des baies, sauf pour celles où débouchent les oueds Soummam, Agriou, et Seybouse - Bou Alalah où il est dirigé en sens opposé l'Ouest vers l'Est.

Direction Sud – Nord ou Nord – Sud :

Le potentiel de **TSLr** se dirige du Sud vers le Nord pour les baies où débouchent les oueds Martils, Laou et Medjerda, et dans le sens opposé pour la baie où débouche l'oued Cheliff. Ces baies possèdent les valeurs les plus élevées de **TSLr**, toutefois, celle de la Moulouya est une exception puisque ses valeurs lui permettent de rejoindre ce groupe mais le sens de dérive principal diffère, de l'Est vers l'Ouest.

Dans le détail, la direction secondaire de dérive de cet oued est bien orientée elle aussi du Sud vers le Nord (sens majoritaire pour ce deuxième groupe). De plus, cette baie a une exposition directe à la houle très importante.

Les valeurs sont étendues mais la majorité dans les moyennes mondiales des plages ouvertes 100 à 300.000 m³.an⁻¹.

4.8.3 Littoral de l'oued Martil (Maroc)

4.8.3.1 Evolution du trait de côte

L'évolution moyenne du trait de côte sur 56 ans montre un recul global de l'ordre de 44 m, ce qui correspond à une érosion moyenne de 0,78 m.an⁻¹. L'embouchure de l'oued Martil, située au centre de la cellule, échappe très localement à cette érosion puisqu'elle prograde de 0,35 m.an⁻¹ alors qu'elle se déplace de 300 m environ vers le Sud-Est. Globalement, la partie du littoral située à l'Ouest de l'embouchure montre une érosion plus faible (valeur maximale au transect 31, avec ~ 1,8 m de recul) que celle qui est située à l'Est, le secteur le plus en recul se trouvant au transect 112, avec ~ -2,1 m par an. L'avancée maximale se situe à l'embouchure (au niveau du transect 70, avec ~ 1,8 m par an). La partie littorale comprise entre les T47 et T57 est la seule à connaître une réelle progradation à la vitesse moyenne de 0,18 m.an⁻¹, faisant contraste avec le reste de la cellule qui est en érosion.

Le long de cette côte, il n'y a pas de trace apparente d'accumulations sédimentaires contre des avancées rocheuses en mer ou contre des épis sauf à l'embouchure de l'oued qui est chenalisée (T71).

L'embouchure de l'oued, qui n'est pas de forme deltaïque, n'a quasiment pas évolué entre 1954 et 2010, mais elle est en partie chenalisée et son déplacement vers le Sud est probablement lié à l'urbanisation de la rive nord (voir ci-après).

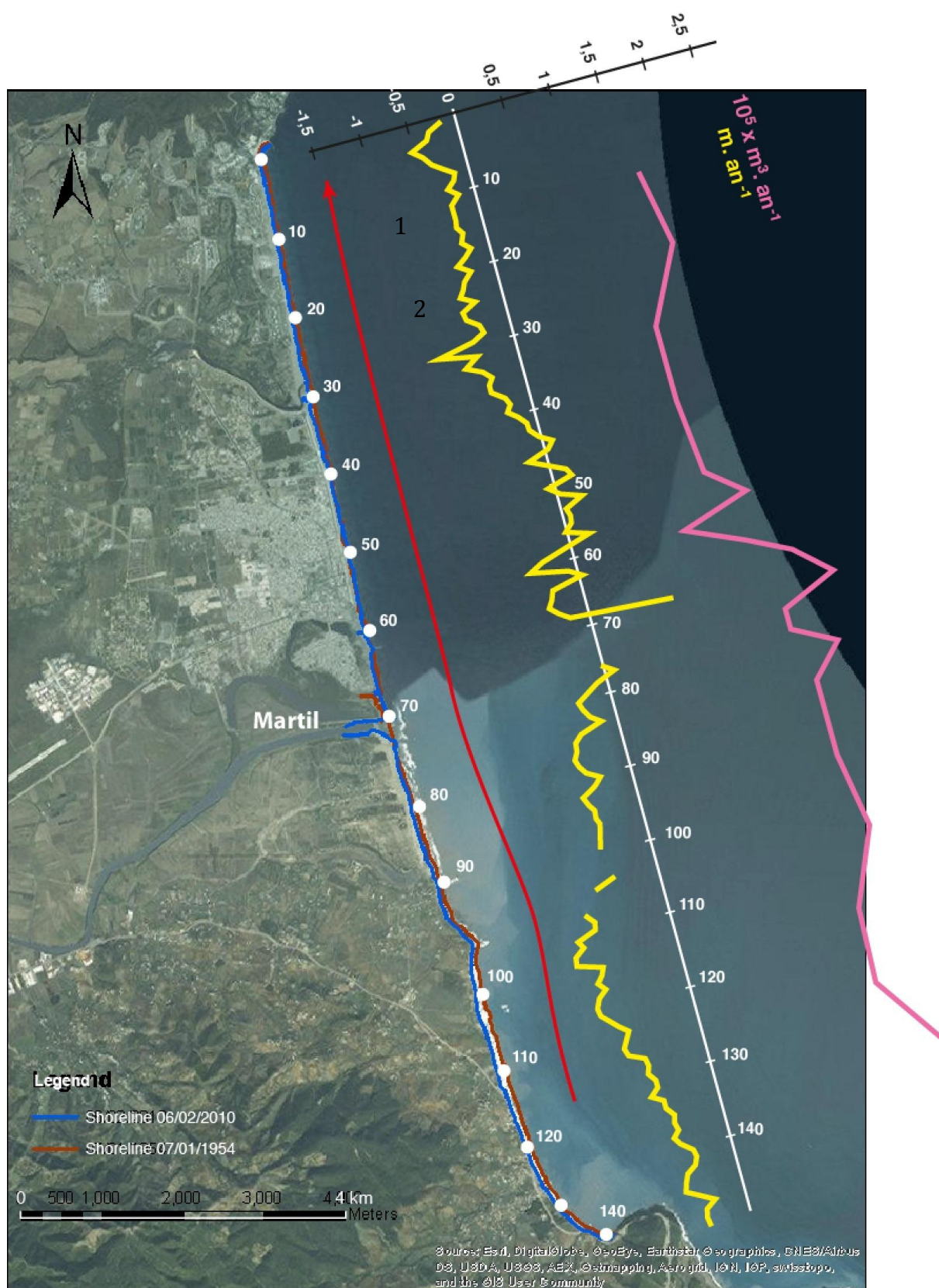


Figure IV. 59 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de Tétouan – oued Martil.

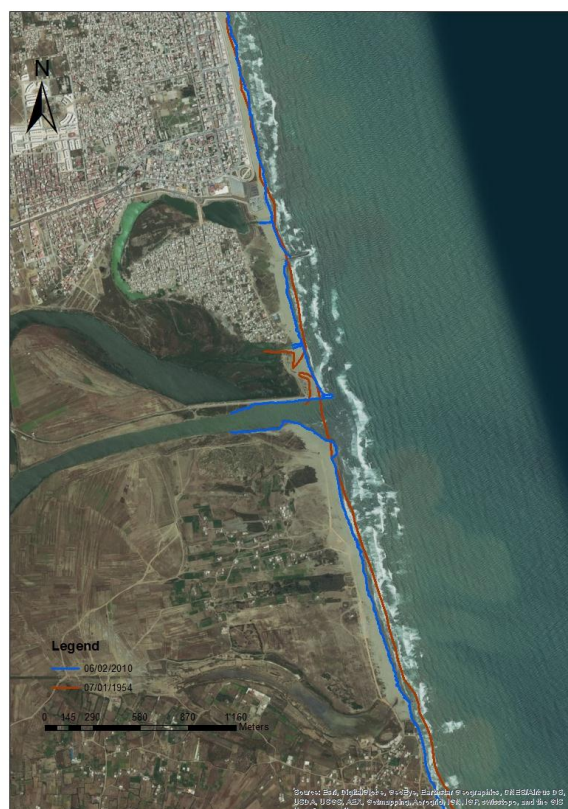


Figure IV. 60 : Cinématique du delta de l'oued Martil aux différentes périodes d'étude.

4.8.3.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Sur l'ensemble de la cellule, le **TSLr** est unidirectionnel, orienté vers le Nord-Est et relativement constant, avec une valeur moyenne de $368.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (maxi : $481.500 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ et mini : $284.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$).

Aux abords de l'embouchure, le **TSLr** montre une faible variation de son intensité, le maximum étant observé en amont-dérive de l'embouchure elle-même, avec une valeur moyenne proche de $380.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

4.8.3.3 Interprétation

Le littoral qui s'étend entre les transects T47 et T57 est la seule partie en réelle avancée, mais comme celle-ci correspond aussi à la partie de plage qui borde une zone d'habitation, il est fort possible que ce secteur soit rechargé artificiellement lorsque l'érosion devient menaçante. Les différents épis, seulement présents du côté Nord de l'embouchure, accréditent cette hypothèse car il n'y a aucune raison de voir des sédiments s'accumuler à proximité de l'embouchure sur 56 ans alors que tout le reste du littoral s'érode, y compris en aval dérive. L'évolution du trait de côte obtenue (Fig. IV.61)

est en bon accord avec les résultats publiés pour la période 1958 – 1986, par *El Mrini et al., (2012)*.

La très faible évolution de l'embouchure sur la période d'étude peut être, entre autre, attribuée au fait que le barrage Nakhla qui fut mis en service en 1961, possède un envasement spécifique très faible ($0,2.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$), ce qui témoignerait d'apports sédimentaires à la mer sans toutefois que la morphologie de l'embouchure n'indique de forme deltaïque. Le chenal qui canalise l'embouchure de l'oued doit avoir un effet sur la légère progradation de celle-ci en facilitant l'évacuation de ces sédiments jusqu'à la mer.

Le profil global d'évolution du trait de côte où l'érosion est égale de part et d'autre de l'embouchure, ainsi que l'accumulation contre les épis, suggèrent un courant de dérive littorale orienté du Sud-Est-vers le Nord-Ouest, correspondant aussi avec les résultats obtenus par la modélisation et en concordances avec ceux trouvés par *El Mrini et al., (2012)*.

Le faible déplacement de l'embouchure elle-même, qui est de sens contraire, peut dépendre fortement de la date à laquelle le relevé a été réalisé. En effet, en période de forte crue, l'embouchure peut migrer indépendamment du sens moyen de dérive littorale, au gré des bancs de sable qui se sont déposés précédemment. La présence d'une digue rappelle aussi l'anthropisation de la zone et son rôle dans la position de l'embouchure.

Bien que des apports sédimentaires significatifs soient dus à l'oued Martil (*Cf. partie rétention des barrages*), le recul global du littoral, l'absence d'accumulation de sédiment dans la partie Nord-Ouest de la baie de Tétouan (T1) malgré la forte dérive littorale et sa très faible variation d'intensité aux limites de la cellule, sont certainement les signes d'une forte perméabilité entre cette cellule et ses voisines.

4.8.4 Littoral de l'oued Laou (Maroc)

4.8.4.1 Evolution du trait de côte

Tout comme la baie de Tétouan-Martil, celle où débouche l'oued Laou connaît un recul global d'environ 10 m sur 56 ans, soit $0,17 \text{ m.an}^{-1}$, valeur relativement faible par rapport aux sites ayant un delta. Mais contrairement à l'oued Martil, l'embouchure de l'oued Laou, qui occupe une position quasi centrale dans la cellule, est située dans la zone qui montre aussi l'érosion la plus forte (transect 51 avec $\sim 1 \text{ m}$ de recul par an). La partie Sud-Est est celle qui subit le plus grand recul, excepté la toute fin de la cellule, à partir des transects 87, où le littoral prograde localement (valeur maximale : transect 92 avec une avancée de près de $0,7 \text{ m.an}^{-1}$). Le recul du rivage situé au Nord-Ouest de l'embouchure de l'oued Laou diminue lorsqu'on s'éloigne de l'embouchure de l'oued, pour aboutir à une inversion de tendance vers le transect 27, zone à partir de laquelle le trait de côte connaît une avancée sur la mer. L'embouchure de l'oued Laou n'est pas de forme deltaïque.



Figure IV. 62 : Cinématique du delta de l’oued Laou aux différentes périodes d’étude.

4.8.4.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le potentiel de **TSLr** indique une intensité moyenne légèrement inférieure à $\sim 300.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ ainsi qu’une orientation du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Il n’y a que peu de variation de la capacité du transport longitudinal, le littoral étant quasiment rectiligne et de même orientation sur les 8 km de rivage. A proximité de l’embouchure, on n’enregistre aucune variation importante tout comme pour la cellule précédente de Tétouan-Martil. Ce résultat, vu les similitudes de ces deux environnements, semble assez logique.

4.8.4.3 Interprétation

L’évolution du rivage, caractérisé par une zone en érosion bordée par une zone en accrétion, ainsi que le déplacement de l’embouchure et son orientation, auxquels s’ajoutent les résultats du calcul du potentiel de **TSLr**, nous incitent à penser que la dérive littorale dominante s’oriente du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Par contre, une particularité de cette portion littorale est que sa partie située à l’extrême Nord-Ouest n’est pas délimitée par un véritable cap. Les sédiments n’ont pas la possibilité de s’adosser réellement sur une grande portion rocheuse afin de s’accumuler, ce qui

pourrait expliquer le recul du trait de côte dans cette zone, transects 1 à 5, montrant donc une porosité sédimentaire avec la cellule située à l'Ouest de celle-ci.

Ce dernier élément semble logique vu le peu de différence quant à l'orientation et au profil de cette cellule et de celle de l'oued Martil. Ce point est du reste confirmé par les résultats de la modélisation de dérive littorale.

Comme pour l'oued Martil, la migration de l'embouchure vers le Sud-Est est peut être due à la période de la prise de l'image satellite (06/2010) car le reste du tracé de celle-ci semble identique entre les deux dates (1954-2010). Globalement, il n'y a donc probablement pas de migration réelle de l'embouchure.

Le fait que l'embouchure se positionne au cœur de la zone en érosion de cette baie ne peut pas être imputé à de faibles apports sédimentaires de l'oued aux plages car en comparaison à l'oued Martil qui connaît une légère progradation, les valeurs de **TSS** net sont plus élevées et l'intensité du potentiel de **TSLr** équivalent. Avec un faible taux d'envasement, le barrage d'Ali Thlet (Ali Thelat) n'est pas un puits sédimentaire important, bien que, sur la durée, son impact puisse certainement aussi influencer sur le trait de côte depuis 1935, date de sa mise en fonction. Mais le recul du rivage aux abords de l'embouchure serait due à une dérive littorale non négligeable, conjuguée à l'absence de cap au Nord de la cellule. Le faible écart existant entre l'érosion maximale du delta et l'érosion maximale du reste de la cellule littorale renforce cette supposition.

Le faible recul global du littoral, bien que des apports sédimentaires significatifs soient dus à l'oued Laou, la dérive littorale importante conjuguée avec de faibles variations d'intensité de celle-ci en limite de cellule ainsi que l'absence d'accumulations sédimentaires, poussent à penser que les apports de l'oued compensent partiellement l'érosion causée par la dérive littorale. Cette cellule doit être perméable avec la cellule aval dérive. Les barrages peuvent être partiellement mis en cause, mais ils ne retiennent qu'assez peu de sédiments (envasement de 0,3 millions de m³ par an, soit près de 27 millions de tonnes sur les 56 ans de la période d'étude). Par contre, la dérive littorale qui est importante et la morphologie locale qui montre une très faible indentation du littoral, jouent certainement un rôle prépondérant. Cette hypothèse est appuyée par les deux images ci-dessous, issues de *Googles Earth* prises à 4 ans d'intervalle, où l'on peut voir les transferts de sédiments hors de la cellule.



Figure IV. 63 : Mise en évidence de la perméabilité du littoral de l'oued Laou (d'après Google Earth, modifié).

4.8.5 Littoral des oueds Rhis et Nekor (Baie d'Al-Hoceima, Maroc)

4.8.5.1 Evolution du trait de côte

La baie d'Al Hoceima, où débouchent les oueds Rhis et Nekor, est globalement en progradation d'environ 19 m sur 56 ans, soit une avancée moyenne de $0,34 \text{ m.an}^{-1}$. Les embouchures des oueds Rhis et Nekor montrent une évolution assez similaire, avec une avancée élevée, de l'ordre de $1,8 \text{ m.an}^{-1}$ (T37) pour l'oued Rhis, et plus modérée, de l'ordre de $0,8 \text{ m.an}^{-1}$ (T82) pour l'oued Nekor. Ces avancées sont centrées sur les

embouchures, alors que les zones immédiatement adjacentes subissent un léger recul pour l'oued Rhis, d'environ $0,35 \text{ m.an}^{-1}$ (des transects T29 à T34 et de T40 à T46), et une régression plus prononcée, environ 1 à $1,2 \text{ m.an}^{-1}$, pour l'oued Nekor (T70 à T80 et T82 à T88). Le reste de la baie montre une progradation, l'avancée maximale étant de $1,8 \text{ m.an}^{-1}$ au transect T36.

Les deux embouchures n'ont, quant à elles, pas migré latéralement sur la période d'étude et montrent une forme deltaïque moyennement développée.

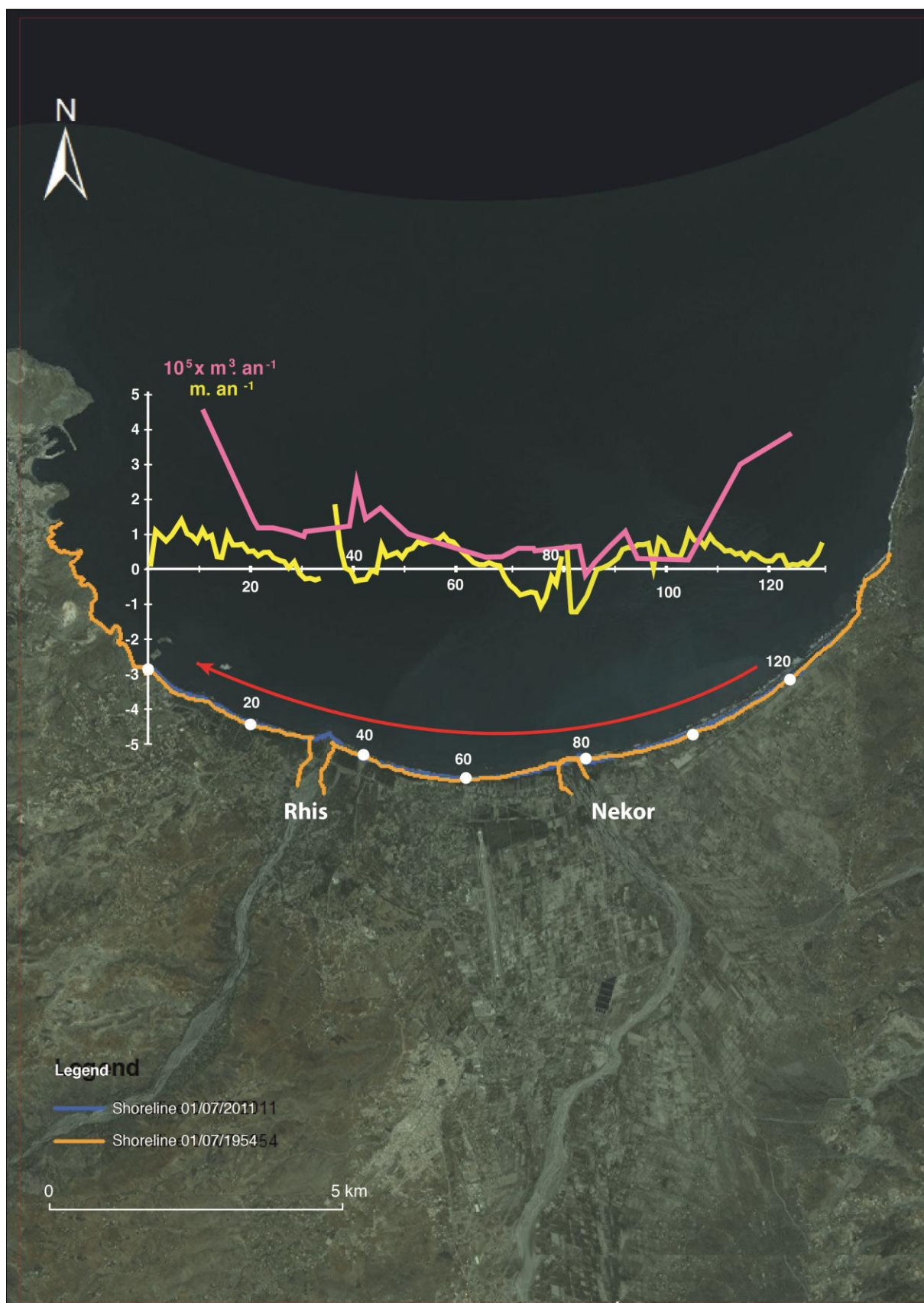


Figure IV. 64 : Evolution du trait de côte et du **TSLr** pour la baie des oueds Rhis et Nekor.

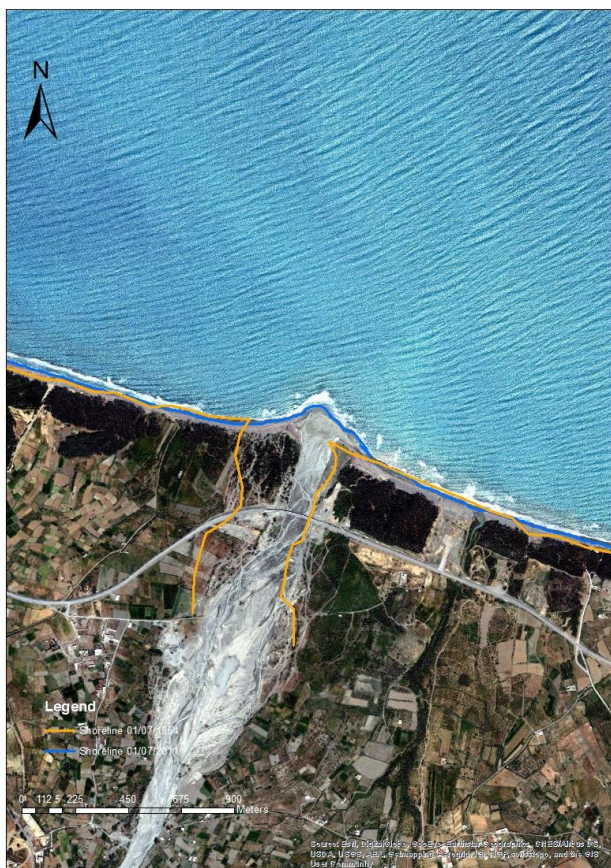


Figure IV. 65 : Cinématique du delta de l'oued Rhis aux différentes périodes d'étude.

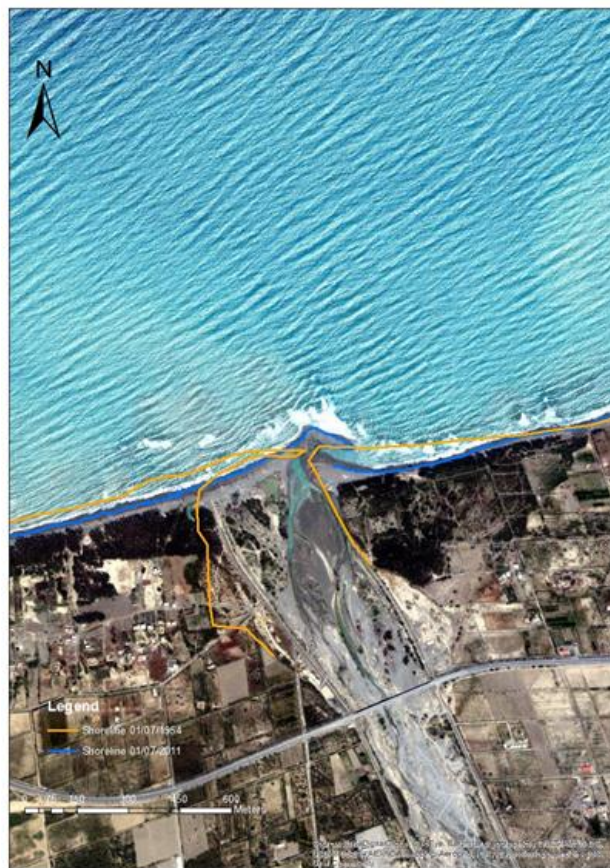


Figure IV. 66 : Cinématique du delta de l'oued Nekor aux différentes périodes d'étude.

4.8.5.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le potentiel de **TSLr** montre globalement une seule direction : d'Est vers l'Ouest.

Entre le bord Ouest de la cellule et le transect T60, en passant par l'exutoire de l'oued Rhis, le potentiel est aussi unidirectionnel, également orienté de l'Est vers l'Ouest, avec une intensité moyenne assez représentative de celle de l'ensemble de la cellule (environ $129.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$). L'embouchure de l'oued Rhis n'induit qu'un faible impact au niveau du transport (T40 à T45), malgré une prééminence deltaïque assez marquée.

Entre le centre de la baie, T60, et le transect T105, la faible intensité du potentiel de **TSLr** dévoile des composantes bidirectionnelles, divergentes de part et d'autre de l'embouchure de l'oued Nekor, puis convergentes au niveau du transect T90. L'intensité de la dérive littorale, qui décroît de la bordure Ouest de la cellule jusqu'au transect T65, reste quasiment stable, puis augmente ensuite à partir du transect T105. Nous constatons également que l'embouchure de l'oued Nekor semble induire très localement (T85) une légère baisse du potentiel de **TSLr**. La capacité de transport moyenne sur toute la baie est estimée à $150.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

L'estimation du potentiel de **TSLr** aux abords de l'embouchure de l'oued Nekor montre une intensité beaucoup plus faible que celle qui est constatée vers l'embouchure

de l'oued Rhis (en moyenne $59.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$), à cause des composantes de sens opposées qui font que le potentiel diminue lorsqu'on s'approche du fond de la baie (transects T65 à T85).

4.8.5.3 Interprétation

L'analyse seule de l'évolution du trait de côte ne permet pas vraiment d'estimer le sens global de la dérive littorale, bien que les extrémités de la cellule puissent suggérer une orientation d'Est en Ouest. Par contre la morphologie des embouchures indiquerait des dérives de directions contraires, dirigées vers les bordures de la baie, ce qui est en partie confirmé par l'étude des gradients secondaires. Curieusement, le rivage de la baie connaît une accrétion généralisée, à l'exception des zones proches des embouchures dont la morphologie en avancée dévoile des apports sédimentaires non négligeables. Cette évolution est peut-être le signe de la diffusion des sédiments des oueds à la baie. De fait les plages adjacentes aux oueds semblent en érosion alors qu'elles ne sont que des zones de relais.

La simulation du potentiel de **TSLr** suggère par contre que l'accumulation de sédiments, des transects T88 à T124, résulte du sens et de la baisse d'intensité de celui-ci. Le recul global au niveau de l'embouchure de l'oued Nekor serait dû lui aussi au sens de la dérive littorale, tout comme l'accumulation dans la partie Ouest de la cellule (T2 à T29) résulte également du sens de cette dérive.

La progradation plus modeste du delta de l'oued Nekor par rapport à celle du delta de l'oued Rhis est imputable d'une part au fait que le **TSS** brut de l'oued Nekor est plus faible que celui de l'oued Rhis, et d'autre part, au barrage Abdelkarim El Khattabi sur le bassin versant de l'oued Nekor, mis en service en 1981, qui retient une partie des sédiments alors que le barrage Ifassyenne n'a finalement pas été construit sur l'oued Rhis.

Globalement, l'avancée modérée du trait de côte associée à une dérive littorale globale ayant une intensité moyenne et à des apports sédimentaires non négligeables mais limités nous font penser que les apports de l'oued compensent encore l'érosion causée par la dérive littorale. La cellule semble être étanche vis-à-vis de ses voisines amont et aval dérive. Les barrages jouent probablement un effet mineur dans cette évolution, contrairement au rôle majeur tenu par la morphologie de ce littoral qui est fortement indentée.

4.8.6 Littoral de l'oued Kert (Maroc)

4.8.6.1 Evolution du trait de côte

Cette zone du littoral est elle aussi en légère progradation, mais cette fois-ci, quasiment aucune partie de la cellule n'est en recul. L'avancée moyenne est de 23 m en 56 ans, soit $0,41 \text{ m.an}^{-1}$, une avancée maximale à $3,17 \text{ m.an}^{-1}$, immédiatement à l'Ouest de l'embouchure, transect T15. Une des seules zones en érosion se situe entre les transects T20 à T24, avec un recul maxi de $0,25 \text{ m.an}^{-1}$.

L'embouchure, située à l'extrémité Sud-Ouest de la cellule, ne semble pas véritablement se déplacer latéralement au cours du temps ; par contre sa largeur serait plus faible mais ce comportement peut aussi être relié à la variabilité saisonnière. L'avancée du rivage est plus importante à l'Ouest de l'embouchure, contre la bordure rocheuse qui marque la fin de la cellule.

L'embouchure de cet oued est de forme légèrement deltaïque.

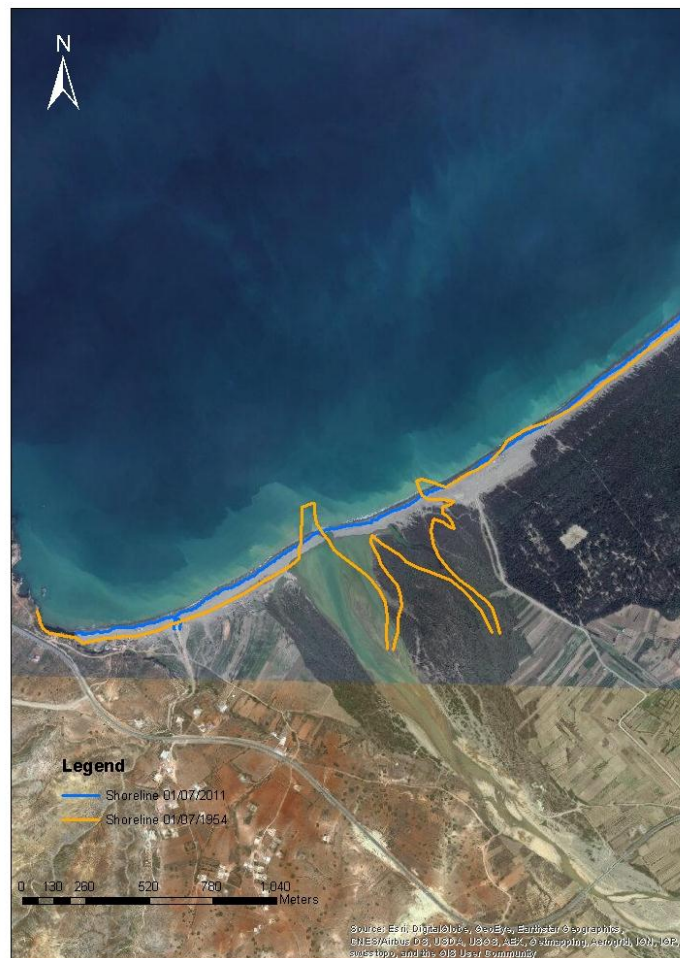


Figure IV. 68 : Cinématique du delta de l’oued Kert aux différentes périodes d’étude.

4.8.6.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le potentiel de **TSLr** montre une intensité moyenne de $140.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (max : $271.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, min : $50.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) dirigée vers l’Ouest associée à une décroissance régulière d’Est en Ouest. Au niveau de l’embouchure, le potentiel de **TSLr** respecte la tendance générale sans perturbations spécifiques due à l’oued ; l’intensité moyenne s’élève à $55.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (max : $148.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, min : $146 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$).

4.8.6.3 Interprétation

L'évolution du trait de côte suggère une dérive littorale orientée d'Est en Ouest en relation avec une faible accumulation de sédiments dans la partie Ouest causée par un petit pointement rocheux qui n'arrive pas à la ligne bathymétrique des -10 m (après examen de la bathymétrie sur la carte topographique). Comme pratiquement aucune zone n'est en érosion et que la partie Ouest de l'embouchure montre une avancée limitée, on peut penser que cette cellule sédimentaire est alimentée par sa voisine située immédiatement à l'Est. Cela pourrait expliquer la légère accumulation présente entre les transects T25 et T39, accumulation supérieure au reste de cette partie Est de l'embouchure. Quant à l'avancée principale, qui se trouve entre les transects T13 et T15, à l'Ouest de l'embouchure, son origine est très certainement liée aux apports sédimentaires de l'oued Kert, qui sont transportés vers l'Ouest par la dérive littorale, ainsi qu'au comblement de l'ancienne embouchure.

L'absence de barrage sur le bassin versant de l'oued Kert se traduit ici encore par une embouchure de forme deltaïque qui est encore en progradation.

L'avancée globale modérée du littoral, bien que les apports sédimentaires dus à l'oued Kert soient faibles, ainsi que le fait que la dérive littorale soit elle aussi de valeur moyenne et décroissante et que les accumulations sédimentaires aval dérive soient également peu élevées, poussent à penser que les apports de l'oued compensent partiellement l'érosion causée par la dérive littorale côté Ouest. Cette cellule doit cependant être perméable avec la cellule amont dérive car aucune érosion n'est constatée, ainsi qu'avec la cellule aval dérive car l'accumulation sédimentaire reste faible malgré les apports de l'oued Kert. La morphologie locale qui montre une très faible indentation du littoral (parmi les plus faibles de tous les sites), doit avoir un rôle dans cette perméabilité sédimentaire.

4.8.7 Littoral de l'oued Moulouya (Maroc)

4.8.7.1 Evolution du trait de côte

Si dans l'ensemble, cette partie de côte a avancé sur la mer d'environ 46 m depuis 56 ans, soit une moyenne de $0,83 \text{ m.an}^{-1}$, la position du rivage présente d'importantes disparités entre les parties Ouest et Est de l'embouchure actuelle. Sur l'ensemble de la cellule, l'évolution maximale se produit dans la partie Est, transect T127, avec plus de 6 m.an^{-1} de progradation. De même, le recul maximal est aussi enregistré de ce côté de l'embouchure, transect T96, avec environ $-8,4 \text{ m.an}^{-1}$. Cependant si l'on pouvait prendre en compte les modifications effectuées sur la position du rivage pour la construction du port du Cap de l'Eau en 1981 (digues, remblaiement, etc...), la valeur moyenne de la variation naturelle du trait de côte serait probablement plus faible.

Depuis la position de l'ancienne embouchure et en direction de l'Ouest, les variations du rivage indiquent une zone en érosion décroissante succédant à une avancée croissante du rivage jusqu'à la bordure occidentale ($\sim +4,5 \text{ m.an}^{-1}$). L'abord immédiat de l'embouchure semble sensiblement stable mais elle s'inscrit dans une zone en érosion et montre une morphologie deltaïque. Cette organisation dévoile des apports continentaux non négligeables mais insuffisants à combler toute l'érosion marine. *Salmon et al., (2010)* qui détaillent l'évolution de cette zone précisent que la nouvelle embouchure a d'abord progradé entre 1963 (date de l'ouverture de cette nouvelle embouchure à la suite d'une crue exceptionnelle) et les années 1970, pour reculer depuis en relation directe avec le barrage de Mohamed V qui retient une quantité importante de sédiments.

La partie Est de l'embouchure montre le plus grand recul au transect T96, qui correspond à l'emplacement de l'ancien exutoire. Celui-ci a donc migré vers l'Ouest de $\sim 1500 \text{ m}$ durant la période d'observation. A partir du transect T104, l'avancée littorale est rapide et elle culmine au transect T127, avant de décroître à nouveau dans l'extrême Est de la cellule. Le port du Cap de l'Eau est donc bordé par deux zones d'accumulation sur ses flancs.

L'ancienne embouchure de l'oued Moulouya était de forme deltaïque prononcée en 1956 alors que la nouvelle ne l'est plus qu'assez faiblement, sur son côté Est.

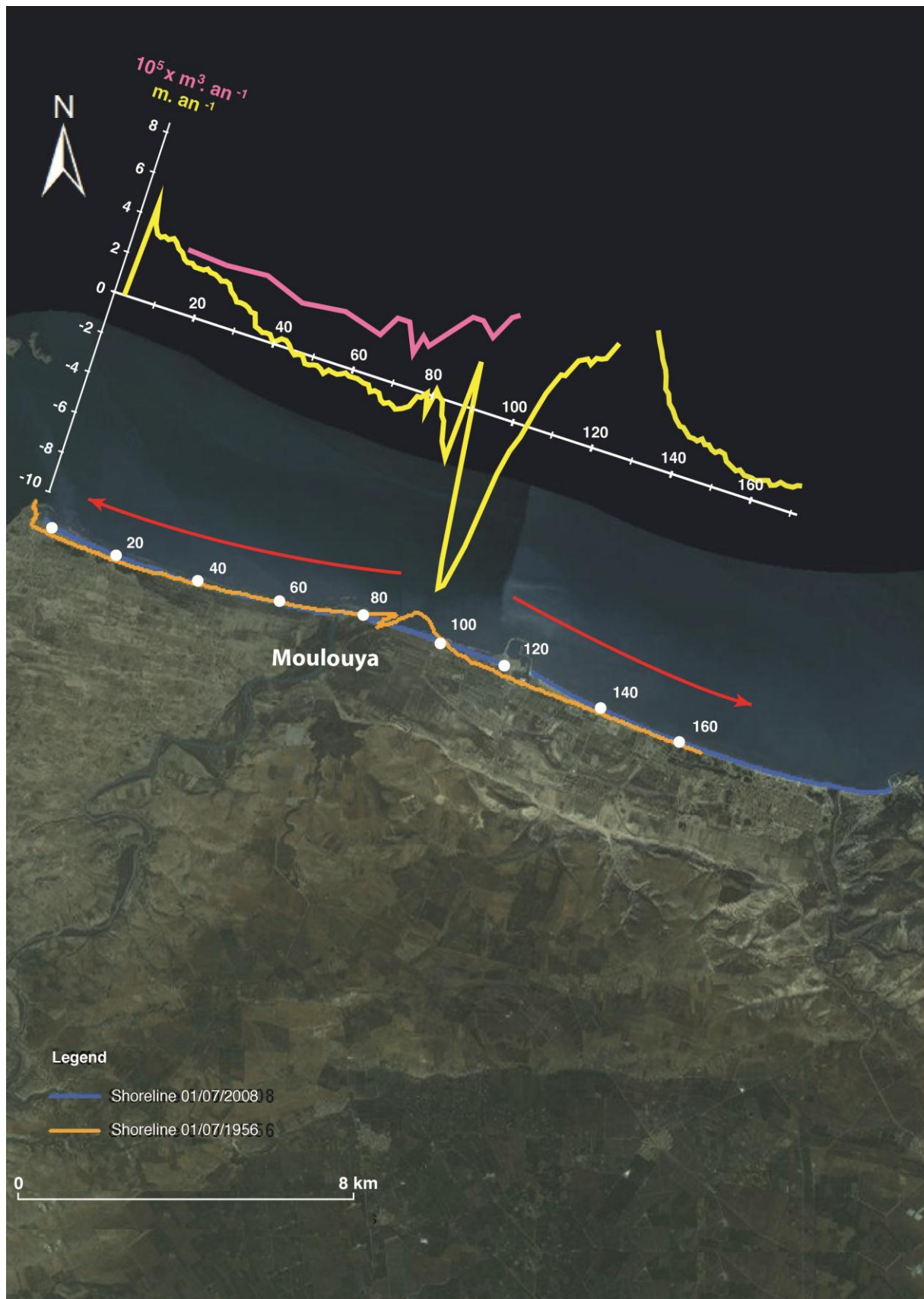


Figure IV. 69 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Moulouya.

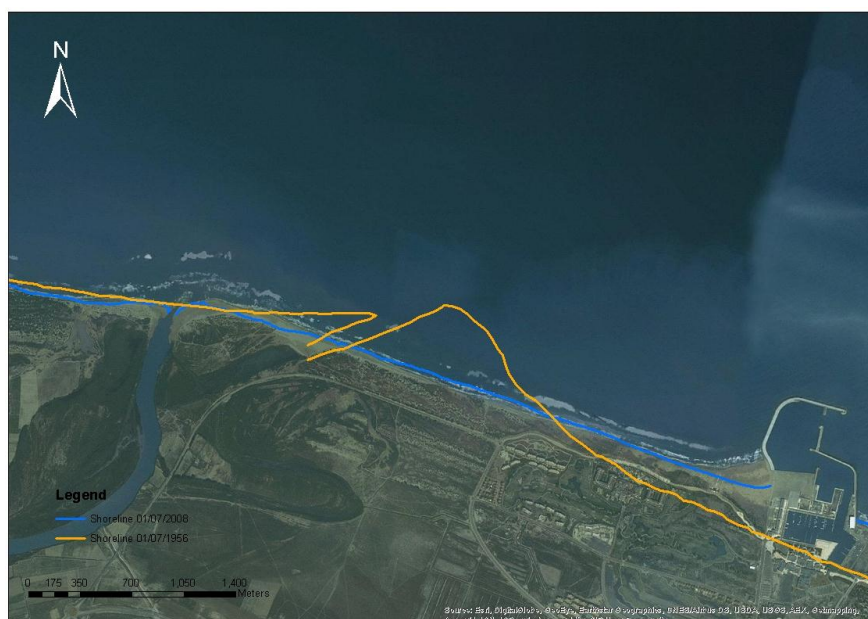


Figure IV. 70 : Cinématique du delta de l'oued Moulouya aux différentes périodes d'étude.

4.8.7.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Sur la cellule, des transects T1 à T95, seule partie pour laquelle nous avons une simulation de **TSLr**, nous obtenons une seule direction du potentiel : Est vers l'Ouest avec une intensité moyenne de $275.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (max : $494.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, min : $58.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$). Au niveau de l'embouchure de la Moulouya, l'intensité du potentiel de **TSLr** est comprise dans l'ordre de grandeur moyenne de la baie ($330.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$; max : $474.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, min : $164.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) mais celle-ci marque une limite quant à l'intensité du transport longitudinal. En effet, nous constatons que malgré une légère augmentation de celle-ci en allant vers l'Ouest, elle n'est plus aussi importante que dans sa partie Est (T95).

4.8.7.3 Interprétation

A la lecture de l'évolution du trait de côte et de la morphologie dissymétrique de l'ancienne embouchure de la Moulouya, le sens global de la dérive littorale indiquerait une dérive divergente orientée vers les extrémités de la zone depuis l'embouchure. La diffusion des sédiments issus de l'embouchure de la Moulouya, aussi décrite par plusieurs auteurs, dont *Bouabdallah et Larue (2009)* et *Salmon et al., (2010)*, s'étend en rive droite et gauche avec cependant une préférence vers Sadia (à l'Est). On assiste ici à une régularisation du rivage. Par contre, les simulations partielles du potentiel de **TSLr** indiquent une direction unique vers l'Ouest. Ce résultat serait en désaccord avec le sens de la dérive littorale proposée par *Bouabdallah et Larue (2009)* car les accumulations de part et d'autre du port : (1) font suite à l'avancée du rivage dans ce secteur avant la

construction de cet équipement (par le démantèlement de l'embouchure de la Moulouya), (2) sont aussi liées à des contre dérives locales causées par la diffraction de la houle par les digues et (3) peuvent s'expliquer par les remblais artificiels lors de la construction du port. Le potentiel de **TSLr** étant surtout dépendant des données de houles et l'orientation du rivage dont l'évolution depuis 1956 dévoile une régularisation, il est possible qu'aujourd'hui, la direction dominante de la dérive littorale ait changé et/ou que la composante bidirectionnelle soit plus marquée, car au moins jusqu'en 2008 la dérive littorale depuis l'embouchure vers l'Est était suffisante pour ensabler le port, ce qui a obligé les autorités locales à construire, en 2009, une digue de protection et d'inversion de l'entrée portuaire (*Salmon et al., 2010*). La diminution rapide et forte du potentiel de **TSLr** en rive droite et gauche de l'embouchure révèle une régularisation du rivage encore effective aujourd'hui.

La disparition du delta observée à la place de l'ancienne embouchure (transect T92 à T101) est certainement due à la régularisation du trait de côte par la houle et à la faiblesse des apports sédimentaires de la Moulouya causée par la rétention sédimentaire élevée du barrage de Mohamed V depuis 1967 (*Salmon et al., 2010*). A cela s'ajoute aussi la perturbation du transit sédimentaire réalisé par le port du Cap de l'Eau en 1981. La part des apports terrigènes liés à la construction du port est, elle, inconnue.

L'évolution du trait de côte, qui elle, s'accorde bien aux résultats publiés par *Salmon et al., (2010)*, incite à penser que la cellule sédimentaire ne semble pas être étanche du côté amont dérive, ce qui provoquerait une arrivée de sédiments par le côté Est. Mais les travaux de construction du port en 1981 doivent nous inciter à la plus grande prudence, principalement pour interpréter le fait que ce littoral est en progradation moyenne de 0,83 m par an.

Si l'on s'en tient aux faits constatés ici, l'avancée générale du trait de côte et l'importante érosion du delta observée, malgré une forte dérive littorale combinée à des apports sédimentaires d'origine anthropique élevés et à une très forte rétention sédimentaire occasionnée par les barrages, poussent à penser que les apports de l'oued ne doivent plus compenser l'érosion causée par la dérive littorale. La cellule ne doit pas être étanche du côté amont dérive. Le barrage Mohamed V, le port, ainsi que le changement de position de l'embouchure sont certainement les causes majeures de la disparition du delta.

4.8.8 Littoral de l'oued Cheliff (Algérie)

4.8.8.1 Evolution du trait de côte

Ce secteur montre globalement une très faible avancée moyenne de 1,78 m en 109 ans ($0,016 \text{ m.an}^{-1}$) ce qui équivaut à un bilan quasi stable.

Dans le détail cependant, on distingue des zones en érosion modérée qui se situent au Nord-Est de l'exutoire du Cheliff, transects T60 à T112, (entre $-0,03 \text{ m}$ et -1 m.an^{-1}), alors

que les abords de l'embouchure présentent une érosion élevée pouvant aller jusqu'à $-2,5 \text{ m.an}^{-1}$ en moyenne (trsect T52). La partie Sud-Ouest de l'embouchure, transects T1 à T40, montre une forte accrétion, avec 1 à 2 m de progradation littorale par an en moyenne.

De 1902 à 2004, l'embouchure deltaïque a migré graduellement vers l'Est d'environ 300 m, mais elle s'est déplacée à nouveau plus à l'Ouest en 2011. On peut également observer que son tracé était le plus sinueux en 2004, lors de son excursion maximale vers l'Est. C'est en 1959 que le delta a connu sa plus grande progradation et en 2011, son plus grand retrait avec -438 m , soit une moyenne de $-8,4 \text{ m.an}^{-1}$.

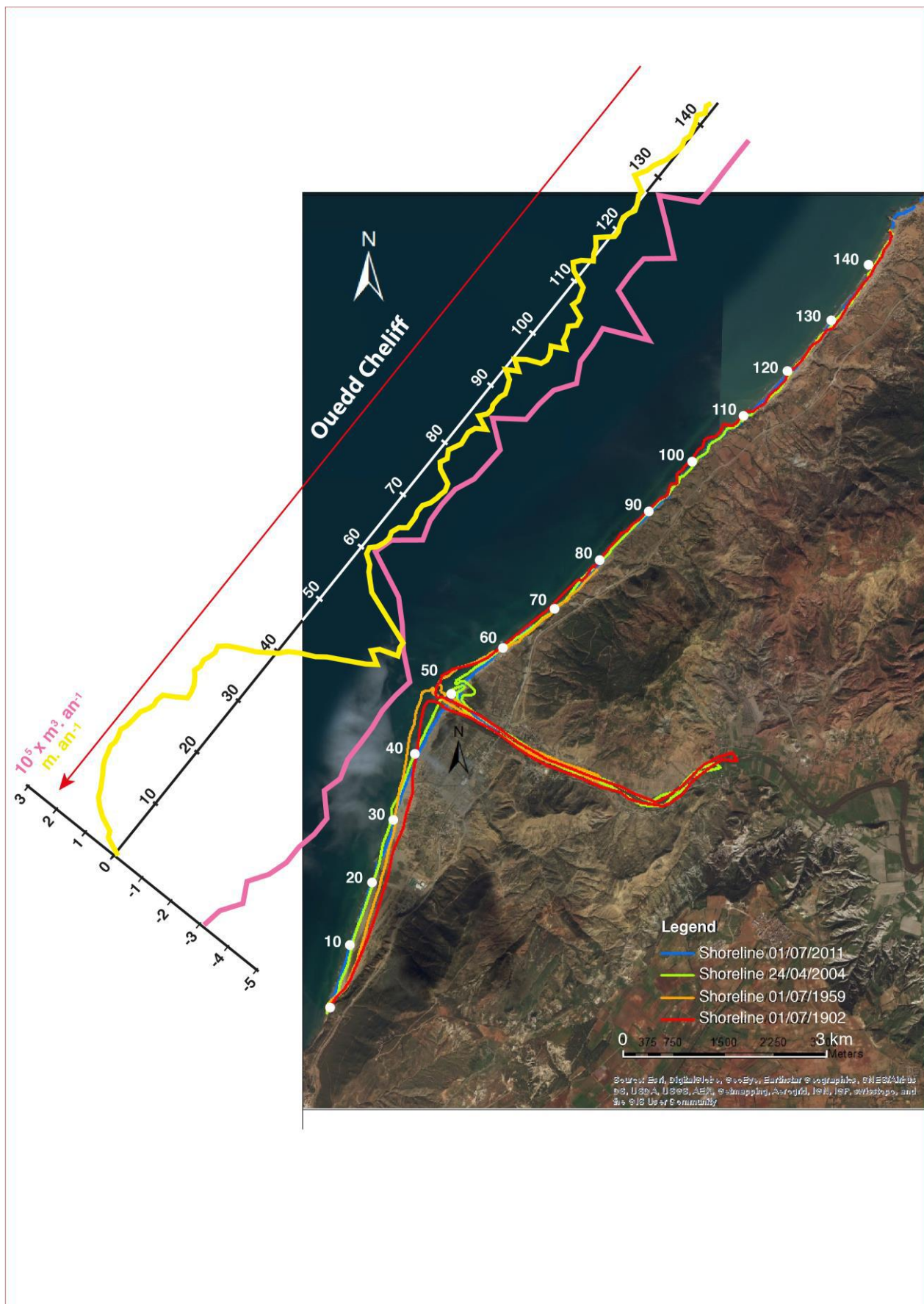


Figure IV. 71 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie del'oued Cheliff.

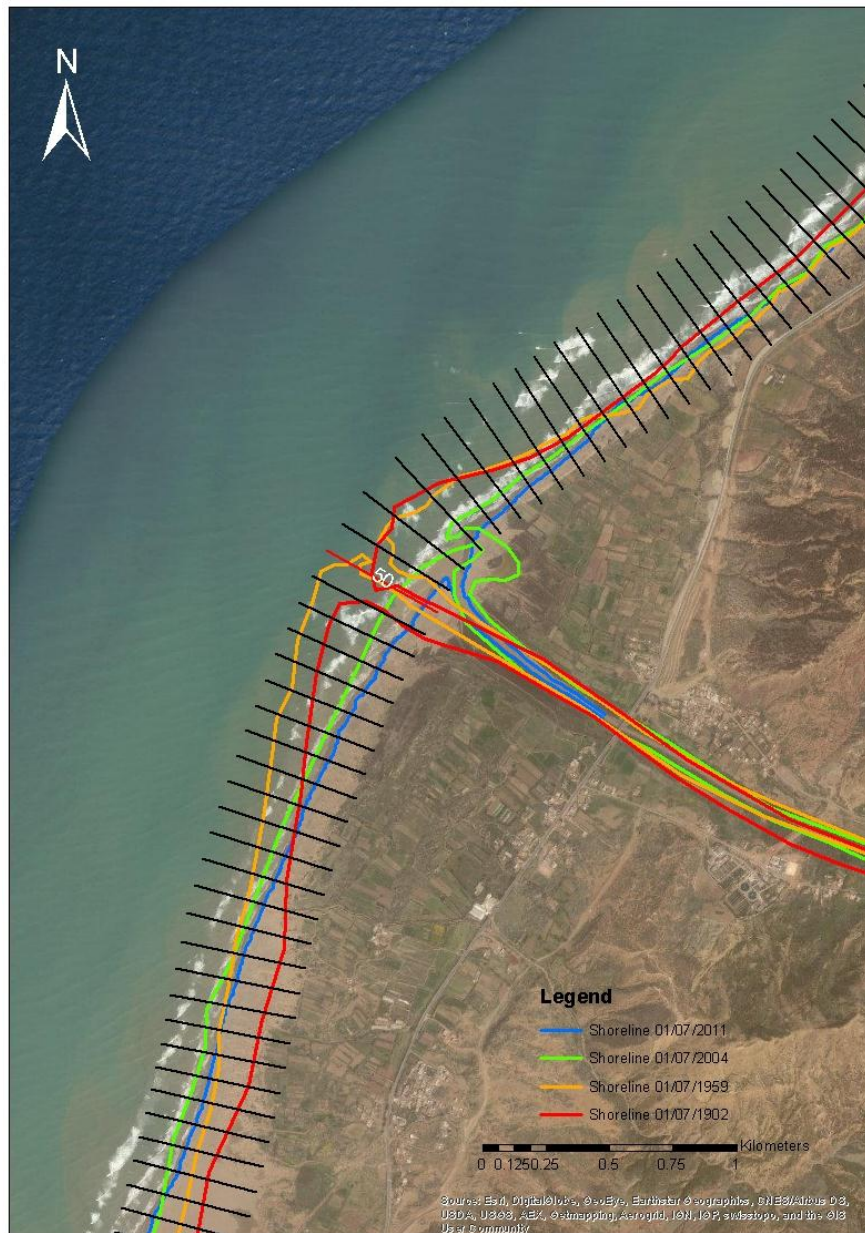


Figure IV. 72 : Cinématique du delta de l'oued Cheliff aux différentes périodes d'étude.

4.8.8.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le potentiel de **TSLr** se dirige vers le Sud et indique, en valeur absolue, des valeurs plus faibles au Nord-Est de l'embouchure (environ $125.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) qu'au Sud-Ouest (jusqu'à $350.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) de celle-ci, ce qui suggère qu'il augmente en capacité de transport après l'embouchure. Cette augmentation, attribuable au changement d'orientation de la côte, va donc potentiellement provoquer une plus grande érosion littorale au Sud-Ouest et un déplacement dans le même sens des sédiments érodés.

4.8.8.3 Interprétation

La répartition des secteurs en érosion ou accrétion s'explique ici par l'organisation de la dérive littorale. Les sédiments apportés par l'oued, ainsi que ceux qui sont érodés puis transportés par le courant le long des transects T60 à T140, vont transiter au-delà de l'embouchure, où la configuration de la côte favorise une augmentation du transport, des transects T1 à T60, par rapport à la direction des houles venant du large. Cette dernière zone (T1 à T60) devrait donc théoriquement être en forte érosion alors qu'elle est en réalité en accrétion dans la partie T1 à T40, dès que le delta, qui semble amortir la capacité de transport sur son flanc Est, est franchi. Cela est dû au petit cap situé en fin de cellule côté Sud-Ouest, qui bloque et retient une partie, voire la totalité de ces sédiments. On observe donc bien une modification importante de la dérive de part et d'autre de l'embouchure en relation avec les variations du trait de côte.

L'érosion conséquente observée de part et d'autre de l'embouchure (transects T40 à T60) peut avoir deux causes distinctes : d'une part, la configuration deltaïque de cette portion littorale qui accentue localement l'énergie des vagues par convergence des orthogonales de houles, d'autre part, l'action des barrages induisant une diminution importante de la fourniture sédimentaire à l'embouchure, ce qui est certainement aussi une cause supplémentaire, voire majeure, de ce retrait.

L'analyse de la mobilité du rivage aux différentes dates indique que la partie Nord de l'embouchure a connu sa plus grande extension en 1902 alors que le delta lui-même a progradé jusqu'à la fin des années 1950. Seule la partie Sud de ce secteur est en avancée jusqu'au début des années 2010. Si l'érosion de la zone Nord peut être imputée à l'action de la dérive littorale, le recul très élevé du delta entre 1959 et 2011 ($8,4 \text{ m.an}^{-1}$) est, quant à lui, attribué à la rétention sédimentaire effectuée par les 4 barrages construits entre 1930 et 1936 sur le bassin versant du Chellif. Le délai entre la date de mise en service d'un barrage et le moment où ses effets sont perceptibles sur les plages est bien mis en évidence ici (~ 30 années). Ces décalages seraient causés par un transport en relais le long de l'oued avec un déplacement sédimentaire au gré des crues, et un stockage temporaire dans le delta. Comme pour le littoral de la Moulouya, l'avancée générale très faible du trait de côte et l'importante érosion du delta observée, malgré une forte dérive littorale combinée à des apports sédimentaires élevés et à une importante rétention sédimentaire réalisée par les barrages, incitent à penser que les apports de l'oued ne doivent compenser que partiellement l'érosion causée par la dérive littorale. L'érosion de la partie littorale située au Nord du delta et accumulation sédimentaire observée dans la partie Sud montre que la cellule semble être étanche en amont et aval dérive. Les barrages et l'orientation de la côte par rapport à l'arrivée des houles sont certainement les deux causes majeures de l'importante et rapide dégradation de ce delta.

4.8.9 Littoral de l'oued Isser (Algérie)

4.8.9.1 Evolution du trait de côte

Le trait de côte montre une progradation générale au rythme moyen de 51 m sur 109 ans soit $0,47 \text{ m.an}^{-1}$. Cette évolution est largement influencée par la construction d'une usine côtière (entre T126 et T145) pour laquelle les apports d'origine humaine sont évalués à environ 210.000 m^2 , mais le bilan global, malgré ces apports externes, montre tout de même une avancée moyenne du rivage. Si l'on ne tient pas compte de cet apport exogène, le rivage, entre l'usine et l'extrémité Est, subit une érosion moyenne de $\sim 0,6 \text{ m}$ par an (recul maximal de $0,9 \text{ m}$ par an en T160), alors que la partie située entre l'usine et l'embouchure (T105 à T125) montre plutôt une certaine stabilité (léger recul). La partie Ouest, de T11 à T102, connaît une avancée moyenne de $\sim 0,7 \text{ m.an}^{-1}$ tout en montrant une inflexion de cette dynamique à partir du transect T41. L'embouchure de l'Isser subit le plus grand recul entre 1959 et 2004, avec $\sim -4 \text{ m.an}^{-1}$.

La progradation maximale du delta ainsi que celle d'une grande partie de la plage a eu lieu entre 1902 et 1959, comme pour le delta de l'oued Cheliff. L'embouchure était alors sensiblement rectiligne. Depuis cette date, l'ensemble du trait de côte recule et la partie deltaïque a régressé de 220 m, soit une moyenne de 2 m.an^{-1} .

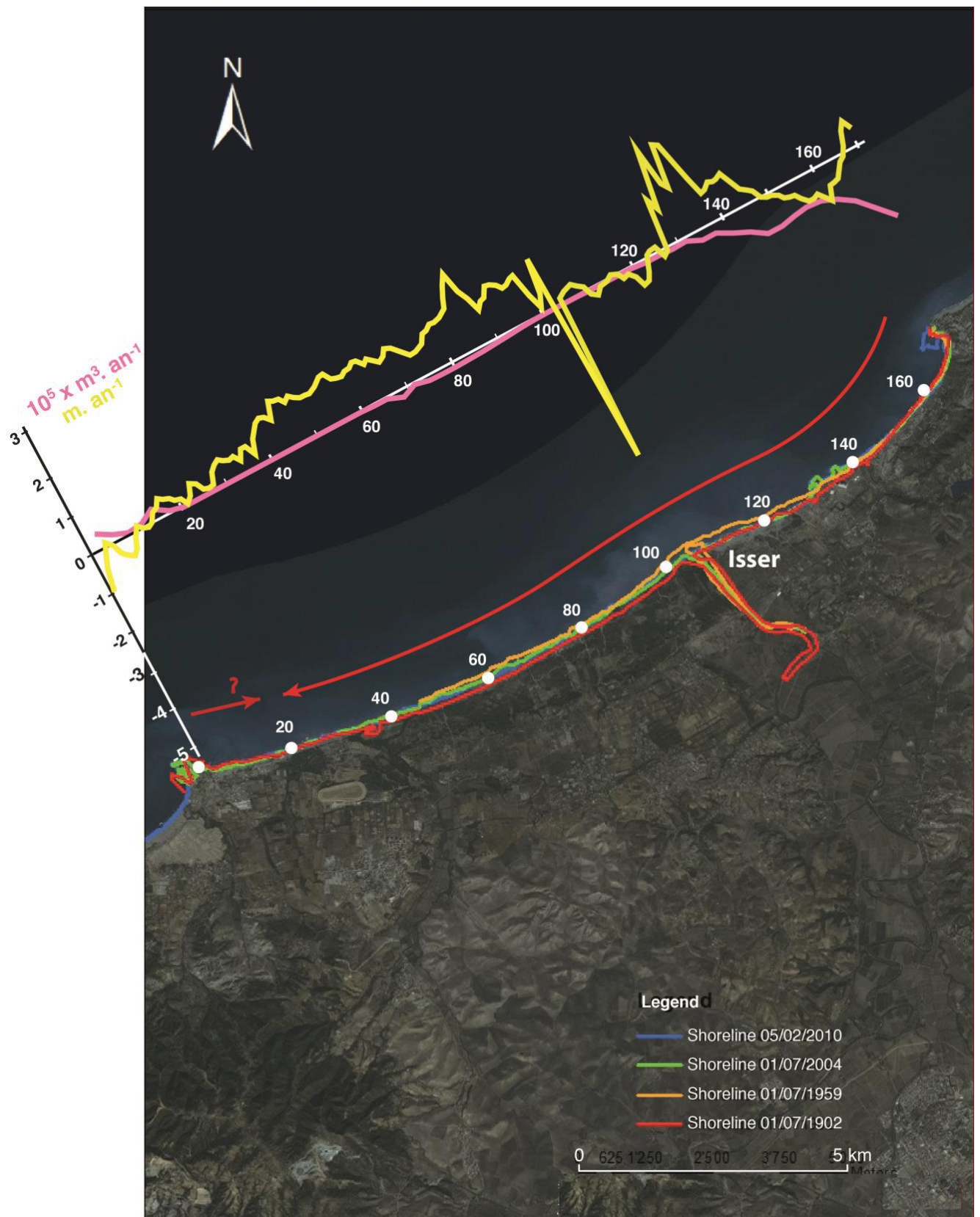


Figure IV. 73 : Evolution du trait de côte et du *TSLr* pour la baie de l'oued Isser.



Figure IV. 74 : Cinématique du delta de l'oued Isser aux différents périodes d'étude.

4.8.9.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Ce littoral connaît deux directions du potentiel de **TSLr** qui convergeraient sur la partie occidentale, entre T15 et T20. La majeure partie du littoral aurait donc une dérive dirigée vers l'Ouest mais dans le détail on observe une zone où le potentiel de **TSLr** très élevé décroît rapidement pour afficher ensuite des valeurs fortement réduites (souvent proches ou inférieures à $10.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) dans la partie centrale de la cellule. Ces faibles valeurs sont ici encore dues à une dérive bidirectionnelle, entre les T50 et T130. L'inversion du sens de la dérive littorale globale le long des transects T1 à T18 est

associée à une courte portion littorale en stabilité relative, probablement en relation avec l'orientation du rivage puisque ce paramètre intervient largement dans le calcul du potentiel de **TSLr**.

La valeur moyenne de cette dérive est faible sur l'ensemble de la cellule ($\sim 16.500 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$), excepté dans la partie Est où elle augmente régulièrement (T130 à T170) pour atteindre un maxi de $190.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. La présence de l'embouchure ne semble que peu influencer sur le potentiel du **TSLr**, seule une légère augmentation de celle-ci étant visible dans sa partie Ouest.

4.8.9.3 Interprétation

L'évolution générale du trait de côte suggère bien une dérive littorale orientée d'Est en Ouest, comme l'indique l'estimation du potentiel de **TSLr**. La progradation globale de ce littoral doit être nuancée par les perturbations anthropiques du trait de côte, notamment la construction d'une usine, et par le recul de l'embouchure deltaïque de l'Isser, entre 1959 et aujourd'hui. L'érosion généralisée de cette zone correspond très probablement à la mise en service du barrage de Beni Amrane en 1988.

L'évolution du trait de côte et le potentiel de **TSLr** laissent penser que cette cellule est en relation sédimentaire avec sa voisine située à l'Est, et également, mais à un moindre degré, avec celle située à l'Ouest, les sédiments transitant selon le sens global de la dérive observée dans ce secteur, d'Est en Ouest. De plus, la morphologie montre une côte rocheuse très peu proéminente qui ne constitue sans doute pas une limite imperméable.

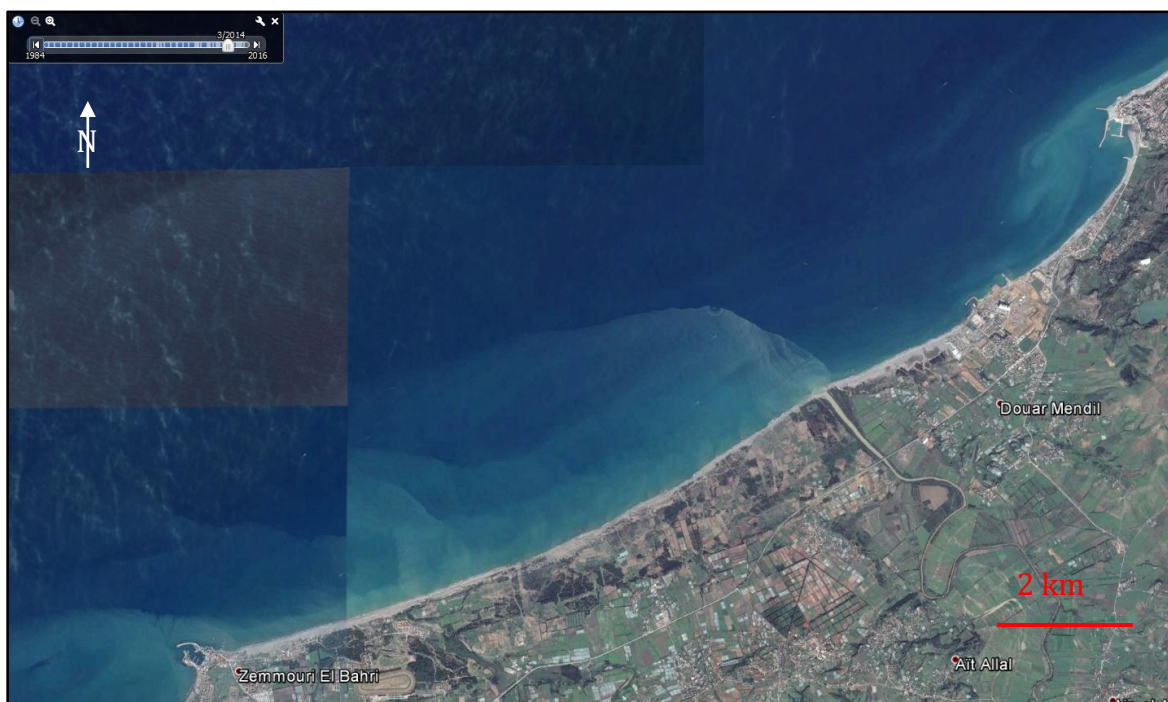


Figure IV. 75 : Mise en évidence de la perméabilité de la baie de l'oued Isser (d'après Google Earth, modifié).

L'avancée générale constatée du trait de côte et l'importante érosion du delta observée, la faible dérive littorale, combinée à des apports sédimentaires moyens et à une légère rétention sédimentaire réalisée par les barrages, montrent que les apports de l'oued doivent encore compenser l'érosion liée au gradient de dérive littorale. L'érosion de la partie située à l'Est du delta et l'accumulation sédimentaire, qui va en diminuant jusqu'à s'inverser, qui est observée dans la partie Ouest, indiqueraient que la cellule ne semble pas être étanche en amont et aval dérive.

4.8.10 Littoral de l'oued Sebaou (Algérie)

4.8.10.1 Evolution du trait de côte

Si le littoral de l'oued Sebaou connaît une stabilité générale de $0,019 \text{ m.an}^{-1}$, cette zone montre un large secteur en accrétion dans la partie Ouest de l'embouchure (T1 à T101), et un secteur en érosion dans sa partie Est, avec un recul maximal de $3,2 \text{ m.an}^{-1}$ (T126) à l'embouchure. Les vitesses d'avancée sont plus modérées que celles du recul (environ $+1 \text{ m.an}^{-1}$ contre environ $-3,5 \text{ m.an}^{-1}$). De 1902 à 2010, l'embouchure n'a pratiquement pas migré latéralement et l'ensemble du rivage a connu sa plus grande extension entre 1902 et 1959.

La flèche littorale de l'embouchure deltaïque qui s'étire d'Est en Ouest n'a cessé de se réduire tout au long de la période d'étude. Alors qu'elle pointait vers l'Ouest de 1902 à 2004, ce qui mettrait en évidence une dérive littorale dans cette direction, elle a changé de sens en 2010, concomitamment avec un tracé du rivage devenu convexe, alors qu'antérieurement, ce dernier montrait une forme deltaïque. Le recul de cette embouchure depuis 1959 correspond à une perte de 370 m, soit en moyenne $-7,2 \text{ m.an}^{-1}$ ce qui souligne la réduction significative des apports sédimentaires de l'oued.

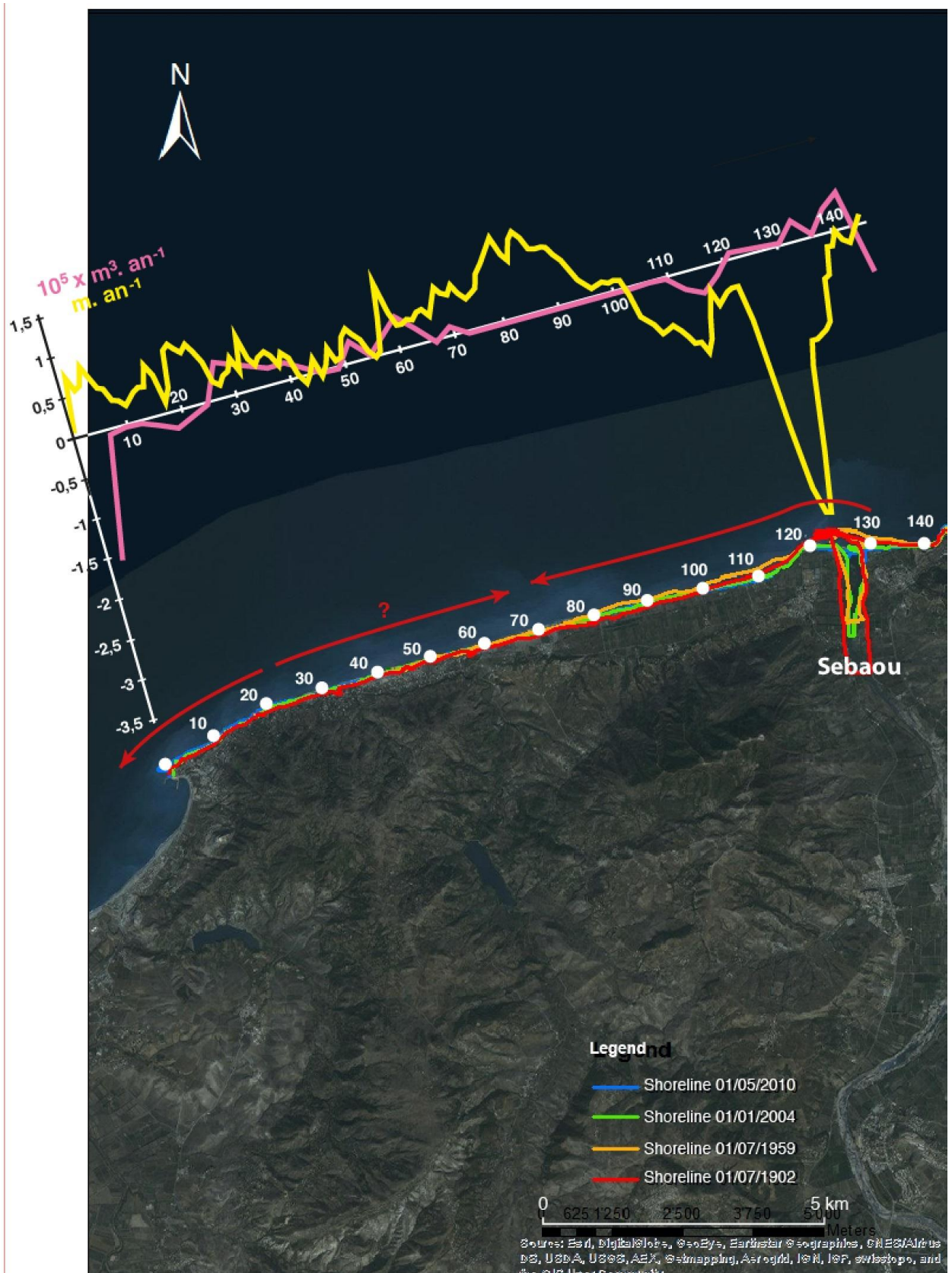


Figure IV. 76 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Sebaou.

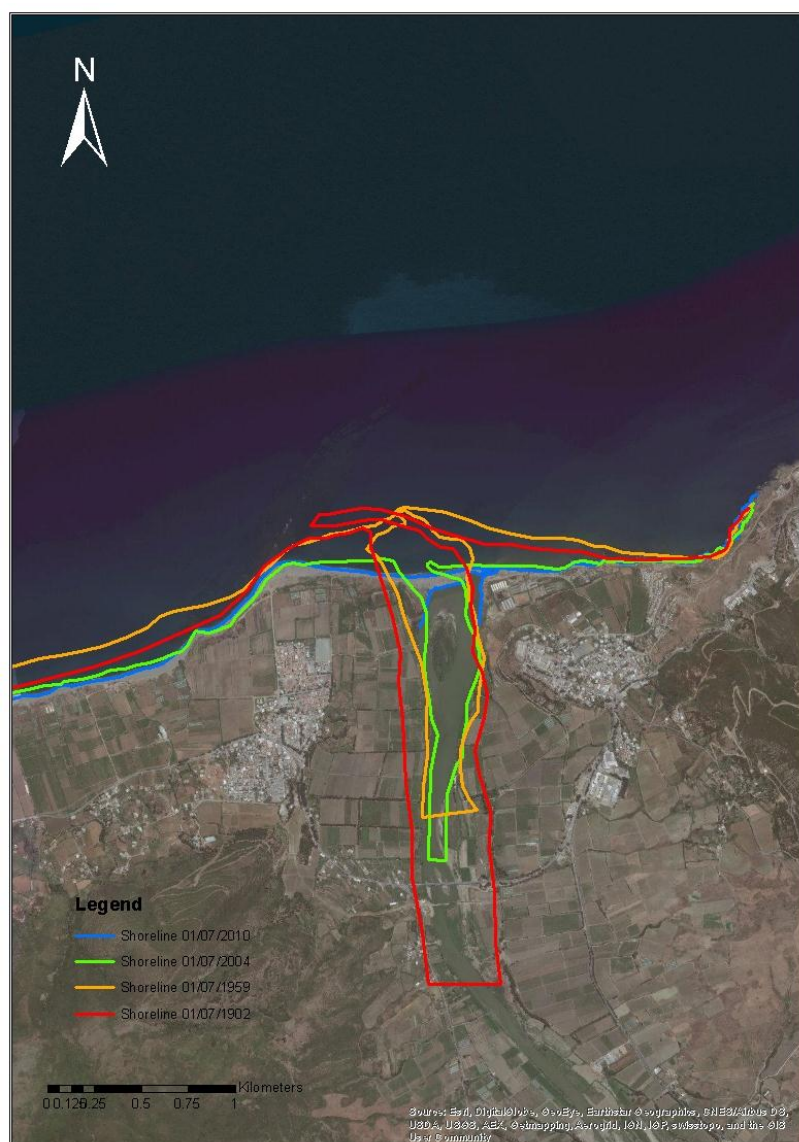


Figure IV. 77: Cinématique du delta de l'oued Sebaou aux différentes périodes d'étude.

4.8.10.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Dans ce secteur, le potentiel de **TSLr** change de sens à trois reprises, son intensité moyenne étant très faible ($\sim 1.200 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$). Dans la partie centrale de la cellule (T72 à T110), le faible transport est lié à une composante bidirectionnelle. Nous faisons abstraction du T48, pour lequel le sens et l'intensité sont certainement biaisés par la présence du cap rocheux fermant la baie à l'Est.

Pris d'Ouest en Est, la grande intensité de dérive observée au T1 est imputable à la forte inflexion de la côte à ce point-là, endroit qui marque le passage de cette cellule vers celle de l'oued Isser. La valeur obtenue ici, $\sim 150.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, est pleinement compatible avec celle qui est trouvée à l'extrême Est de la cellule de l'oued Isser. Cette première partie (T1 à T20) montre que la dérive est orientée d'Est en Ouest. Le deuxième secteur (T21 à T70) indique que la dérive a subi un changement de sens, passant d'Ouest en Est,

et son intensité moyenne est de l'ordre de $25.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Dans le troisième secteur (T75 à T130), le sens de la dérive s'inverse à nouveau, mais son intensité décroît jusqu'à devenir pratiquement nulle sur la majeure partie de ce tronçon où seul le transect T115 montre une valeur significative de transport. Enfin, dans la partie située à l'Est de l'embouchure, le sens de la dérive s'inverse encore et va en augmentant de T131 à T140.

Ces multiples changements de sens, tout en ayant des intensités de transport faibles à modérées, suggèrent que cette partie du littoral a une orientation ne permettant pas à la dérive d'avoir un sens bien établi, provoquant des oscillations autour des deux directions potentiellement possibles et ce, au gré des hétérogénéités de profil du rivage ou encore des variations de conditions de houle, ce qui est confirmé par la bi-directionnalité de dérive que nous avons pu simuler.

4.8.10.3 Interprétation

Contrairement aux autres deltas évoqués ci-dessus, celui de l'oued Sebaou n'a pas progradé de manière sensible entre 1902 et 1959. Par contre, le fait que ce delta régresse nettement depuis le début des années 1960 n'est pas ici imputable aux barrages. En effet, le barrage Taksebt, seul réservoir de rétention présent le long de cet oued, n'a été mis en service qu'en 2007 alors que l'érosion est déjà bien apparente sur le trait de côte de 2004.

Comme la dérive littorale est de faible intensité sur l'ensemble de la cellule, c'est, selon nous, du côté des extractions de sable qu'il faut regarder pour expliquer le recul massif de ce delta, prélèvements faits à grand échelle tout particulièrement le long de cet oued. La presse algérienne parle de façon récurrente de ces pillages organisés (« mafia ») de sable, comme en témoignent les articles de *Chaouche* en 2008 et de *Leslous* en 2009.

Bien que des apports sédimentaires dus à l'oued Sebaou soient faibles, la légère avancée globale du littoral, le recul très marqué du delta, ainsi que l'absence d'accumulation de sédiment en limite de secteur, plus l'augmentation de l'intensité de la dérive littorale au transect T1, sont certainement les signes d'une forte perméabilité aval entre cette cellule et celle de l'oued Isser. Par contre, cette cellule littorale serait étanche amont dérive (côté Est).

Actuellement, les apports de l'oued compensent partiellement l'érosion causée par la dérive littorale, cette cellule étant perméable avec la cellule aval dérive. Le barrage semble être moins en cause que les extractions de sédiments, la forme du littoral ou son exposition aux houles dominantes, pour expliquer cette évolution du trait de côte et du delta.

4.8.11 Littoral des oueds Soummam et Agrioun (Baie de Bejaia, Algérie)

4.8.11.1 Evolution du trait de côte

Les variations du rivage de la baie de Bejaia, globalement en recul de 0,44 m par an, soit une érosion moyenne de 48 m sur la période, montre un triple comportement. Tout d'abord, la zone Ouest (T1 à T40), qui correspond à la partie qui a été la plus aménagée où débouche le Soummam, est celle où le littoral s'érode le plus, avec une valeur maximale de 680 m, soit - 6,2 m.an⁻¹ au transect T8. Aujourd'hui cette zone est équipée d'ouvrages en enrochements (épis, brises lames) mais les problèmes de recul du rivage perdurent. La morphologie de l'embouchure du Soummam témoigne sans ambiguïté d'une dérive littorale dominante dirigée vers la partie centrale de la baie.

Ensuite, la partie centrale et Est du littoral de la baie (T40 à T120) correspond à une zone en avancée relative, voire stable puisque qu'il semble raisonnable d'estimer une avancée de 50 m sur la période, soit une moyenne de 0.46 m.an⁻¹. Enfin, le secteur Est, situé autour de l'embouchure de l'oued Agrioun, montre de part et d'autre de celle-ci deux avancées sédimentaires de 0,9 m.an⁻¹ et de 1,6 m.an⁻¹.

Entre 1902 et 2004, l'embouchure de l'Agrioun a avancé de 36 m, soit 0,35 m.an⁻¹.

Entre 1902 et 2010, elle a reculé d'environ 23 m, soit -0,21 m.an⁻¹ en moyenne.

Sur la période 1902-2010, ce secteur de la plage a progressé.

Récemment, entre 2004 et 2010, la partie Est de l'embouchure de l'oued Agrioun a reculé de 83 m, soit -13 m.an⁻¹ en moyenne, alors que la partie Ouest est restée plutôt stable.

Cette évolution ainsi que la morphologie de l'embouchure témoigneraient d'un transport longitudinal dirigé vers l'Ouest.

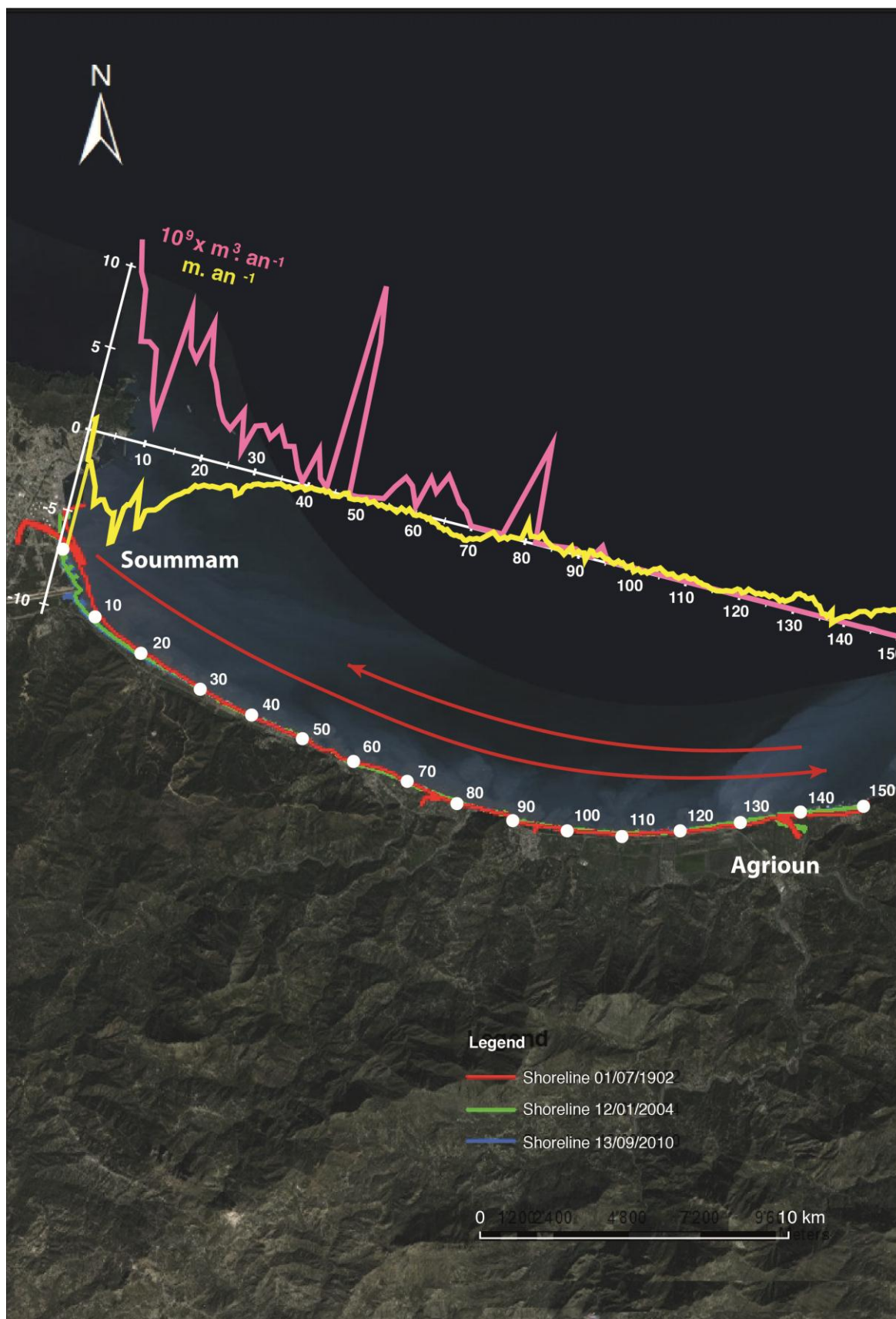


Figure IV. 78: Evolution du trait de côte et du **TSLr** pour la baie des oueds Soummam et Agrioun.



Figure IV. 79 : Cinématique du delta de l’oued Soummam aux différentes périodes d’étude.

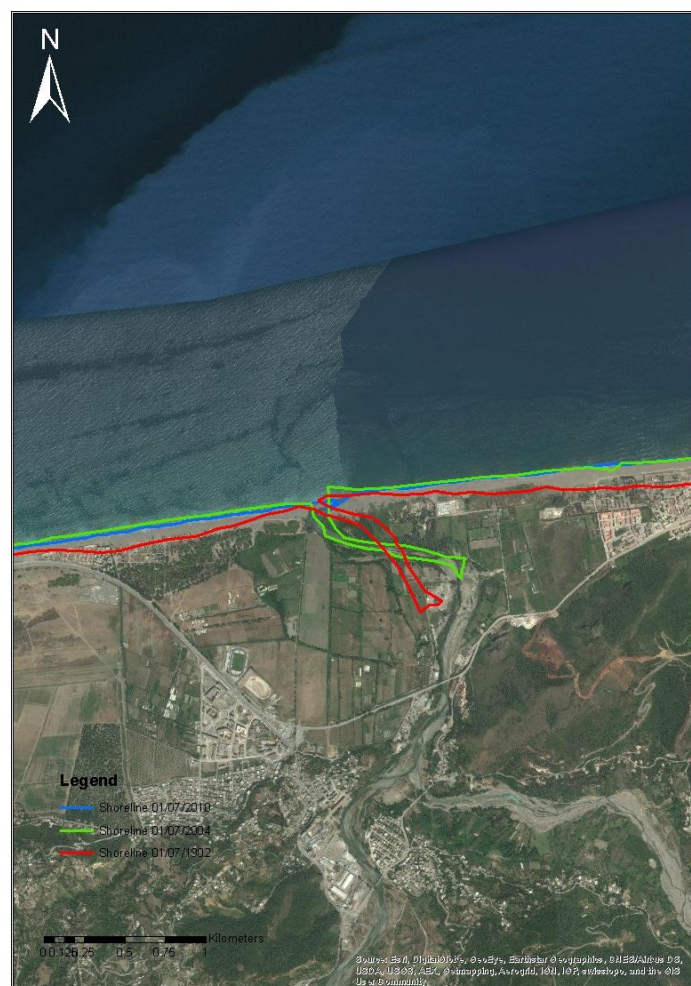


Figure IV. 80 : Cinématique de l'embouchure de l'oued Agrioun aux différentes périodes d'étude.

4.8.11.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le potentiel de **TSLr** se dirige vers la partie centrale de la baie depuis sa bordure Ouest, puis devient quasi nul, suggérant une fois encore pour sa moitié Est (T80 à T140), une dérive littorale à composante bidirectionnelle en lien avec la direction principale des houles et l'orientation du rivage. La capacité de transport, très élevée à l'extrême Ouest de la cellule, T1 à T5 et T45 à T50, (avec des valeurs trop élevées en raison des limites méthodologiques, valeurs qui ne seront donc pas retenues pour cette partie Ouest) va en s'amenuisant jusqu'à s'annuler presque totalement à partir du transect T80. L'embouchure de l'oued Soummam se situe dans la partie où cette intensité serait la plus élevée, alors qu'à l'opposé, celle de l'oued Agrioun n'est le siège que d'une petite dérive littorale, certainement pour les mêmes raisons que celles évoquées ci-dessus pour l'oued Sebaou. La valeur moyenne de la dérive pour la partie où débouche l'oued Agrioun est de $116,500 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, et de fait, le transport sédimentaire n'est, en moyenne, pas aussi important que prévu, compte tenu de la surestimation, par la méthodologie

employée, du potentiel de **TSLr** à l'Ouest de la baie ; visuellement cette valeur n'apparaît pas.

4.8.11.3 Interprétation

L'embouchure de l'oued Soummam est aujourd'hui bien trop anthropisée pour que sa morphologie et ses variations du rivage puissent être interprétées en termes de direction des transits longitudinaux, mais la morphologie de 1902 indique sans ambiguïté une dérive orientée depuis la bordure Ouest vers le fond de la baie, en accord avec le calcul du potentiel de **TSLr**. Celui-ci, par contre, montre un gradient décroissant ce qui est contraire à l'évolution du rivage (puisque cette décroissance est théoriquement interprétée comme une avancée du rivage). Notre modélisation simpliste ne prend pas en compte la réfraction induite à la fois par le pointement rocheux mais aussi et surtout, par les différentes digues portuaires. Ce processus modifie l'orientation de la houle et se solde généralement par une érosion du rivage. D'ailleurs on peut s'interroger sur l'édification des épis en T car leur position par rapport aux digues dévoile finalement ce processus.

Les parties qui encadrent l'embouchure de l'oued Agrioun montrant des petites avancées sédimentaires peuvent s'interpréter comme étant le résultat des dépôts sableux effectués par l'oued (donc la productivité spécifique est grande : $4.470 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) de part et d'autre au gré du balancement de la dérive, agissant dans un sens puis dans le sens opposé, en fonction des conditions de houle. Le débit important, surtout lorsque l'on considère la largeur de son lit, de l'oued Agrioun en période de crue, va aussi permettre de chasser les sédiments déposés au droit de l'embouchure.

Les deux barrages de Kherrata (1945) et d'Eghilmda (1954) qui connaissent un envasement spécifique non négligeable de 1,47 et 1,83 millions de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$, semblent avoir une influence relativement limitée sur la mobilité du trait de côte à la sortie de l'oued entre 1902 à 2011, mais il faudrait avoir des données intermédiaires de la position du littoral entre 1902 et 2004 pour établir une analyse plus détaillée du rôle réel des deux barrages. Néanmoins, la période récente (2004-2010) indique plutôt un recul.

Bien que des apports sédimentaires importants soient dus principalement à l'oued Agrioun, l'absence d'accumulation de sédiment à l'embouchure de l'oued et le recul global du littoral montre que ces apports réalisés par l'oued ne compensent que partiellement l'érosion liée au gradient de la dérive littorale. Les actions anthropiques sur les oueds (barrages, recalibrage du Soummam...) semblent toutefois être une cause importante de ce recul, recul qui est certainement atténué par l'indentation prononcée de ce littoral dont la partie ouest est plutôt protégée des houles. Suite à l'analyse de l'évolution du trait de côte, de la dérive littorale ainsi que de la morphologie de ce secteur, cette cellule nous semble être étanche sur le flanc Ouest où, avec une direction de dérive prononcée, des digues et le Cap Carbon, on imagine mal comment les sédiments pourraient transiter longitudinalement. Sur le flanc Est, la cellule est

certainement perméable. Dans cette partie Est de la cellule, les gradients de dérive littorale font que le **TSLr** résultant est quasi nul.

4.8.12 Littoral de l'oued El Kebir-Rhumel (Baie de Djidjelli, Algérie)

4.8.12.1 Evolution du trait de côte

Bien que les données de variation de trait de côte indiquent que ce littoral prograde globalement au rythme de 0,2 m par an (soit près de 22 m sur 109 ans), celle-ci n'est en totalité d'origine naturelle. En effet, une partie non négligeable est constituée de gains sédimentaires dus à la construction du port Djen-Djen, transects T50 à T65. L'érosion constatée entre les transects T45 et T50 pourrait être attribuée à l'accélération des courants de retour induite par la dérive littorale qui est guidée le long de la digue Ouest du port Djen Djen, digue qui n'est pas perpendiculaire au rivage.

Le rivage de ce littoral connaît des variations selon les secteurs. Dans la partie Est de cette baie, qui est la moins remaniée, l'embouchure de l'oued a reculé de 187 m entre 1901 et 2010, soit une érosion moyenne de 1,8 m.an⁻¹. La tendance récente entre 2004 et 2010 indique un recul de 87 m, soit une érosion moyenne de 14 m.an⁻¹. Le reste du littoral reste sensiblement à l'équilibre sur cette période.

L'embouchure a connu un déplacement vers l'Ouest d'environ 350 m entre 1901 et 2004 mais sa morphologie témoigne d'une dérive littorale dans le sens contraire. En 2010, celle-ci apparaît bouchée, ce qui dévoile la faiblesse des apports hydriques. Le tracé de l'embouchure peut aussi être modifié par l'homme pour faciliter l'écoulement des eaux ; aussi nous restons prudents quant à l'interprétation de cette évolution en termes de dérive littorale dominante. L'embouchure s'inscrit dans un secteur en érosion entre 1901 et 2010 alors que les plages à l'Ouest montrent un gain, dévoilant sans doute un transfert de sédiments entre ces deux zones.

A l'extrémité Ouest de la baie, le rivage recule à la hauteur globalement de 0,5 à 1 m.an⁻¹ mais la plage située à l'Ouest du port Djen Djen connaît une avancée importante du trait de côte de l'ordre de 2 m.an⁻¹. Les résultats d'évolution du trait de côte que nous obtenons sont en bon accord avec ceux publiés par *Boutiba et Guendouz (2006)* sur ce même secteur.



Figure IV. 82 : Cinématique de l'embouchure de l'oued El Kebir-Rhumel aux différentes périodes d'étude.

4.8.12.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

Le long de la côte de Djidjelli, le potentiel de **TSLr** montre tout d'abord des valeurs élevées dirigées vers le centre de la baie depuis la bordure Ouest, puis plus faibles et sans véritable direction dans la partie centrale et moyenne, dirigées vers le centre de la baie depuis la bordure Est. C'est une nouvelle fois la composante bidirectionnelle du **TSLr** qui en est responsable, occasionnant peut-être une dominante de l'Ouest vers l'Est qui voit

sa capacité de transport diminuer assez fortement dès le transects T5, pour demeurer stable avant et au-delà de l'embouchure de l'oued El Kebir, jusqu'en limite Est de la baie. Les inversions de sens ponctuelles constatées ici et là (T70, T90, T95) semblent correspondre au changement d'orientation très local du trait de côte. Seule la partie Est de la cellule, à partir du transect T100, voit le sens du transport s'inverser de façon quasi évidente, mais là encore nous ne tiendrons pas compte de ce résultat de la modélisation, cette partie littorale étant formée d'avancées rocheuses non rectilignes et donc induisant des effets physiques non pris en compte dans la modélisation linéaire. On retiendra donc un seul sens de dérive littorale de l'Ouest vers l'Est, ayant une valeur moyenne très faible : $2.500 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

4.8.12.3 Interprétation

Une nouvelle fois, dans ce contexte environnemental fortement impacté par l'homme, il est assez délicat de faire la part entre les apports naturels et ceux provenant d'une origine artificielle, et donc de déterminer, parmi les sédiments qui sont adossés aux digues Est du port, quelle est la proportion due à la modification du littoral causée par cette construction. Ici, comme le transport longitudinal est très faible et qu'il est fortement entravé par les digues, aucune conclusion ne peut être tirée sur l'évolution de ce littoral.

Constatons cependant que le taux d'érosion au niveau de l'embouchure de l'oued El Kebir-Rhumel s'accélère, passant de 1 m.an^{-1} entre 1901 et 2004 à 14 m.an^{-1} entre 2004 et 2011. Cette érosion peut être attribuée au barrage Beni Harroun qui fut mis en service en 2007 et qui est le plus grand barrage algérien actuellement construit. En effet, ni la dérive littorale moyenne qui est très faible dans cette partie, ni le transfert de sédiment vers une autre cellule ne peuvent être invoqués pour expliquer un tel recul car la cellule sédimentaire semble être étanche.

Sous réserve, nous émettons l'hypothèse que la relative stabilité moyenne du littoral, malgré l'augmentation du recul de l'embouchure de l'oued, peut être attribuée à la fourniture sédimentaire réalisée par l'oued qui, même en étant très moyenne, reste globalement suffisante pour compenser l'érosion provoquée par un gradient de dérive littorale de faible intensité. L'action déterminante du barrage n'est pas démontrée ici (aussi du fait de lacune de données des variations du rivage à des dates opportunes), son taux d'envasement et surtout la durée de son activité étant limités. Cette cellule paraît être étanche amont et aval dérive malgré une indentation faible.

4.8.13 Littoral des oueds Seybouse et Bou Alalah (Baie d'Annaba, Algérie)

4.8.13.1 Evolution du trait de côte

Les plages de cette baie montrent une érosion dominante mais plusieurs zones s'individualisent. Le bilan global indique une érosion moyenne de $0,94 \text{ m.an}^{-1}$, soit plus de 102 m en 109 ans. La partie Ouest de ce secteur, située en partie dans la ville d'Annaba, montre une avancée du rivage (T1 à T10) d'origine anthropique et correspondant à des aménagements littoraux, de type épi, certainement destinés à protéger la plage. La seule partie de ce linéaire côtier en réelle progradation « naturelle » se situe entre T250 et T290. Nous constatons que l'érosion est plus accentuée dans la partie Est de ce secteur, à partir du transect T295.

Nous nous contentons cependant de constater que l'embouchure de l'oued Bou Alalah, qui n'est pas deltaïque, semble avoir migré vers l'Ouest d'environ 200 m en 109 ans et a subi une légère érosion de 20 m environ, tout comme l'ensemble de ce secteur (T160 à T180).

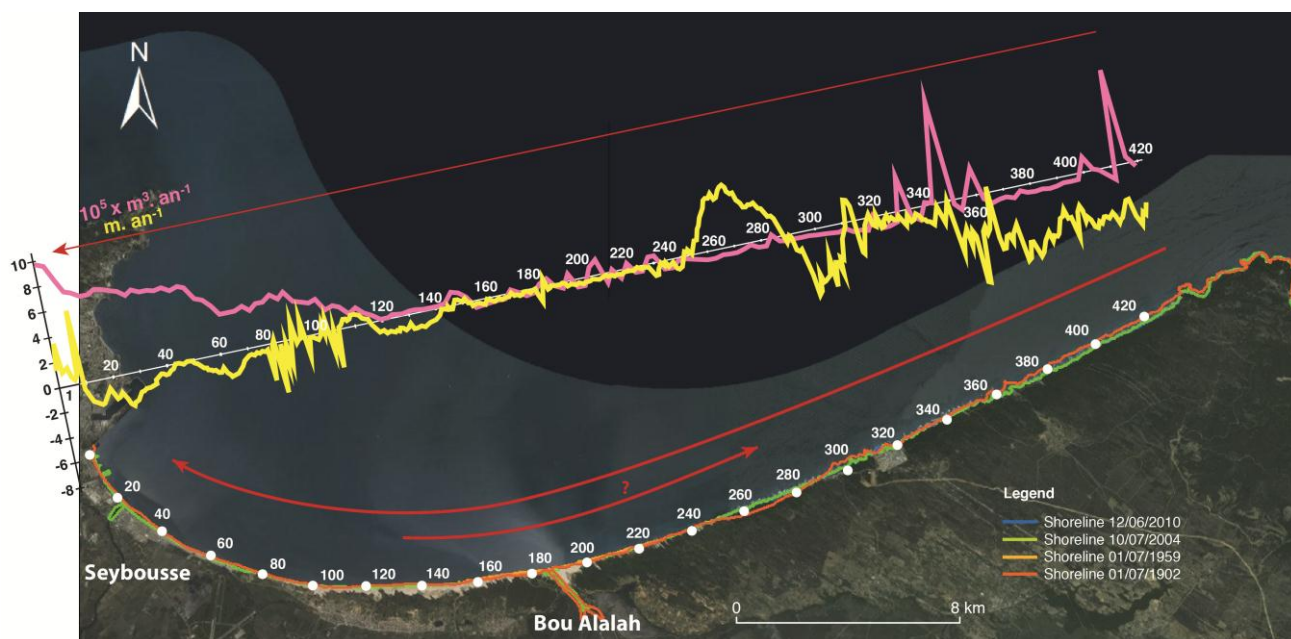






Figure IV. 85 : *Cinématique de l'embouchure de l'oued Bou Alalah aux différentes périodes d'étude.*

4.8.13.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

La dérive littorale est globalement unidirectionnelle et orientée de l'Est vers l'Ouest sur toute la cellule (les changements de sens que l'on voit sur le graphique, pics entre T330 et T430, sont dus à un changement très local d'orientation du littoral), les valeurs de sens contraire obtenues localement sont ici encore à interpréter comme étant des singularités causées par l'orientation du trait de côte prise à une échelle très fine.

La valeur moyenne de cette dérive littorale est de $113.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. On voit que les embouchures ne semblent pas induire de modification de la dérive, mais la valeur de celle-ci est très disparate entre l'embouchure de l'oued Seybouse et celle de l'oued Bou Alalah. La faible valeur du **TSLr** entre les transects T120 et T320 est la résultante des composantes opposées de la dérive littorale.

4.8.13.3 Interprétation

En fonction des sources documentaires que nous possédons, aucune explication satisfaisante n'a été trouvée pour justifier la progradation qui est visible entre les transects T250 et T290. Nous pensons donc qu'il peut s'agir d'une erreur de relevé cartographique reportée sur la carte de 1902, sans aucune certitude...

Aucun élément d'hydrodynamique ne permet d'expliquer le fait que l'érosion soit plus forte entre le transect T350 et la limite Est de la cellule, la dérive littorale n'étant pas plus élevée et ne présentant pas de divergence de sens. Mais une fois de plus, une usine a été implantée à 12 km à l'Ouest de l'embouchure de l'oued Bou Alalah, et il devient très délicat de s'avancer sur une interprétation quant à la mobilité du littoral de ce secteur.

La très faible érosion constatée entre 1902 et 2010 à l'embouchure de l'oued Bou Alalah est certainement le fait du piégeage sédimentaire causé par les trois barrages qui n'ont qu'un faible coefficient d'envasement.

Le recul généralisé du trait de côte constaté, alors que les oueds fournissent un volume sédimentaire se situant dans la moyenne de ceux qui sont constatés dans cette étude et que la rétention due aux barrages n'est pas élevée, incite à penser que les apports compensent partiellement l'érosion causée par un gradient de dérive littorale d'intensité peu élevé. D'après la morphologie du littoral, la cellule apparaît comme étant étanche aval dérive. Par contre, si côté Est (amont dérive), son étanchéité est plus discutable, le recul du trait de côte dans cette partie pourrait aussi être causé par un transport cross-shore non négligeable car les houles dominantes viennent du Nord-Ouest (330°) et atteignent le littoral perpendiculairement, pouvant facilement saper les falaises de dunes qui composent ce secteur.

4.8.14 Littoral de l'oued Medjerda (Baie de la Medjerda, Tunisie)

4.8.14.1 Evolution du trait de côte

Le littoral de la baie d'Utique montre globalement une avancée moyenne de 151 m sur 108 ans, soit une progradation globale moyenne de 1,4 m.an⁻¹.

Dans le détail, ce littoral connaît des déplacements importants depuis que la position de l'embouchure deltaïque a changé en mars 1973 (*Paskoff, 1981*).

Le recul le plus important, (-12 m.an⁻¹) se situe au niveau de l'ancienne embouchure de l'oued, T120. De part et d'autre de celle-ci, les vestiges de l'ancien delta sont remaniés et les sédiments redistribués latéralement sous la forme d'une flèche sableuse qui isole une lagune au Sud (T120 à T180) et d'un cordon littoral qui prograde au Nord (T120 à T100), avec deux lobes centrés sur les transects T90 et T160. Entre 1901 et 1973, date

de l'ouverture d'une nouvelle embouchure au Sud, l'ancien delta connaissait une progradation importante d'environ 10 m.an⁻¹. L'embouchure actuelle active de la Medjerda, elle aussi de forme deltaïque (T250), affiche une progradation d'environ 5 m.an⁻¹. La forme du delta ainsi créé étant relativement symétrique de part et d'autre de l'exutoire, cet indicateur ne permet pas facilement de déterminer la direction dominante de la dérive littorale.

Pour le reste de la baie, il n'y a eu qu'assez peu de variations du trait de côte excepté au niveau des transects T63 à T75, où la disparition des anciennes flèches sableuses, à la sortie du lac de Porto Farina, a provoqué un recul du rivage de l'ordre de 40 m sur la période d'étude, soit près de 4 m.an⁻¹.

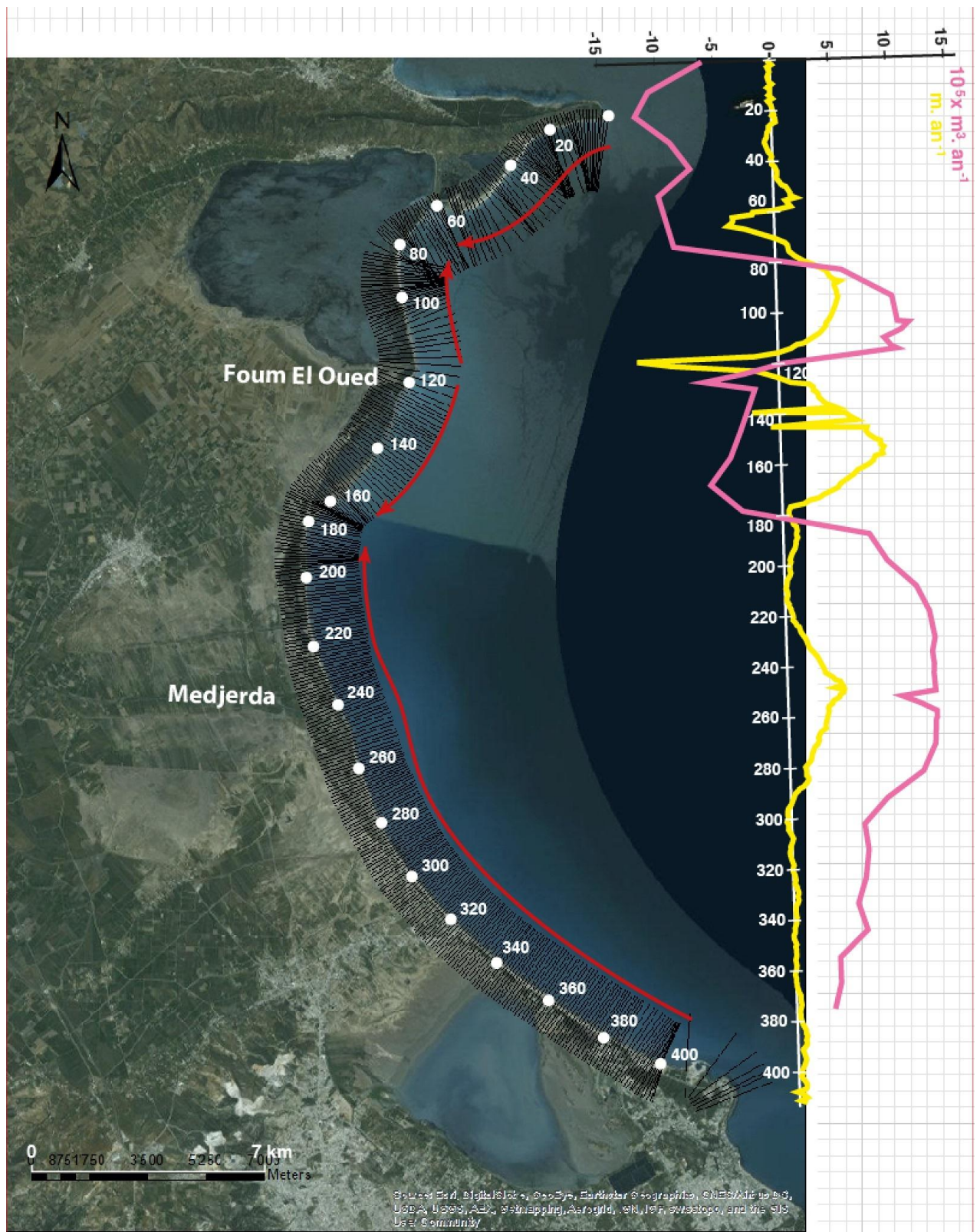


Figure IV. 86 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Medjerda.

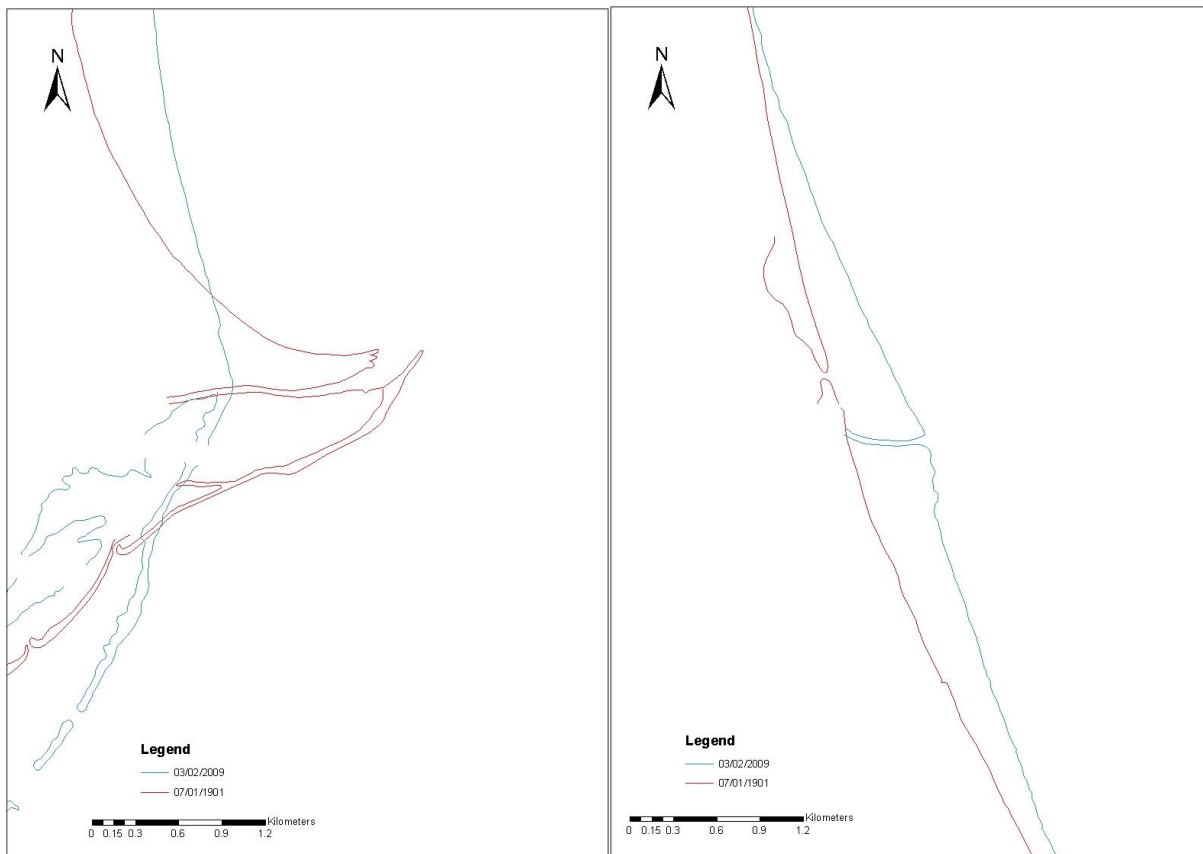


Figure IV. 87 : Cinématique des embouchures de l’oued Medjerda aux différentes périodes d’étude.

4.8.14.2 Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSLr)

L’embouchure initiale de l’oued Medjerda a changé de position suite à une très forte tempête (Paskoff, 1981).

La dérive littorale autour de l’ancienne embouchure (située au Nord de la baie par rapport à l’embouchure actuelle) s’inverse au fur et à mesure que le trait de côte change de sens par rapport au Nord. Nous avons donc une dérive littorale qui est orientée du Nord vers le Sud le long des transects T1 à T60, puis qui s’inverse (du Sud vers le Nord) le long des transects T80 à T120. L’intensité varie elle aussi, diminuant de moitié au Sud de l’ancienne embouchure, la capacité de transport moyen étant de $400.000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Aux abords de l’embouchure actuelle, la dérive littorale est unidirectionnelle, orientée du Sud vers le Nord (T180 à T400), son intensité étant quasiment constante de T180 à T300, d’une valeur moyenne de $122.0000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Sur la totalité de la baie de la Medjerda, la simulation du potentiel de **TSLr** montre quatre sous-cellules lorsqu’on se réfère à la direction du transport longitudinal

La première, au Nord, s’étend du Cap Tarf vers le port Ghar El Melh (T1 à T60), et présente un sens allant du Nord vers le Sud avec une intensité moyenne de l’ordre de

800.000 m³.an⁻¹, aux variations modérées (max : 1.183.000 m³.an⁻¹, min : 597.000 m³.an⁻¹).

La deuxième sous-cellule montre une direction opposée par rapport à la précédente cellule, et donc convergente avec celle-ci depuis l'ancienne embouchure (entre T80 et T120). Du Sud vers le Nord, le potentiel de **TSLr** montre une intensité moyenne comparable à celle de la sous-cellule précédente : 933.000 m³.an⁻¹ (max : 113.300 m³.an⁻¹, min : 57.000 m³.an⁻¹).

La troisième sous-cellule, qui commence au niveau de l'ancienne embouchure et dont le potentiel de **TSLr** s'oriente vers le sud, longe la flèche sableuse issue du remaniement de l'exutoire (entre T120 et T160). L'intensité moyenne est plus réduite que celle des plages situées au Nord : 311.000 m³.an⁻¹ (max : 615.000 m³.an⁻¹, min : 9.300 m³.an⁻¹).

La dernière sous-cellule, la plus étendue spatialement, connaît une direction du potentiel de **TSLr** contraire et convergente. La dérive est orientée du Sud vers le Nord, avec une intensité moyenne un peu supérieure à celle des autres sous-cellules de 876.000 m³.an⁻¹ (max : 1.290.000 m³.an⁻¹, min : 332.000 m³.an⁻¹). Le long de ces transects, le potentiel de **TSLr** augmente depuis la Marina de Gamarth (au Sud-Est du site d'étude) jusqu'au lobe de l'embouchure deltaïque actuelle où il marque un palier, avant de diminuer jusqu'à la lagune de Kalaat El Andalouss.

4.8.14.3 Interprétation

Nous constatons que les résultats concernant le découpage en sous-cellules décrits ci-dessus sont en accord avec ceux de *Saïdi et al., (2014)* et *Louati et al., (2014)*. Nous mettons, de plus, en évidence une autre sous-cellule par rapport au découpage trouvé par les premiers auteurs cités.

Malgré la progradation globale de la baie de l'ordre de 1,4 m.an⁻¹, les variations du trait de côte sur 108 ans semblent être le signe d'une redistribution sédimentaire liée au changement de localisation de l'embouchure de l'oued Medjerda.

Les deux lagunes ouvertes sur la Méditerranée, Ghar-El-Melh et Kalaat El Andalouss, situées au Nord de la cellule, sont très probablement des lieux d'échanges sédimentaires importants, comme le montrent les images aériennes prises sur *Google Earth*.



Figure IV. 88 : *Lagune de Ghar-El-Melh, baie de la Medjerda.*



Figure IV. 89 : *Lagune de Kalaat El Andalouss, baie de la Medjerda.*

Bien qu'elle soit réalisée dans un environnement tidal différent, une étude menée par *Dehouck et al., (2009)* sur le littoral de la Gironde (France) montre une grande connectivité entre les sédiments des passes (« les Bancs d'Arguin » et « le Pineau ») et les barres sous-marines des plages, ces transferts étant induits par la dérive littorale. Il

serait utile, dans une étude future, de vérifier si ces faits et mécanismes sont aussi actifs ici en milieu micro-tidal.

Sur un littoral aussi étendu que celui de la baie de la Medjerda et ayant ces deux lagunes ouvertes sur la mer par des graus, les apports sédimentaires ne se limitent certainement pas à ceux effectués par l'oued principal dont nous avons évalué le **TSS**. Sur une carte, on peut du reste voir que les oueds secondaires alimentent aussi cette cellule littorale et ces apports ne sont pas quantifiés ici. Il faudra en tenir compte lors de l'analyse globale, la quantité de sédiments apportés par la Medjerda étant obligatoirement inférieure à celle qui entre globalement dans cette baie.

La forte avancée du littoral de la baie de la Medjerda est en désaccord avec les éléments suivants : apports sédimentaires moyens mais très forte rétention réalisée par les barrages et dérive littorale très élevée. Visiblement, l'oued Medjerda n'est pas la seule source sédimentaire, et les apports annexes ne semblent pas être négligeables. De plus la dérive littorale doit remanier les stocks sédimentaires de l'ancien et du nouveau delta et les redistribuer le long des sous-cellules.

5 Synthèse, conclusion et perspectives

5.1 Discussion sur le rôle des barrages et des deltas dans l'évolution du trait de côte

Lorsque l'on considère uniquement l'évolution moyenne du littoral dans sa globalité (*chapitre 4.8.2.1.*) il semble, en première analyse, que celui-ci soit en grand partie stable ou même qu'il prograde légèrement et que la rétention sédimentaire opérée par les barrages n'a donc pas d'effet vraiment significatif sur la dynamique du trait de côte (trait gris *Fig. IV.50*). Cette conclusion est, du reste, proche de celle récemment émise par *Besset et al., (in press)* à partir de l'analyse d'une dizaine de deltas méditerranéens dont les bassins versants ont été affectés par des barrages, avec toutefois un impact très marqué sur la Moulouya et la Medjerdja (*Besset et al., in press*). Toutefois, en examinant l'évolution maximale du trait de côte sur les parties deltaïques ou sur les embouchures simples (non deltaïques) (trait jaune *Fig. IV.50*), le recul est généralisé sur presque tous les sites excepté pour les deltas des oueds Martil, Rhis, Nekor et Kert. Remarquons d'abord que l'oued Martil possède des barrages, mais la progradation de son embouchure non deltaïque est très faible et le chenal qui a été aménagé modifie très probablement son comportement initial. Dans la baie d'Al Hoceima, l'oued Rhis est dépourvu de barrage et son delta prograde donc naturellement alors que l'oued Nekor prograde aussi (faiblement) en dépit d'une rétention sédimentaire non négligeable liée au barrage Abdelkarim El Khattabi qui ne fut dressé sur l'oued qu'en 1981. Ces deux oueds partagent la même cellule étanche ; il n'est donc pas exclu que selon les conditions de houles, des transferts sédimentaires puissent aussi se réaliser entre les deux embouchures. Enfin, l'oued Kert ne possède pas de barrage et l'avancée de son littoral est considérée comme naturelle.

Nous constatons également que les oueds qui possèdent les barrages dans lesquels la rétention sédimentaire est importante enregistrent le plus de recul au niveau de leurs embouchures deltaïques (Moulouya, Cheliff, Agrioun et Medjerda). Le cas du delta de la Sebaou est particulier car si les prélèvements sédimentaires liés au barrage sont faibles, ce sont les prélèvements « sauvages » (mais organisés et à grande échelle) de sable qui peuvent provoquer le recul constaté, comme nous l'avons mentionné au chapitre « Littoral de l'oued Sebaou ». L'examen de l'évolution des traits de côtes des embouchures simples et des deltas algériens pour lesquels nous possédons des données intermédiaires, Cheliff, Isser, Sebaou et Agrioun, montre une progradation à partir du début du 20^{ème} siècle jusqu'aux années 1950, puis une érosion s'effectuant avec un taux de recul accéléré entre les années 2000 et 2010, ce qui témoigne de la capacité naturelle de ces oueds à alimenter les plages ainsi que de l'impact des barrages.

A l'échelle des cellules, nous observons aussi que les littoraux qui sont globalement en recul sont ceux qui ne possèdent pas d'embouchure deltaïque : Martil, Laou, Bou Alalah. Seul le littoral de l'oued Isser déroge à cette règle (présence d'un delta mais érosion globale), probablement à cause d'une cellule sédimentaire non étanche amont et aval dérive, liée à une dérive littorale importante en limite Ouest de celle-ci. Les littoraux qui possèdent une embouchure deltaïque sont tous, soit en progradation, soit en phase de stabilité, y compris lorsque les oueds qui les alimentent possèdent des barrages à fort taux de rétention sédimentaire : Rhis, Nekor, Kert, Moulouya, Cheliff, Sebaou, Medjerda. Seule exception à cela, le littoral de l'oued Agrioun qui ne possède pas de delta et qui prograde légèrement. Mais pour celui-ci, cela n'est vrai que lorsque l'on considère la partie Est de la cellule Soummam-Agrioun, et ça ne l'est plus lorsque l'on prend en compte la totalité du littoral de cette cellule, incluant alors la zone Ouest qui, elle, est fortement remaniée par l'homme. De plus l'oued Agrioun a la plus forte productivité sédimentaire spécifique et donc une productivité sédimentaire élevée par rapport à la taille de son bassin versant, ce qui pourrait déjà expliquer cette particularité d'un point de vue qualitatif.

Tous ces éléments indiquent bien que le lien « barrage - recul du delta ou de l'embouchure » et « barrage - recul du trait de côte » est réel, même si cette dernière relation ne se manifeste actuellement que pour les littoraux sans delta. Ces résultats ont du reste été mis en corrélation dans ce travail. Si le seul examen du taux de variation moyen du trait de côte à moyen terme ne semble pas être non plus suffisant pour comprendre l'évolution de la cellule sur le plus long terme, les deltas, eux, sont les éléments précurseurs locaux qui annoncent l'évolution globale du trait de côte à venir. Enfin, nous avons vu que c'est bien le **TSS** net qui contrôle la dynamique du trait de côte dans ses évolutions maximales, ce qui renforce cette démonstration.

Sur notre zone d'étude où les baies étudiées ne sont pas fortement indentées, nous avons vu que la morphologie de la cellule littorale ne semblait pas être un facteur primordial dans l'évolution du trait de côte. Cependant, sur la base de nos constatations ci-dessus, la position de l'embouchure de l'oued dans la baie par rapport au sens moyen de la dérive littorale devrait avoir un impact sur l'évolution du trait de côte. En théorie, cet impact serait plus ou moins marqué selon qu'il y ait ou non la présence d'un delta et selon que la cellule soit perméable ou pas, car ce sont bien des facteurs géologiques qui déterminent, au moins initialement, l'emplacement d'une embouchure de fleuve (failles, nature et donc dureté du substratum, etc ...).

5.1.1 Liens entre la localisation et le type d'embouchure, les barrages et l'évolution du trait de côte

Nous évaluons donc quel est l'impact du type et de la localisation de l'embouchure dans l'évolution du trait de côte en répartissant les sites étudiés en deux groupes, ceux qui présentent ou présentaient il y a encore peu une embouchure de forme deltaïque, et ceux dont l'embouchure est simple.

5.1.1.1 Cellules littorales possédant une embouchure deltaïque

Les oueds concernés sont Rhis et Nekor, Kert, Moulouya (jusqu'à récemment), Cheliff, Isser, Sebaou et Medjerda. Nous avons précédemment déterminé qu'à l'échelle de la cellule littorale, ces sites, qui possèdent une embouchure deltaïque, ne montrent pas d'érosion généralisée sur l'ensemble de la cellule.

- 1) Cellule des oueds Rhis et Nekor : les deux deltas, répartis symétriquement par rapport à l'axe Nord-Sud de la baie, régressent au détriment du reste de la cellule, qui, elle, prograde. Seule la partie située à l'Est de l'oued Nekor montre une érosion due au gradient de dérive littorale, ce qui indique que cette cellule doit être étanche amont (Est) et aval dérive (Ouest).
- 2) Cellule de l'oued Kert : progradation généralisée de la cellule malgré un delta qui se situe à l'Ouest de la cellule, en aval dérive, en théorie peu favorable à la redistribution sédimentaire de l'oued vers les plages. Cette configuration en fait un cas particulier et c'est probablement le signe d'importants transferts de sédiments arrivant par la cellule située immédiatement à l'Est.
- 3) Cellule de l'oued Moulouya : régression du delta jusqu'à sa disparition récente, au détriment d'une progradation générale de la cellule. L'embouchure est située en partie centrale de ce littoral, et l'accumulation sédimentaire constaté en aval dérive (Ouest) par rapport à celle-ci, ainsi que l'érosion amont (Est), serait due au transport longshore. Le port pourrait amplifier l'accumulation adossée à la digue Est. Cette cellule serait perméable amont dérive, sur sa bordure orientale.
- 4) Cellule de l'oued Cheliff : régression forte de l'embouchure deltaïque mais progradation ou stabilité globale de la cellule. Le delta est situé au centre de la cellule et l'érosion généralisée de la partie Nord-Est ainsi que l'accrétion de la partie Sud-Ouest de l'embouchure est conforme au sens de la dérive littorale et montre que cette cellule serait étanche amont (Est) et aval dérive (Ouest).
- 5) Cellule de l'oued Isser : progradation ou stabilité globale de la cellule, mais érosion en amont du delta s'accompagnant d'une progradation en aval (Ouest), en bon accord avec le sens de la dérive littorale. Cette cellule semble perméable en amont dérive (Est) et peut-être aussi aval dérive (Ouest).
- 6) Cellule de l'oued Sebaou : progradation globale de l'ensemble de la cellule mais régression en limite Ouest de celle-ci et dans la partie deltaïque qui est située tout à l'Est de la baie. Les déformations du rivage sont en accord avec le sens de la dérive littorale et cette cellule semble étanche en amont dérive (Est) et perméable en aval dérive (ouest).
- 7) Cellule de l'oued Medjerda : régression forte de l'ancienne embouchure deltaïque mais progradation de la nouvelle ainsi que de l'ensemble de la cellule au niveau global. Les deltas sont situés au Nord et au centre de la cellule. Les limites de cette cellule littorale sembleraient étanches amont et aval dérive.

Nous constatons effectivement que la place du delta dans la cellule va déterminer de façon prépondérante les zones en érosion et celles en accrétion en fonction du sens de la dérive littorale, et cela, que la cellule soit ou non étanche. Le delta joue bien le rôle de tampon sédimentaire vis-à-vis de la partie aval dérive de la cellule, son érosion compensant le déficit sédimentaire des apports de l'oued par une redistribution latérale dans cette partie aval dérive.

5.1.1.2 Cellules littorales à embouchure non-deltaïque

Les oueds concernés sont Martil, Laou, Agrouin, El Kebir-Rhumel, Bou Alalah. Nous avons vu qu'en l'absence de delta aux embouchures, tous ces sites montrent une érosion généralisée sur l'ensemble de la cellule. Nous ne traiterons pas la cellule de l'oued El Kebir-Rhumel qui est trop anthropisée.

- 8) Cellules de l'oued Martil et de l'oued Laou : l'érosion du littoral est généralisée, en amont et en aval de l'embouchure qui se situe plutôt au centre de la cellule. Ces cellules sont perméables en aval dérive (Ouest), en accord avec le sens de la dérive littorale.
- 9) Cellule des oueds Soumam et Agrioun : progradation globale de la partie Est de la cellule (oued Agrioun), mais érosion globale sur l'ensemble de la cellule lorsque l'on prend en compte la partie de l'oued Soumam. L'aval de l'embouchure de l'oued Agrioun (Est) est celle qui prograde le plus, en accord avec le sens de la dérive littorale. A noter qu'en s'érodant, l'embouchure de l'Agrioun se comporte comme si elle était encore deltaïque, vis-à-vis de la partie aval dérive puisqu'elle fournit des sédiments aux plages. Cette particularité peut provenir soit du fait qu'un delta était encore présent il y a peu de temps et qu'il alimentait en sédiments cette partie littorale, soit à cause de la forte productivité sédimentaire spécifique de l'oued Agrioun. Dans cette deuxième hypothèse, l'embouchure de l'oued serait quasiment à l'équilibre, pas assez élevée pour pouvoir stocker ces entrées de sédiments dans un delta, mais tout de même légèrement excédentaire pour que cette zone littorale ne s'érode pas après redistribution longitudinale de ces sédiments.
- 10) Cellule des oueds Seybouse et Bou Alalah : la partie de l'oued Seybouse est difficile à interpréter car elle est massivement anthropisée. A proximité de l'embouchure de l'oued Bou Alalah l'érosion est globale. Cette embouchure s'est déplacée d'environ 200 m dans le sens de la dérive littorale. La cellule littorale est étanche.

Nous constatons que la place d'une embouchure simple (non deltaïque) n'est pas déterminante vis-à-vis des zones en érosion ou en accrétion dans la cellule. Le sens de la dérive littorale ne semble pas non plus être prépondérant car globalement, l'ensemble des parties, amont ou aval de l'embouchure, connaissent une érosion et cela, que la cellule soit imperméable ou non. Ces résultats corroborent encore les déductions établies

ci-dessus sur le rôle actif des embouchures deltaïques dont l'érosion participe à l'alimentation des plages limitrophes.

5.1.2 Synthèse partielle

Les embouchures deltaïques jouent bien un rôle actif de tampon et d'apport sédimentaire d'appoint au sein de la cellule littorale, limitant de fait l'effet des barrages en retardant l'érosion du trait de côte en aval dérive. C'est la raison pour laquelle même lorsque le reste de la cellule ne semble pas souffrir d'un recul généralisé en présence d'importants stockages sédimentaires réalisés par les barrages, les embouchures deltaïques restent sensibles à l'érosion. D'autre part, le transport cross-shore ne semble pas intervenir de façon significative sur le long terme dans l'évolution du trait de côte.

5.2 Analyse bi-variée entre entrées sédimentaires, dérive littorale, taille du delta, nombre et type de barres littorales

5.2.1 Paramètres liés à la taille des deltas

Nous avons conduit une analyse bi-variée, d'une part entre les **TSS** (brut et net), le **TSL** et la taille des deltas, d'autre part entre la taille des deltas et le nombre et le type de barres, pour distinguer si des relations existent entre ces paramètres.

Tout d'abord, la corrélation entre **TSS** brut et la taille des deltas indique une valeur moyenne ($R=0,54$).

Nous avons découpé les tailles des embouchures deltaïques en 6 classes :

0 m < Delta < 10 m :	0
10 m < Delta < 50 m :	1
50 m < Delta < 100 m :	2
100 m < Delta < 150 m :	3
150 m < Delta < 200 m :	4
200 m < Delta < 250 m :	5
Delta > 250 m :	6

Par contre, la corrélation entre le **TSS** brut déduit des valeurs de la dérive littorale avec la taille des deltas affiche une bien meilleure corrélation ($R=0,64$). Ce lien dévoile la distribution latérale des sédiments apportés par les oueds qui construisent l'avancée deltaïque. L'examen du même type de corrélation entre le **TSS** net moins la dérive littorale et la taille du delta montre que, sans être négligeable, celle-ci n'est plus aussi significative, car le coefficient de corrélation descend alors à $R=0,41$.

Une nouvelle fois, ces résultats réaffirment que le **TSS** brut, aux côtés de la dérive littorale, est prépondérant pour expliquer la taille actuelle des deltas.

	TSS Brut	TSS Net	Taille actuelle maxi des deltas (m)	Deltas (CLASSE)
Martil	2.61	2.33	0	0
Laou	3.49	3	0	0
Rhis	3.04	3.04	127	3
Nekor	1.85	0.26	74	2
Kert	2.18	2.17	30	1
Moulouya	7.61	-8.24	110	3

Cheliff	8.02	1.83	840	6
Isser	3.15	3	210	5
Sebaou	0.97	0.93	80	2
Agrioun	2.91	0.031	0	0
Bou Alalah	3.33	3.03	0	0
Medjerda	3.6	1.39		

Tableau V. 1 : TSS des oueds principaux, tailles et classes des deltas.

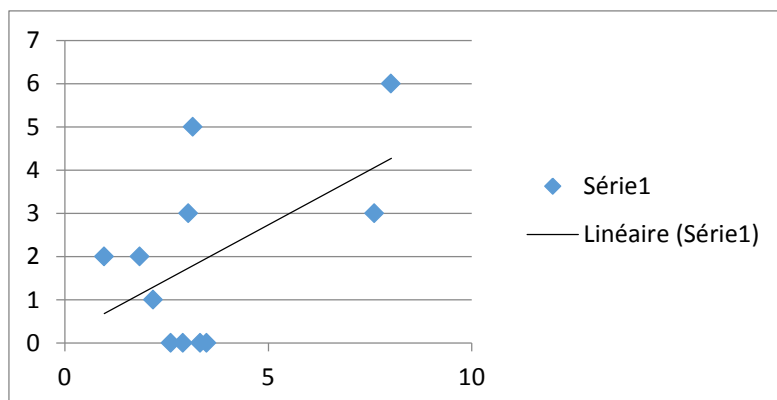


Figure V. 1 : Corrélation entre le TSS brut et la taille du delta ($R=0,54$).

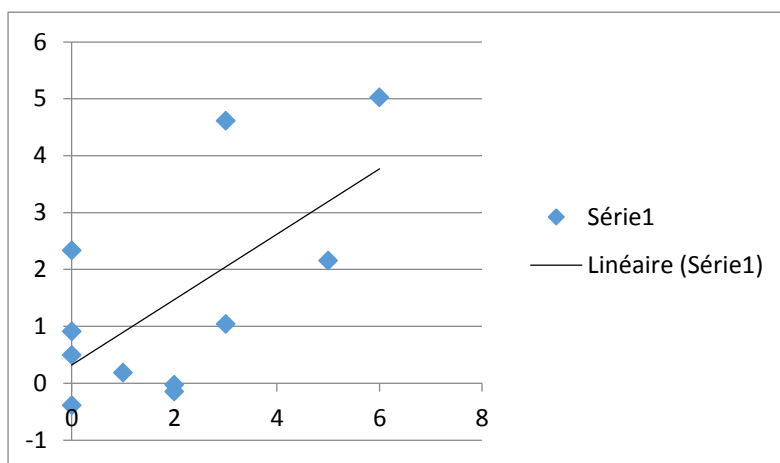


Figure V. 2 : Corrélation entre le (TSS brut - DL) et la taille du delta ($R=0,64$).

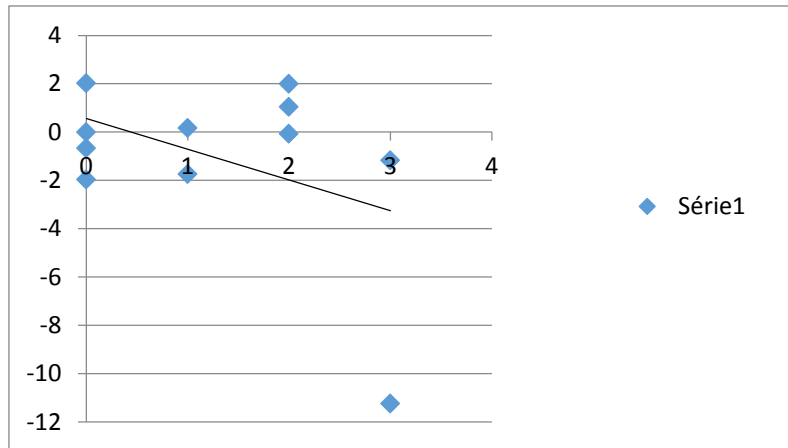


Figure V. 3 : *Corrélation entre le (TSS net - DL) et la taille du delta ($R=0,41$).*

	Nb Barres	Type barre	Taille actu. delta
Martil	2	4.2	0
Laou	1	4.2	0
Rhis	1	5	3
Nekor	1	5	2
Kert	2	4.2	1
Moulouya	3	6.5	3
Cheliff	2	6.5	6
Isser	2	2.75	5
Sebaou	1	4.2	2
Agrioun	1	2.75	0
Bou Alalah	3	2.75	0

Tableau V. 2 : *Données sur les barres et la taille des deltas pour les oueds principaux.*

L'analyse bi-variée ne dévoile pas de corrélation entre la taille du delta et le nombre de barres ($R=0,1$), ce qui est finalement logique puisque ces dernières dépendent essentiellement des caractéristiques de la houle qui se propage vers la côte. Par contre, il semble exister un faible lien entre la taille du delta et le type de barres, même si le coefficient de corrélation reste peu élevé ($R=0,45$). Lorsque la taille du delta augmente, alors les plages sont davantage dissipatives. Ce lien s'expliquerait par la quantité de sédiments qui induisent des pentes plus faibles pour les deltas les plus alimentés et/ou des sédiments plutôt fins qui forment des deltas de plus grande taille.

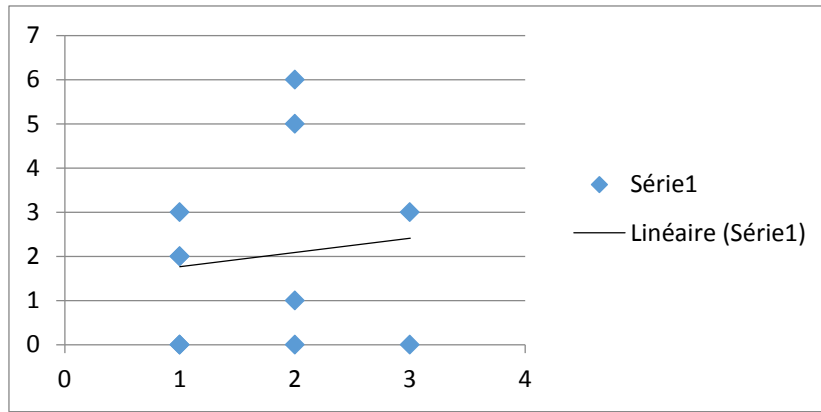


Figure V. 4 : *Corrélation entre la taille du delta et le nombre de barres littorales ($R=0,1$).*

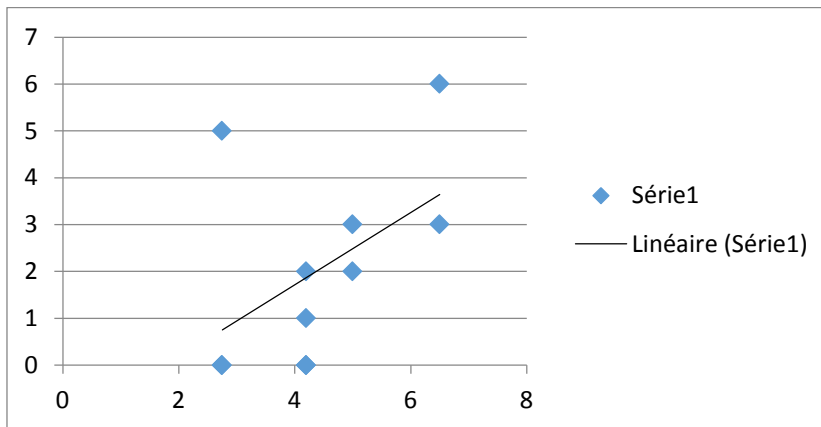


Figure V. 5 : *Lien entre taille du delta et type de barres littorales ($R=0,49$).*

5.2.2 Corrélations entre entrées sédimentaires et barres d'avant-côte

C'est la confrontation entre le **TSS** brut déduit des valeurs de la dérive littorale et le nombre de barres qui procure la meilleure corrélation ($R=0,61$), supérieure à celle trouvée entre le **TSS** brut et le nombre de barres ($R=0,53$) ou que le **TSS** net et le nombre de barres ($R=0,36$). De plus, la corrélation entre le **TSS** brut et le type de barres est aussi bonne ($R=0,66$), lorsque nous ne prenons pas en compte l'oued Medjerda (qui sera traité ci-dessous, à cause de ses caractéristiques spécifiques déjà maintes fois relevées). Cette corrélation est très bonne pour tous les sites (sans la Medjerda), un peu moins bonne pour les oueds Nekor et Sebaou. En règle générale, plus les entrées sédimentaires au littoral sont importantes (**TSS** net), plus les barres sont dissipatives.

Autrement dit, la quantité de sédiments sortant de l'embouchure et transportée par la dérive littorale influencerait sur le nombre et la forme des barres. Sans doute faut-il voir dans cette relation l'impact des entrées sédimentaires dans le système littoral qui

contrôlent, en partie, la morphologie du profil sous-marin. Ces résultats insistent sur les relations entre les entrées sédimentaires et la morphodynamique des plages pour lesquels les indices classiques que nous avons utilisés montrent des lacunes à ce niveau.

Pour le site de la Medjerda, nous constatons une forte divergence entre le **TSS** brut et le type de barre observé par rapport à la loi générale des autres sites. Ici, le type de barre observé suggère des volumes sédimentaires bien supérieurs à ceux calculés. Ce point confirme donc ce que nous évoquions au chapitre « Littoral de l’oued Medjerda (Baie de la Medjerda, Tunisie) », à savoir que l’oued Medjerda n’est pas, de loin, la seule source d’apports sédimentaires dans la baie. En extrapolant par rapport au type de barre observé, on peut penser que le **TSS** brut entrant dans toute la baie de Tunis serait d’environ $7 \text{ à } 8.10^6 \text{ t.an}^{-1}$ au lieu des $3,6.10^6 \text{ t.an}^{-1}$ calculés par nos travaux, qui ne se basent que sur les apports réalisés par la Medjerda elle seule. Nous pensons donc que si les estimations des apports sédimentaires globaux réalisés dans la baie de la Medjerda sont corrects ($7.10^6 \text{ à } 8.10^6 \text{ t.an}^{-1}$), les entrées sédimentaires dues uniquement à l’oued Medjerda sont souvent surévaluées dans la littérature (les quantités citées sont issues d’anciennes évaluations (Tixeront, 1960), reprises par la suite).

La corrélation moyenne entre le **TSS** net et le type de barre ($R=0,52$) semble indiquer que les déficits en sédiments à la mer causés par les barrages n’ont pas ou pas encore d’impact sur le type de barre. Dans le détail, les deux courbes du **TSS** net et du type de barre nous montre que les sites correspondant aux oueds Martil, Laou, Rhis, Nekor et Kert sont bien corrélés, de même que celui de l’oued Bou Alalah. Par contre, de fortes divergences apparaissent pour les sites des oueds Moulouya, Cheliff, Sebaou et Agrioun. En effet, ces derniers sites sont ceux qui ont des barrages à forte rétention sédimentaire, excepté Sebaou qui était déjà un cas particulier dans la première analyse et pour lequel nous en avons expliqué les raisons. Ces divergences prouvent une nouvelle fois que les barrages n’ont pas (encore) d’impact sur le type de barre littorale.

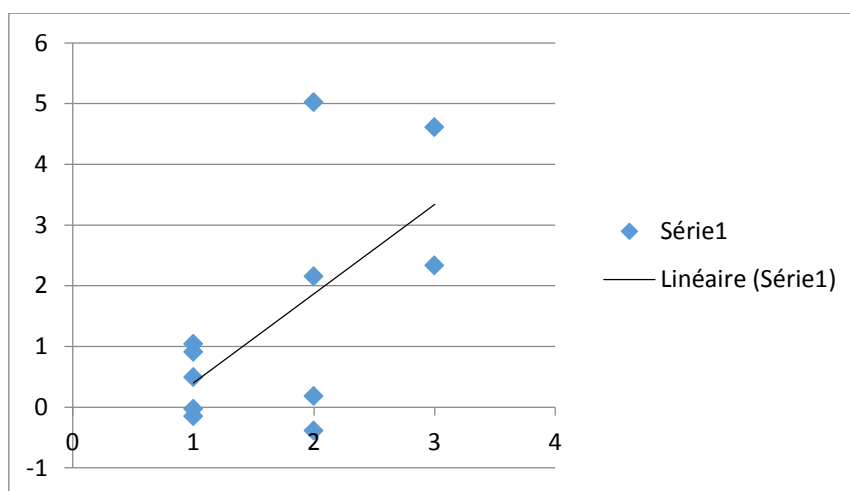


Figure V. 6 : Lien entre le (TSS Brut – DL) et le nombre de barres ($R=0,61$).

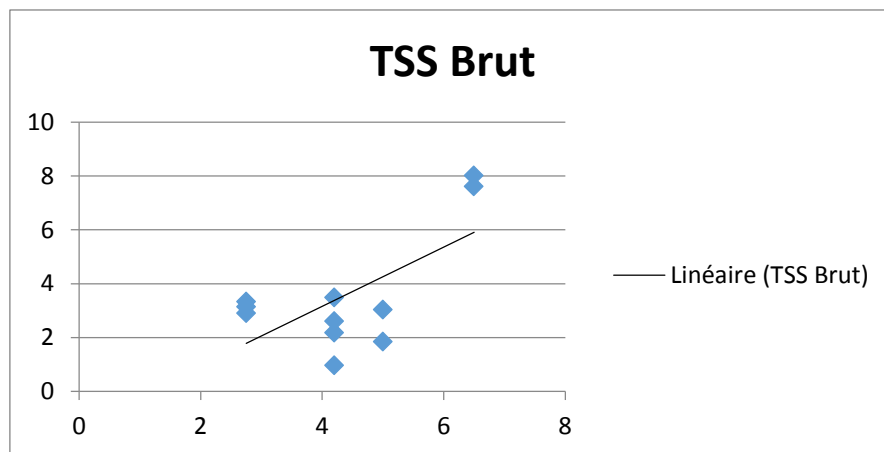


Figure V. 7 : Lien entre *TSS* brut et le type de barre littorale à l'exception de la Medjerda ($R=0,66$).

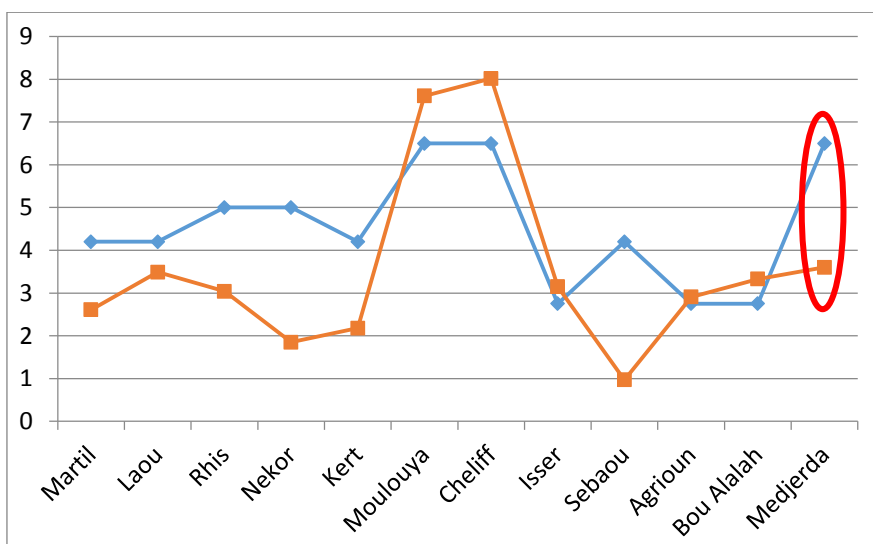


Figure V. 8 : Graphique entre *TSS* brut et le type de barre littorale.

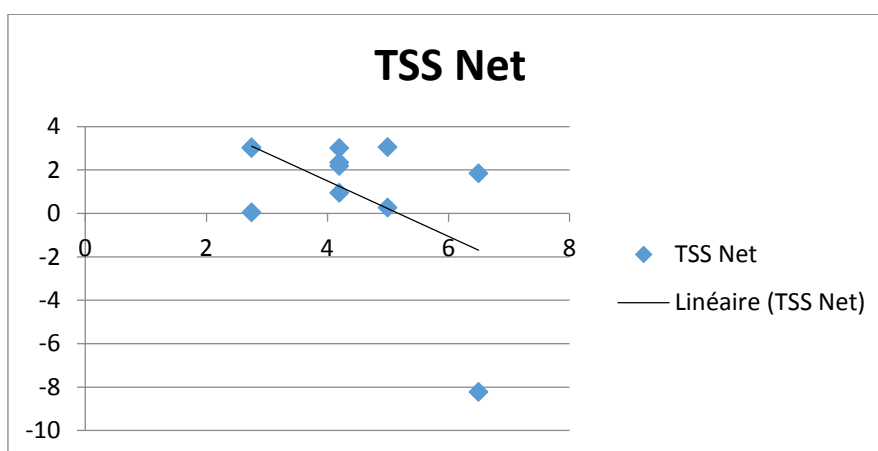


Figure V. 9 : Corrélation entre le *TSS* net et le type de barre littorale à l'exception de la Medjerda ($R=0,52$).

5.2.3 Lien entre le type de barre et dérive littorale

On observe également une bonne corrélation ($R=0,66$) entre le type de barre observé et la valeur du potentiel de **TSLr**. Ce résultat confirme bien un fait assez attendu, car il est normal que la dérive intervienne fortement sur le type de formation des barres, tout comme la quantité de sédiment disponible pour former ces barres, facteur directement relié au **TSS** brut comme nous l'avons indiqué ci-dessus.

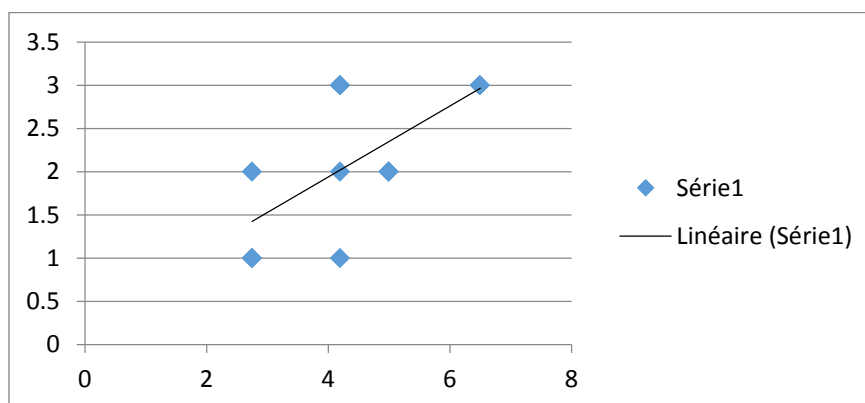


Figure V. 10 : Corrélation entre le type de barres et la dérive littorale ($R=0,66$).

5.2.4 Interprétation

Les résultats ci-dessus nous permettent de dire que :

D'une part, la taille des deltas est très fortement liée aux entrées sédimentaires représentées par le **TSS** brut et leur redistribution le long du rivage appréhendée par le potentiel de **TSLr**. Ce résultat est cohérent avec le fait que les deltas actuels de Méditerranée sont majoritairement composés de sédiments sablo-graveleux d'origine fluviale datant très souvent de l'Holocène (Anthony et al., 1998 ; Dubar et al., 2011). Le **TSS** net, quant à lui, montre une corrélation moins bonne avec la taille du delta mais cette relation indique que le stock sédimentaire apporté par les oueds n'est pas épuisé malgré la rétention par les barrages.

Le nombre de barres littorales ne semble pas être directement lié à la taille des deltas, alors que le type de barres lui, semble être relativement corrélé avec cette taille des deltas. Là encore, ce résultat est en conformité avec les résultats d'Anthony et al., (1998) et de Dubar et al., (2011) qui indiquent que les barres littorales auraient une origine mixte Pliocène et Holocène, d'où la déconnexion partielle faite entre l'élément « delta » et l'élément « barre littorale » que nous constatons.

Comme nous l'avons vu ci-dessus, les corrélations réalisées indiquent que le **TSS** brut serait le principal élément pouvant justifier la taille du delta, la dérive littorale ayant elle aussi un rôle réel, mais secondaire. De fait, l'association de ces deux éléments (**TSS** brut

– **DL**) donne la meilleure corrélation possible avec la taille des deltas. Enfin, le **TSS** net, en reflétant l'action des barrages sur les entrées sédimentaires, est le facteur le moins influant parmi ceux-ci, sans toutefois être négligeable. Nous attribuons cela au fait que pour les embouchures non deltaïques, ce n'est plus le **TSS** brut qui intervient, mais bien le **TSS** net, les deltas n'étant plus présents pour refléter l'action initiale du **TSS** avant-barrage (**TSS** brut).

D'autre part, ces résultats nous indiquent également que le type de barre ne dépend pas que des conditions de houles et de la partie immergée de l'avant-côte, mais que l'élément initial (et éventuellement principal), serait la quantité de sédiments disponibles charriés par les oueds, donc le **TSS** brut sur nos sites.

5.3 Synthèse générale, conclusion et perspectives

5.3.1 Synthèse générale

Dans un premier temps (*partie 3*), après avoir passé en revue les différents processus existants et divers modèles semi-empiriques proposés depuis de nombreuses années pour estimer la charge sédimentaire en suspension livrée à la mer par les fleuves, nous avons montré que, pour cet environnement maghrébin, le modèle zonal de *Syvitski et al., (2003)* était globalement plus performant que celui de *Probst et Amiotte Suchet (1992)*, tout en étant plus simple à mettre en œuvre. Toutefois, nous avons amélioré le modèle de *Syvitski et al., (2003)* pour en proposer une variante, appelée **SYVmod** (pour *Syvitski modifié*), mieux adaptée au milieu semi-aride et aux petits bassins versants qui constituent le corps de cette thèse. Avec ce dernier modèle qui se révèle être de plus en plus performant lorsque la taille des bassins versants diminue jusqu'à 500 km², nous avons évalué les transports sédimentaires en suspension par les oueds de notre étude avant de calculer les impacts causés par les barrages sur les volumes sédimentaires transportés.

Toutes ces étapes nous ont permis d'évaluer les ordres de grandeur des quantités sédimentaires qui arrivent à la mer. Pour certains bassins versants et oueds, les résultats trouvés sont, à notre connaissance, totalement nouveaux, alors que pour d'autres couples bassins versant - oueds, nous proposons des valeurs actualisées qui nous semblent être plus pertinentes que celles qui étaient jusqu'ici admises dans la littérature (*Combe, 1968 ; Licitri et Normand, 1969 ; Heusch et Millies-Lacroix, 1971 ; Boufous, 1982 ; Meyerbeck et Ragu, 1996 ; cités dans Milliman et Farnsworth (2011) ; Probst et Amiotte Suchet, 1992 ; ...*). Nos calculs permettent aussi de distinguer le **TSS** et le **TSS** spécifique, c'est-à-dire la quantité de sédiments en suspension selon la taille du bassin versant. Il apparaît que si la Moulouya, le Cheliff, le Soummam et la Medjerda transportent les quantités les plus importantes à la mer, ces oueds, en relation avec la taille étendue de leur bassin-versant, transportent proportionnellement assez peu de sédiments.

Nous mettons en évidence que les petits oueds connaissent une productivité spécifique importante, supérieure à celle des petits fleuves de la rive Nord méditerranéenne et qu'il ne faut surtout pas les négliger dans l'évaluation des apports sédimentaires globaux à l'échelle régionale. Ensuite, la quantification des apports à la mer est réalisée en fonction des stockages par les barrages ce qui exprime le déficit sédimentaire aux embouchures lié aux actions humaines.

Dans la deuxième partie qui est dévolue au littoral, après avoir quantifié les principaux paramètres de la partie émergée et immergée des cellules sédimentaires,

nous avons calculé les indicateurs majeurs permettant de qualifier un type de plage ou une baie. Le but de ces quantifications étant de voir quelles sont les relations existantes entre ces paramètres ainsi que d'évaluer leur pertinence.

Puis l'étude cartographique diachronique des sites sélectionnés nous a permis de mettre en évidence les mobilités du trait de côte à l'échelle séculaire. Enfin, à partir des données de houles, nous avons évalué le sens principal de la dérive littorale pour chaque cellule et analysé la perméabilité pouvant exister entre les cellules adjacentes.

Ces éléments, en lien avec les **TSS** brut et net évalués dans la première partie, nous ont permis de proposer un scénario cohérent des différentes relations existant entre les principaux éléments du littoral, et d'envisager, au niveau historique, les grandes étapes de cette mise en place. Nous constatons à ce sujet que les résultats trouvés tout au long de ce travail semblent se corroborer les uns les autres pour montrer finalement une forte cohérence qui n'allait pas obligatoirement de soi. Ce dernier point accrédite à posteriori les résultats et estimations trouvés tout au long de cette étude.

Enfin, même si ce but n'était pas affiché en début de thèse, le fait de faire des recherches bibliographiques et cartographiques assez étendues sur un sujet encore à défricher et sur une zone géographique pauvre en données de bases et ce, afin de posséder un fond de données exploitables pour l'analyse menée, nous a permis de faire une synthèse quantitative globale de cette région du Maghreb, la première de cette ampleur, nous semble-t-il.

5.3.2 Conclusion

Les relations pouvant exister entre un bassin versant et la ou les cellule(s) littorale(s) qui lui est (sont) liée(s) sont, comme nous l'avons vu, très nombreuses et complexes. L'approche « Source-to-sink » utilisée ici, en envisageant les différents processus à l'œuvre comme une chaîne continue tout en nous obligeant à décomposer et analyser ces liens de bout en bout, s'est révélée féconde, alors même que les données de bases étaient parfois parcellaires et issues de sources variées, donc pas toujours homogènes.

Certaines relations qui pouvaient sembler, à priori, aller de soi se sont révélées être de fausses pistes, par exemple l'absence de corrélation entre **TSS** et **S₂/S₁** (facteur de remplissage des baies). Au contraire, d'autres relations, presque évidentes, ont pu être confirmées et quantifiées et enfin, une troisième catégorie, la plus importante, n'étaient pas nécessairement attendues, même si à posteriori, elles peuvent sembler logiques (mais « on est toujours plus intelligent après ! »). Dans cette dernière catégorie, citons par exemple le lien entre le **TSS** brut, le **TSLr** et les barres littorales, alors que nous nous attendions davantage à une relation entre le **TSS** net et les barres.

Il n'était pas évident que les résultats obtenus tout au long de ma thèse nous permettent de « boucler la boucle » et que des relations fortes entre les estimations de **TSS** d'une part et les formes ou les évolutions littorales d'autre part puissent être

établies et démontrées quantitativement. Ces liens prouvent que l'approche « Source-to-sink » utilisée ici ainsi que la volonté de quantification, même basée sur des modèles simples, peuvent être robustes et bien adaptées à ce type de recherche.

Si l'accélération du changement climatique général constaté actuellement produit des effets sur la montée moyenne du niveau de la mer, que ce soit par dilatation de la masse d'eau ou par le nombre accru de tempêtes, celui-ci augmentant encore l'érosion des côtes (<http://www.onedd.com.df/RNE2003.pdf>), d'autres facteurs anthropiques, comme l'augmentation du rythme d'aménagement des fleuves et du littoral (barrages, ports, digues, brise-lames ...), provoque, nous l'avons vu dans cette thèse, un recul généralisé du littoral et principalement des côtes sableuses. En 1985, 70% des littoraux étaient déjà soumis à l'érosion (*Certain, 2002*).

Cependant, sur nos sites d'étude, ce phénomène d'érosion n'est pas identique selon que l'embouchure des oueds soit de forme deltaïque ou pas.

En effet, nous avons montré que les stocks sédimentaires que constituent les deltas parviennent encore à contre-balancer l'érosion s'effectuant dans la partie aval-dérive de la cellule, grâce à une redistribution longitudinale de ces sédiments faite par l'intermédiaire du courant longshore. La partie de la cellule littorale située en amont dérive par rapport à l'embouchure présentant, quant à elle, un recul généralisé de son rivage.

Les cellules littorales ayant des embouchures non deltaïques sont d'ores et déjà les plus touchées au niveau de l'érosion de leurs plages, et ce, dans tous les compartiments de la cellule.

Nos estimations des retenues sédimentaires effectuées par les barrages indiquent clairement l'impact prédominant qu'ont ces ouvrages sur le recul du trait de côte. Si la capacité de rétention de ces réservoirs est amenée à s'accroître davantage, certaines plages du Maghreb seront menacées à moyen ou même court terme.

Nous avons également mis en exergue certaines relations existant entre les apports sédimentaires réalisés par les oueds et les principales formes de la cellule littorale, la taille actuelle des deltas ainsi que le nombre de barres littorales étant corrélées aux apports sédimentaires avant-barrage diminués du potentiel de dérive littorale (**TSS** brut – **TSLr**), alors que le type de barres d'avant-côtes est pour sa part bien corrélé au **TSS** brut (avant-barrage), ainsi qu'au transport sédimentaire longitudinal. Par contre, les barrages ne semblent pas avoir encore d'impact quantifiable sur le type de barres.

Malgré l'étendue de mon terrain d'étude, près des 2200 km des rives sud de la Méditerranée, nous regrettons cependant que le nombre de bassins versants, d'oueds et de baies significatives et pour lesquelles nous possédions assez de données initiales soient en si petit nombre.

Comme toujours dans ce type d'étude, une fois en notre possession, le temps nous a manqué pour pouvoir utiliser le modèle de **SYVmod** sur un plus grand nombre de petits bassins versants et ainsi posséder un échantillon plus grand de données de **TSS** à rapprocher des caractéristiques de baies. Peut-être que d'autres études reprendront sensiblement la même méthodologie que celle-ci sur d'autres oueds du Maghreb et qu'elles pourront venir confirmer, infirmer, critiquer ces premiers résultats afin de les étendre.

5.3.3 Perspectives

Il nous paraîtrait utile de tester le modèle de *Syvitski* modifié (**SYVmod**) pour des pays méditerranéens hors contexte maghrébin, sur des fleuves espagnols, français, italiens, grecs, etc... de taille comparable, afin d'éprouver sa validité dans des contextes géomorphologiques assez semblables tout en cernant davantage ses limites géographiques.

L'utilisation du débit maximal au lieu du débit moyen dans un modèle de transport serait selon nous plus adapté lorsqu'il s'agit d'oueds à écoulements temporaires. Un modèle semi-empirique qui se baserait sur cet élément gagnerait très probablement encore plus en performance pour évaluer le transport sédimentaire effectué par des oueds.

On connaît l'importance du transport cross-shore dans l'érosion des plages lors des tempêtes, mais il serait utile de préciser par une étude approfondie, si effectivement ce type de transport n'a pas (ou que peu) d'influence sur l'évolution du trait de côte à long terme dans ce milieu micro-tidal. Le rôle du transport cross-shore dans le mécanisme d'alimentation sédimentaire des barres littorales à partir des deltas devrait lui aussi faire l'objet d'une étude détaillée, en se focalisant également sur le rôle de la dérive littorale aux côtés du transport cross-shore.

Il faudrait également préciser quelle est l'importance relative du **TSS** brut par rapport aux paramètres liés à la houle dans le type des barres littorales observées, de même qu'il serait aussi utile de quantifier plus précisément les apports sédimentaires réels entrant dans la Baie de Tunis. A ce sujet, nous pensons que l'oued Medjerda et la Baie de Tunis nécessiteraient à eux seuls un travail détaillé selon cette même approche « Source-to-sink », tant leurs caractéristiques semblent particulières.

Finalement, même si cette thèse a, selon nous, apporté les réponses, ou à défaut, des premiers éléments de réponses, aux questions posées initialement et permis de préciser de manière quantifiée certains mécanismes et relations pressenties entre les oueds et les cellules littorales, nous constatons aussi que la liste des points qui restent ouverts ou à préciser ainsi que celle des interrogations nouvelles nous force à relativiser une

nouvelle fois l'idée de « connaissance », ce concept qui, tout comme celui de « ligne d'horizon », ou « d'arc-en-ciel », semble inéluctablement s'éloigner de nous et parfois même s'évanouir, au fur et à mesure que nous avançons vers lui.

Au terme de ces années de travail, c'est donc la célèbre phrase de Montaigne qui, *in fine*, s'impose à mon esprit : « *Que sais-je ?* ».

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

Abdellaoui, B., Merzouk, A., Pépin, Y., Aberkan, M., Albergel, J., (2009). Simulation du bilan hydro-sédimentaire d'un barrage collinaire en zone marneuse méditerranéenne (Cas du barrage Saboun, Maroc). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 22, n° 4, pp. 487-504.

Abid, M., (2003). Gestion de l'envasement dans les retenues des grands barrages tunisiens. *Direction Générale des Barrages et des Grands Travaux Hydrauliques (DGBGTH), Ministère de l'Agriculture, Tunisie*, 22 pp.

Achite, M., Meddi, M., (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien). *Revue des Sciences de l'Eau, Rev. Sci. Eau* 18/spécial pp. 37-56

Achite, M., Touaibia, B., Ouillon, S., (2006). Erosion hydrique en Algérie du Nord : Ampleur, Conséquences et Prespectives. *14th International Soil Conservation Organization Conference. Water Management and Soil Conservation in Semi-Arid Environments. Marrakech, Morocco, May*, pp. 14-19.

Added, A., Ben Mammou, A., Abdeljaoued, S., Essonni, N., Fernex, F., (2003). Caractérisation géochimique des sédiments de surface du golfe de Tunis. *Bull. Inst. Natn. Scien. Tech. Mer de Salammbô, Vol. 30*.

Agoumi, A., Debbarh, A., (2006). Ressources en eau et bassins versants du Maroc. *50 ans de développement (1955-2005)*.

Ahamrouni, J. (1996). Erosion hydrique dans le bassin versant de la Moulouya (Maroc Oriental). Recherche des zones sources d'envasement de la retenue du barrage Mohamed V. *Thèse de doctorat, université Cheikh Anta Diop*.

Albergel, J., Nasri, S., Lamachère, J.M., (2005). Les lacs et barrages collinaires : infrastructures hydrauliques d'aménagement et de conservation des terres agricoles en zone semi-aride méditerranéenne. *Sols de Tunisie, Bulletin de la DG ACTA-Actes du séminaire organisé à en hommage à Roger Pontanier, H. E.Sc. Cornet*.

Albergel, J., Pepin, Y., Nasri, S., Boufaroua, M., (2003). Erosion et transport solide dans les petits bassins versants méditerranéens. *Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions (Proceeding of an international symposium held at Montpellier)*.

Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E.J., Barusseau, J.P., (2015). Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology* 241, pp. 175-191.

Amil, M., (1992). Bassin versant du Nekor, Recherche des zones sources d'envasement de la retenue du barrage M.B.A El Khettabi (Maroc). *Thèse de doctorat de l'Université Cheikh Anta Diop, Faculté des Sciences et techniques*.

Ammari, A., (2012). Vulnérabilité à l'Envasement des Barrages (cas du bassin Hydrographique des Côtiers Algérois). *Thèse de doctorat, Université Mohamed Khider – Biskra*.

El Amrani, M., Macaire, J. J., Zarki, H., Bréhérét, J.G., (2010). Etude de l'évolution de la basse vallée de l'oued Kert (Maroc Nord Oriental) à l'holocène. Impacts des facteurs naturels et anthropiques. *Recherche réalisée dans le cadre de l'Action Intégrée franco-marocaine*.

Anthony, E.J., (1990). Analyse spatial quantitative et appliquée. *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, N° 27 & 28, Nice.

Anthony, E.J., (1998). Sediments-wave parametric characterization of beaches. *Journal of Coastal Research* 14 (1), pp. 347 – 352.

Anthony, E.J., Dubar, M., Cohen, O., (1998). Les cordons de galets de la baie des Anges : histoire environnementale et statistique. Evolution morphodynamique récente en réponse à des aménagements. *Géomorphologie*, 4 (2), pp. 167-188.

Anthony, E.J., (2013). Environmental Control: Geology and Sediments. In: Masselink, G., Gehrels, R. (eds.), *Coastal Environments: Dynamics, Climate Change and Management*. Wiley-Springer, pp. 52-78.

Anthony, E.J., (2017). Beach erosion. In: Makowski, C., Finkl, C.J. (eds.), *Encyclopaedia of Coastal Science*, Springer, Dordrecht, in press.

Arabi, M., Bourougaa, L., El Kir Kedaïd, O., (2007). Intensification de l'agriculture et réduction des risques érosifs en milieu semi-aride algérien. *Actes des JSIRAUF*.

Ater, M., Hmimsa, Y., (2008). Agriculture traditionnelle et agrobiodiversité dans le bassin versant de l'Oued Laou. Bayed A. & Ater M. (éditeurs). Du bassin versant vers la mer : Analyse multidisciplinaire pour une gestion durable. *Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat, série générale*, n°5, pp. 107-115.

Ayadi, M., Bargaoui, Z., 1998. Modélisation des écoulements de l'oued Miliane par le modèle CEQUEAU. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 43(5).

Ayadi, K., Boutiba, M., Sabatier, F., Said Guettouch, M., (2015). Detection and analysis of historical variations in the shoreline, using digital aerial photos, satellite images, and topographic surveys DGPS : case of the Bejaia bay (East Algeria). *Saudi Society of Geosciences*.

Badraoui, A., Hajji, A., (2001). Envasement et retenues de barrages. *La houille Blanche / N° 6/7*.

Barusseau, J.P., & Saintguily, B. (1981). Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion. *Oceanologica acta*, 4(3), pp. 297-304.

Belloula, M., (2008). Modélisation des écoulements et perspectives de prévention contre les risques d'inondation dans quelques bassins de la Medjerda (confins Algéro-Tunisiens). *Mémoire de Magister en Aménagement du territoire, département des sciences de la terre, Université El Hadj Lakhdar, Batna, République Algérienne, Démocratique et populaire*.

Besset, M., Anthony, E.J., Sabatier, F., (in press). River delta shoreline reworking and erosion in the Mediterranean and Black Seas: the potential roles of fluvial sediment starvation and other factors. *Elementa*.

Bethemont, J., (1999). Les grands fleuves. Entre nature et société. *Armand Colin*, 255 pp.

Bishop, P., Cowell, P., (1997). Lithological and drainage network determinants of the character of drowned, embayed coastlines. *The Journal of Geology*, 105, 685-699.

Bouabdallah, M., Larue, J.P., (2009). Évolution du littoral de la baie de Saïdia : dynamique naturelle et impact des aménagements (Maroc oriental). *Physio-Géo*, volume 3.

Bouaichi, I., Touaibia B., (2014). Approche quantitative de l'érosion spécifique pour l'élaboration d'un abaque. Cas du bassin versant de l'oued Cheliff.
<https://www.ensh.dz/files/Communications/230/resume.pdf>

Bouanani, A., (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation : Etude de quelques sous-bassins de la Tafna (NW-Algérie). *Thèse de doctorat d'état, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen*.

Bouchelkia, H., Remini, B., (2003). Quantification du transport solide dans les bassins versants algériens du Cheliff. *Ingénieries N° 33*, pp. 45-46.

Boudjadja, A., Messahel, M., Pauc, H., (2003). Ressources hydriques en Algérie du Nord. *Revue des sciences de l'eau*, vol. 16, N° 3, pp. 285-304.

Boudjemline, D., Zemouri, K., Melouche A., (1993). Contribution à l'étude de l'envasement du barrage d'Iril-Emda (Kerrata). *Réseau Erosion - Bulletin*, 1993, (13), pp. 200-214.

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*.

Bou Kheir, R., Girard, M.Cl., Khawlie, M., Abadallah, C., (2001). Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens : une revue bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*. Vol. 8, pp. 231-254.

Boulvain, F., (2015). Une introduction aux processus sédimentaires. *Université de Liège, Faculté des sciences, Département de géologie*.

Boumeaza, T., Sbai, A., Salmon, M., Benata, M., Ozer, A., (2010). Impacts écologiques des aménagements touristiques sur le littoral de Saïdia, Maroc oriental. *Méditerranée*, 115, pp. 94-102.

Bourouba, M., (1997). Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. *Bull. ORSTOM*, 17, pp. 345-360.

Bourouba, M., (2002). Comparaison de la charge solide en suspension dans les oueds algériens : essai de synthèse. *Bulletin réseau érosion*, 21, pp. 358-374.

Boutiba, M., Guendouz, M., (2006). Géomorphologie dynamique et mouvements des sédiments le long de la côte sableuse Jijelienne (Est Algérie). *Collection Thèse de Doctorat. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene*. PP. 252.

- Bouzenoune A., Remoun, K., (2008). Granulométrie et concentration en minéraux lourds des sables dunaires et de plage de la région de l'oued Zhour (Jijel, Algérie Nord Orientale). *Bulletin du Service Géologique National Vol. 19, N°3, pp. 287 – 302.*
- Bowman, D., Guillén, J., Lopez, L., Pellegrino, V., (2009). Planview Geometry and morphological characteristics of pocket beaches on the Catalan coast (Spain). *Geomorphology 108, pp. 191-199.*
- Brunel, C., Sabatier, F., (2007). Provence pocket beach erosion. *Méditerranée N° 108.*
- Carter, R.W.G., (1988). Coastal Environments. *Academic Press, 617 pp.*
- Castelle, B., Bonneton, P., Butel, R., (2006). Modélisation du festonnage des barres sableuses d'avant-côte : Application à la côte aquitaine, France. *Comptes Rendus Géosciences 338, pp. 795-801.*
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Marine Geology 245, 141-159.*
- Castelle, B., Coco, G., (2012). Morphodynamique des barres sableuses de déferlement le long des plages en baies. *XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Cherbourg. Edition Paralia CFL.*
- Cavaleri, I. (2005). The wind and wave atlas of the Mediterranean Sea – The calibration phase. *Advances in Geosciences, 2, pp. 255-257.*
- Certain, R., (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : Le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). *Thèse de doctorat. Université de Perpignan.*
- Chanson, H., (1999). The Hydraulics of Open Channel Flow. *Arnold, 338 Euston Road, London, UK.*
- Chaouche, K.L., (2008). La mafia du sable investit l'oued Sebaou, une catastrophe écologique n'est pas à écarter. *Le Midi Libre.*
- Chabou, M.C., (2015). La chaine des Maghrébides, cours de géologie algérienne, *Université de Ferhat Abbas de Setif. <http://www.geolalg.com/chabou/geologie2.html>.*
- Cherif, El A., Errih, M., Cherif, H.M., (2013). Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne. *Hydrological Science Journal, 54 :2, 338-348, DOI : 10.1623/hysi.54.2.338.*
- Claude, J., Francillon, G., Loyer, J.Y., (1977). Les alluvions déposées par l'oued Medjerda lors de la crue exceptionnelle de mars 1973. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol. vol. XIV, no 11.*
- Collectif, (2013). Le littoral. Revue « Géosciences », N° 17, BRGM.
- Conseil supérieur de l'eau et du climat, *cinquième session, 1991.*
- Coussot, P., (1993). Rhéologie des boues torrentielles. Etudes de dispersions et suspensions concentrées. *CEMAGREF.*

Daoud, A., Jemmali, K., Goguel, B., Leclerc S., (2009). Couplage d'un évacuateur vanne avec une tranche de laminage, cas du barrage de Sidi Salem en Tunisie. *Colloque CFBR-SHF: « Dimensionnement et fonctionnement des évacuateurs de crues »*, Lyon.

Davidson-Arnott, R., (2010). Introduction to coastal process and geomorphology, *Cambridge*, 442 pp.

Dehouck, A., (2006). Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). *Thèse de doctorat, université de Bretagne Occidentale*.

Dehouck, A., Lafon, V., Sénéchal, N., Froidefond, J.M., Almar, R., Castelle, B., Martiny, N., (2009). Evolution morphodynamique interannuelle du littoral Sud de la Gironde. *Revue Française de Photogramétrie et de Télédétection*, N° 197.

Département de la Pêche Maritime Ministère de l'Agriculture et des Pêches Maritimes, (2009). *Présentation power point. Institut National de Recherche Halieutique*. Projet Régional pour le Développement d'Aires Protégées Marines et Cotières dans la Région.

Desmazes, F., Michel, D., Howa, H., Pedreros, R., (2002). Etude morphodynamique du domaine pré-littoral nord aquitain, site atelier du Truc-Vert. *VIIèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Anglet, France*.

Derville, I., Bonenfant, M., Royet, P., Lepetit, D., Jigorel, A., (2001). Retour d'expérience du démantèlement du barrage de Kernansquillec. *Revue EAT normal*, no. 25, pp. 13-27.

Dimanche, P., (1971). Carte des roches-mères des sols. *République Tunisienne, Ministère de l'Agriculture, Institut National de recherche Forestière*.

Dosseur, H., Chaperon, P., Moniod, F., 1984. Aménagement des ressources en eau du Nord de la Tunisie. Modèle EAUTUN-3. Tome 1 Etude et modélisation. *ORSTOM Institut Française de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. Département Etud et Gestion des Ressources (U. R. 4). République tunisienne, Ministère de l'Agriculture*.

Dubar, M., Mai, B.T, Girard, M., (2011). Evolution de la vegetation littorale de la Cote d'Azur (var et Alpes-Maritimes, France) en relation avec les derniers stades de la remontée du niveau marin à l'Holocène. Esquisse d'un modèle quaternaire. *Quaternaire*, Vol. 22/1.

Ericson, J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S., L., Ward, L.G., Meybeck, M., (2006). Effective sea-level rise and deltas: Causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change* 50, pp. 63-82.

Feagin, R.A., Sherma, D.J., Grant, W.E., (2005). Coastal erosion, global sea-level rise, and the loss of sand dune plant habitats. *Frontiers in Ecology and Environment*. Vol. 3, Issue 7, pp. 359-364.

Fournier, F., (1960). Climat et Erosion. *Presse Universitaires de France, Paris, France*.

Frigui, H.L., Touzi, S., (1994). Caractérisation des événements extrêmes en Tunisie, et possibilité de la maîtrise des excédents pour une gestion durable de la ressource. *Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) – 43 rue de la Manoubia, 1008 Montfleury, Tunis, Tunisie*.

El Gharbaoui, A., (1981). La terre et l'homme dans la péninsule tintiguane : étude sur l'homme et le milieu naturel dans le Rif Occidental. *Travaux de l'Institut Scientifique, série Géologie Géographie Physique*, 15, pp. 1- 439.

Gauché, E., (2006). Pénurie d'eau et campagnes en crise dans les Beni Saïd (Rif oriental, Maroc). *Géocarrefour [En ligne]*, vol. 81/1 | 2006, mis en ligne le 01 septembre 2009, consulté le 29 octobre 2012. URL : <http://geocarrefour.revues.org/1754>.

Gautier, E.F., (1911). Profils en long de cours d'eau en Algérie – Tunisie (second article). *Annales de Géographie*, t.20, n° 114, pp. 431-447.

Gelfenbaum, G., Sherwood, C.R., Peterson, C.D, Kaminsky, G.M., Buijsman, M., Twichell, D.C., Ruggiero, P., Gibbs, A.E., Reed, C., (1999). The Columbia River littoral cell: A sediment budget overview. *Coastal Sediments '99 Proceedings of the 4th International Conference on Coastal Engineering and Coastal Sediment Processes, American Society of Civil Engineers June 20-24 1999, Long Island, NY*.

Hallouz, F., Meddi, M., Mahé, G., (2012). Relation débit liquide – transport de matières en suspension dans le bassin versant de l'oued Mina, en amont du barrage Sidi M'hamed Ben Aouda (oued Cheliff), Nourd-Ouest d'Algérie. *I.S. Rivers*.

Halouani, N., Sabatier, F., Gueddari, M., Fleury, J., (2007). Evolution du trait de côte de Tabarka-Bouterfess, nord-ouest de la Tunisie. *Méditerranée N°108*, pp. 131-137.

Halouani, N., Fathallah, S. & Gueddari, M., (2012). Environ Earth. *Sci* 66: 1059. doi:10.1007/s12665-011-1312-5.

Halouani, N., Gueddari, M., & Frihy, O., (2013). The Northwestern Mediterranean Coast of Tunisia: Wave Processes, Shoreline Stability and Management Implications. *Arabian Journal for Science & Engineering (Springer Science & Business Media BV)*, 38(7).

Harrison, C.G.A., (2000). What factors control mechanical erosion rates?. *Int Journ Earth Sciences*, 88: pp. 752-763.

Hasbaia, M., Hedjazi, A., Benayada, L., (2012). Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna : cas du sous-bassin versant de l'oued Elham. *Rav. Mar. Sci. Agron. Vét.* 1 : pp. 28-32.

Heusch, B., (1970). L'érosion hydraulique au Maroc : son calcul et son contrôle. *Annales de Recherche Forestière, Rabat*. pp. 45.

Heusch, B., Milliès-Lacroix, A., (1971). Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mines et Géologie (Rabat)* 33, pp. 21-39.

Houser C., Greenwood B., (2005a). Profile response of a lacustrine multiple barred nearshore to a sequence of storm events. *Geomorphology* 69, 118-137.

Houser, C., Greenwood, B., (2005b). Hydrodynamics and sediment transport within the inner surf zone of a lacustrine multiple-barred nearshore. *Marine Geology* 218, 37-63.

Hsu, J.R.C., Yu, M.J., Lee, F.C., Benedet, L., (2010). Static bay beach concepts for scientists and engineers: a review. *Journal of Coastal Engineering*, 57(2): 76–91.

Jarry, N., (2009). Etude expérimentale et numérique de la propagation des vagues au-dessus de bathymétries complexes en milieu côtier. *Thèse de doctorat, Université du Sud Toulon-Var*.

Jaud, M., (2011). Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale. *Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale*.

Jeanson, M., Anthony, E.J., Dolique, F., Aubry, A., (2012). Wave characteristics and morphological variations of pocket beaches in a coral reef-lagoon setting, Mayotte Island, Indian Ocean. *Geomorphology*, 182, pp. 190-209.

Jiménez, J. A., Sanchez-Arcillia, A., (1993). Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain. *Marine Geology*, 114: pp. 105-118.

Kacemi, M., (2008). La loi de protection et de valorisation du littoral en Algérie. *Actes du colloque international pluridisciplinaire « Le littoral : subir, dire, agir »*.

Kassoul, M., Abdelgader, A., Belorgey, M., (1997). Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Revue des sciences de l'eau*, 3, pp. 339-358.

Khanchoul, K., Boukhrissa, Z.E., Majour, H., (2012). Statistical modelling of suspended sediment transport in the Cherf drainage basin, Algeria. *Rev. Mar. Sci. Agron. Vêt.* 1:pp. 13-17.

Khattabi, A., Ezzahiri, M., Rifai, N., El Anzi, R., Naji, H., Soumaa, A., Fernadez, P., (2007). Analyse de la situation actuelle de la zone côtière de Nador : Milieu biophysique. *Projet CAP Nador*.

Kettani, K., Vélchez Quero, A., Calle Martinez, D., El Ouazzani, T., (1995). Nouvelles récoltes de Chironomidés (Diptera) du Maroc : les Chironomidae de l'Oued Martil (Rif). *Annls Limnol.*, 31 (4) pp. 253-261.

Kerriou, M., (1979). Etude de l'érosion dans le bassin du Hamiz. *Thèse Ing. INA*.

Khai, T., Beauchamp, J., Mahdoudi, M.L., Yacoubi, A., (2002). Approche cartographique et analytique de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'oued Martil (Rif, Maroc). *IRD*.

Komar, P.D., (1976). Beach processes and sedimentation. *New-Jersey*, 429 pp.

Komar, P.D., (1996). The budget of littoral sediments concepts and applications. *Shore and Beach*: pp. 19-26.

Komar, P.D., Gaughan, M.K., (1972). Airy wave theory and breaker height prediction. *School of Oceanography Oregon State University Corvallis, Oregon*.

Koulinski, V., (1993). Etude de la formation d'un lit torrentiel par confrontation d'essais sur modèle réduit et d'observations de terrain. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier – Grenoble I, CEMAGREF*.

Kraus, N.C., (1987). Application of portable traps for obtaining point measurement of sediment transport rates in the surf zone. *Journal of Coastal Research*, 2 : pp. 139-152.

Kulm, L.D., Byrne, J.V., (1966). Sedimentary response to hydrography in an Oregon estuary. *Marine Geology*, Vol.4, Issue 2, pp. 85-109, pp. 113-118.

Lacoste, A., Salanon, R., (2006). Eléments de biogéographie et d'écologie. *Armand Colin*, pp. 231-231.

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.

Lahlou, A., (1982). La dégradation spécifique des bassins versants et son impact sur l'envasement des barrages. Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield (Proceedings of the Exeter Symposium, July, 1982). *IAHS Publ. n° 137*.

Lahlou, A., (1990). Envasement du barrage Mohamed Ben Abdelkrim Al Khattabi et lutte anti-erosive du bassin versant montagneux situe à l'amont. Hydrology in Mountainous Regions, n - Artificial Reservoirs; Water and Slopes (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990). *IAHS Publ. no. 194*.

Lahlou, A., (1994). L'envasement des barrages au Maroc. *Casablanca. Wallada*.

Larfi, B., Remini, B., (2006). Le transport solide dans le bassin versant de l'oued Isser. Impact sur l'envasement du barrage de Beni Amrane (Algérie). *Larhyss Journal* 05, pp. 63-73.

Leatherman, S.P., Douglas, B.C., LaBrecque, J.L., (2003). Sea level and coastal erosion require lage-scale monitoring. *EOS Earth and Space Science News*. Vol. 84, Issue 2, pp. 13-16.

Leslous, S., (2009). L'extraction du sable de l'oued Sebaou interdite à compter du 31 Août. *Liberté-algérie.com*.

Liquete, C., Arnau, Canals, M.P., Colas, S., (2005). Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology* 222-223, pp. 471-475.

List, J.H., Jaffe, B.E., Sallenger Jr, A.H., Hansen, M.E., (1997). Bathymetric comparisons adjacent to the Louisiana barrier islands: processes of large-scale changes. *Journal of Coastal Research*, 13 (3): pp. 670-678.

List, J.H., Sallenger Jr, A.H., Hansen, M.E., Jaffe, B.E., (1997). Accelerate relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. *Marine Geology*, 140: pp. 347-365.

Loizeau, J.L., Wildi, W., (2007) : Aspect sédimentaire de la gestion du barrage de verbois (CH).

Louamri, A., (2010). Contribution à l'évaluation des transports solides de l'oued Bouhamdane à la station de Medjez Ammar II et au barrage de Hammam Debagh. *Journal International Network Environmental Management Conflicts, Santa Catarina – Brazil, 1(1), pp. 23-29.*

Louati, M., Saïdi, H., Zargouni, F., (2014). Shoreline change assessment using remote sensing and GIS techniques: a case study of the Medjerda delta coast, Tunisia. *Journal: Arabian Journal of Geosciences, DOI: 10.1007/s12517-014-1472-1.*

Ludwig, W., Probst, J. L., (1996). A global modeling of the climatic, morphological, and lithological control of river sediment discharges to the oceans. *Erosion and Sediments Yield: Global and Regional Perspectives (Proceeding of the Exeter Symposium, July 1996). IAHS Publ. n° 236.*

Ludwig, W., Probst, J.L., (1998). River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. *American Journal of Science, Vol. 298, pp.. 265-295.*

Mammou, A. B., Louati, M. H., 2007. Evolution temporelle de l'envasement des retenues de barrages de Tunisie. *Revue des Sciences de l'eau. Vol. 20, N° 2, pp. 163-250.*

Masselink, G., Hughes, M.G., (2003). Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. *Hodder Education, pp. 354.*

McCarney-Castle, K., Voulgaris, G., Kettner, A. J., Giosan, L., (2011). Simulating fluvial fluxes in the Danube watershed: The 'Little Ice Age' versus modern day. *The Holocene. 22(1) pp. 91-105.*

Mebarki, A., Thomas, C., (1988). Analyse des relations entre écoulements superficiels et souterrains à partir des hydrogrammes des cours d'eau. Application au bassin du Kebir-Rhumel dans le Constantinois (Algérie). *Hydrologie. Continentale., Vol. 3, N° 2, pp. 89-103.*

Mebarki, A, Benabbas, C., Grecu, F. Le système "Beni-Haroun" (Oued Kebir-Rhumel, Algérie): Aménagements hydrauliques et contraintes morpho-géologiques.

Meddi, M., Khaldi, A., Meddi, H., (1998). Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord. Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes (Proceedings of a symposium held at Vienna, July 1998). *IAHS Publ. no. 249.*

Méditerranéenne (PROJET MedMPA). Programme des Nations Unies pour l'Environnement. Plan d'Action pour la Méditerranée. Centre d'Activités Régionales pour les Aires Spécialement Protégées (CAR/ASP). *Rapport de la première mission de prospection de la partie du Parc national d'Al Hoceima.*

Migniot, C., 1990. Manuel sur l'hydrodynamisme sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral. *Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, Secrétariat d'Etat à la Mer, Service technique central des ports maritimes et des voies navigables.*

Milliman, J.D., Meade, R.H., (1983). World-wide delivery of river sediments to the oceans. *Geology, 91, pp. 1-21.*

- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., (2011). River Discharge to the Coastal Ocean, a global synthesis. *Cambridge University Press*, 392 pp.
- Milliman, J.D., Rutkowski, C., Meybeck, M., (1995). River discharge to the sea, a global river index. LOICZ Reports and Studies. *Netherland Institute of Sea Research*, 138 pp.
- Milliman J.D., Syvitski J.P.M., (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountains rivers. *The Journal of Geology*, vol. 100, pp. 525-544.
- Mizouri, M., Berbery, J., (1986). Carte des ressources en sol de la Tunisie (1/200 000), feuille de Tabarka. *République Tunisienne, Ministère de l'Agriculture, Direction des Sols*.
- Mouzouri, M., Irzi, Z., (2011). Evolution et morpho-dynamique de la plaine côtière de Saïda (littoral méditerranéen du Nord-Est du Maroc) durant la période 1958-2006. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, N° 33*, pp. 65-76.
- Morgan , A., Larson, R., Gorman, L., (1997). Monitoring the coastal environment: part III: geophysical research methods. *Journal of Coastal Research* 13 1064-82.
- El Moutchou, B., El Fadel, L., El Hajjaji, K., (2011). Evolution morphodynamique et morphosédimentaire du littoral méditerranéen de l'oued Laou (Tétouan, Maroc). *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime Edition 2, Tanger, Maroc*.
- El Mrini, A., (2011). Evolution morphodynamique et impact des aménagements sur le littoral Tétouanais entre Ras Mazari et Fnideq (Maroc Nord Occidental). *Thèse de doctorat, université de Nantes et université Abdelmalek Essaadi*. 304 pp.
- El Mrini, A., Maanan, M., Anthony, J.E., Taaouati, M., (2012). An integrated approach to characterize the interaction between coastal morphodynamic, geomorphological setting and human interventions on the Mediterranean beaches of northwestern Morocco. *Applied Geography* 35 (2012), pp. 334-344.
- El Mrini, A., Anthony, E.J., Taaouati, M., Nachite, D., Maanan, M., (2013). A note on contrasting morphodynamics of two beach systems with different backshores, Tetouan coast, northwest Morocco: the role of grain size and human-altered dune morphology. *Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65*, 2013.
- Musy, A., Higy, Ch., (2004). Hydrologie : Une science de la nature. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes*.
- Nabil, L., (2005). Dynamique, réglementation, gestion et exploitation des carrières, cas de Tanger – Tétouan. *Revue AFN Maroc*.
- Nahon, C., Salmon, M., Boumara, T., Sbai, A., Haradji, A., Ozer, A., (2008). Apports de la télédétection dans l'étude diachronique de l'envasement de barrages : le cas des retenues Mohamed V et Hassan II (bassin de la Moulouya, Maroc oriental). *Les XIèmes Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF (11èmes Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF)*, pp. 266.

Naoual, O.M., Targuisti, K., Jamal, S., (2009). Evaluation de la qualité des eaux dans les systèmes fluviaux du Rif (cas de la rivière Martil) et étude de la biodiversité des communautés de macroinvertébrés. *Segundo Congreso Internacional Sobre Geologica y Minería en la ordenación del Territorio y en el desarrollo. UTRILLAS-2009, P.08, pp. 95-114.*

Ouamane, A., Lemperiere, F., (2014). Nouvelle conception de déversoir pour l'accroissement de la capacité des retenues des barrages. *Le Journal de l'Eau et de l'Environnement.*

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. *The Mediterranean coastal areas from watershed to the sea: interactions and changes (F. Scapini ed.), ISBN 978-88-8453-557-3 (online), 978-88-8453-558-1 (print), © Firenze University Press.*

Oueslati, A., 2008. Le littoral de l'oued laou : Apport de l'étude géomorphologique à la connaissance de ses aptitudes à l'aménagement et à la prévention des risques naturels et de la dégradation des paysages. Bayed A. & Ater M. (éditeurs). Du bassin versant vers la mer : Analyse multidisciplinaire pour une gestion durable. *Travaux de l'Institut Scientifique, Rabat, série générale, n°5, pp. 1-16.*

Paskoff, R., (1981). Evolution récente de la flèche Foum El Oued, delta de la Medjerda (Tunisie nord-orientale). *Méditerranée N° 4.*

Phillips, M.R., Jones, A.L., (2006). Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone : Problems, consequences and management. *Tourism Management, Vol. 27, Issue 3, pp. 517-524.*

de Pina Tavares, J., (2010). Erosion des sols au Cap Vert. Etude des processus et quantification à l'échelle de trois bassins versants de l'île de Santiago. *Thèse de doctorat, université de Bourgogne, 226 pp.*

Pinet, P., Souriau, M., (1988). Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics, volume 7, issue 3, pp. 563-582.*

Plant, N.G., Freilich, M.H., Holman, R.A., (2001a). Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response. *Journal of Geophysical Research 106, 973-989.*

Plant, N.G., Holman, R.A., Freilich, M.H., Birkemeier, W.A., (2001b). Morphologic properties derived from a simple cross-shore sediment transport model. *Journal of Geophysical Research, 106, 945-958.*

Pont, D., (1997). Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995). *Revue de géographie de Lyon. Vol. 72, N°1.*

Pradé, M., (1946). Nouvelles données sur les cours d'eau algériens. *Annales de Géographie, 55^e année, N° 300 (Octobre-Décembre), pp. 291-294.*

Probst, J.L., Amiotte Suchet, P., (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological Science Journal, pp. 621-637.*

Ramon, J.B. Cantalice, Moacyr Cunha Filho, Borko D. Stosic, Victor Casimiro Piscoya, Sergio M. S. Guerra & Vijay P. Singh (2013). Relationship between bedload and suspended sediment in the

sand-bed Exu River, in the semiarid region of Brazil. *Hydrological Sciences Journal*, 58:8, 1789-1802, DOI: 10.1080/02626667.2013.839875.

Raïssouni, A., Khali Issa, L., El Arrim, A., Maâtouk, M., Passalacqua, R., (1992). GIS-Based Model to assess Erosion Sensitivity in Northern Morocco. Laou Watershed Case Study. *International Journal of Geosciences*, 2012, 3, pp. 610-626.

Remini, B., (2000). L'envasement des barrages : Quelques exemples algériens. *Bulletin du réseau Erosion (France)*, N°20, vol 2, pp. 165- 171.

Remini, B., (2004). La sédimentation dans les barrages algériens. *La Houille Blanche*, N°1, pp. 60-64.

Remini, W., Remini, B., (2003). La sédimentation dans les barrages de l'Afrique du Nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n° 02, pp. 45-54.

Remini, B., Leduc, C., Hallouche, W., (2009). Evolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens. *Sécheresse ; 20 (1) : pp. 96-103.*

Remini B., Hallouche W., (2004). La sédimentation des barrages en Algérie. *La Houille Blanche*, N°1, pp. 60.

Remini, B., Avenard, J.M., (1998). La technique du barrage de chasse en Algérie.

River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment, Gaylord Nelson Institute of Environmental Studies, University of Wisconsin-Madison.

Rkiouak, S., Pulido-Bosch, A., Gaz, A., (1997). Potentialités hydrogéologiques d'une plaine littorale marocaine (Oued Laou, Tétouan-Chefchaouen). *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 42(1) February.

Rodier, J.A., Roche, M., (1984). Répertoire mondial des crues maximales observées. Orstom (A titre de contribution au Programme Hydrologique International de l'UNESCO PHI -II Projet A.2.7.2.

Rosati, J.D., (2005). Concepts in sediment budgets. *Journal of Coastal Research*, 21(2), pp. 307-322. West palm Beach (Florida).

Sabatier, F., (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. *Thèse de doctorat, université d'Aix-Marseille III*, 272 pp.

Sabatier, F., Suanez, S., (2003). Evolution of the Rhone Delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, N° 4, pp. 283-300.

Saidi, A., Sbai, A., Boulhoual, H., (2014). Le littoral de Cap de l'Eau entre fragilité du milieu physique et impact des pressions anthropiques (Maroc nord-est). *XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil. Dunkerque.*

Saïdi, H., Souissi, R., Louati, M., Zargouni, F., (2014). Morphologic changes and sedimentary budgets along a Mediterranean coastline with a sand spit: case of the littoral fringe Sidi Ali El

Mekki-Gammarth (NE Tunisia). *Rendiconti Lincei SCIENZE FISICHE E NATURALI*, ISSN 2037-4631 Volume 25 Number 3.

Salmon, M., Abdelkader, S., Boumeaza, T., Benata, M., Ozer, A., (2010). L'érosion des côtes meubles de l'extrême Nord-Est du Maroc. *BSDLg*, 54, pp. 97-106.

Sarre, R.D., (1998). Evaluation of aeolian sand transport equation using intertidal zone measurements, Saunton sands, England. *Sedimentology*, 35: pp. 671-679.

Scott, T., Masselink, G., Russell, P., (2011). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, doi:10.1016/j.margeo.2011.04.004.

Shepard, F.P., Inman, D.L., (1951). Nearshore circulation. *First Conference of Coastal Engineering*, Chap. 5, pp. 50-59.

Short, A.D., (1992). Beach systems of the central Netherlands coast: processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Marine Geology*, 107(1-2), 103IN15133-132IN16137.

Short, A.D., (1996). The role of wave height, period, slope, tide range and embayment in beach classification: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 69: pp. 589-604.

Short, A.D., Masselink, G., (1999). Embayed and structurally controlled beaches. In : Short, A.D., (ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. *John Wiley & Sons, Chichester, UK*, pp. 230-250.

Short, A.D., (2006). Australian Beach Systems-Natur and Distribution. *Journal of Coastal Research*, 22(1), pp. 11-27. *West Palm Beach (Florida)*.

Snoussi, M., (1988). Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sebou, de l'Oum El Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. *Mémoire de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine n°. 22, Bordeaux, France*.

Snoussi, M., Ouchani, T., Niazi, S., (2007). Vulnerability assessment of the impact of sea-level rise and flooding on the Moroccan coast: The case of the Mediterranean eastern zone. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77 (2008) 2006-213.

Souadi, Y., (2011). L'érosion hydrique au Maghreb. Etude d'un cas : Le bassin versant de l'oued Barbara (Tunisie septentrionale). *Thèse Université du Québec à Montréal*.

Spagnolo, M., Arozarena Llopis, I., Pappalardo, M., Roberto Federici, P., (2008). A New Approach for the Study of the Coast Indentation Index. *Journal of Coastal Research: Volume 24, Issue 6: pp. 1459 – 1468*.

Spiess, R., (2002). Atlas mondial suisse. *Conférence suisse des directeurs cantonaux de l'instruction publique (CDIP), sous la direction du Professeur Spiess, E*.

Stive, M.J.F., de Vriend, H.J., (1995). Modeling shoreface profile evolution. *Marine Geology* 126 (1-4), pp. 235-248.

- Strakhov, N.M.N., (1967). Principles of Lithogenesis. *Olivier & Boyd, Edinburgh, UK, Vol1.*
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R., Mulder, T., (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: A planetary perspective. *Sedimentary Geology, Vol 162, pp. 5-24.*
- Syvitski, J.P.M., Morehead, M.D., (1999). Estimating river sediment discharge to the ocean: Application to the El margin, northern California. *Marine Geology, Vol. 154, Issues 1-4, pp. 13-25.*
- Terfous, A., Megnounif, A., Bouanani, A., (2001). Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Revue des Sciences de l'Eau 14/2, pp. 173-185.*
- Terfous, A., Megnounif, A., Bouanani, A., (2003). Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes algériennes. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions. IAHS N° 278.*
- Terrier, M., (2006). Réalisation d'un zonage sismique de la Méditerranée occidentale à 1/2000000 préalable aux choix de scénarios de tsunamis. *BRGM.*
- The The Medatlas Group, 2004 Group: Gaillard, P., Ravazzola, P., Kontolios, Ch., Arrivet, L., Athanassoulis, G. A., Stefanakos, Ch. N., Gerostathis, Th. P., Cavaleri, L., Bertotti, L., Sclavo, M., Ramieri, E., Dentone, L., Noel, C., Viala, C., and Lefevre, J.-M. *Wind and Wave Atlas of the Mediterranean Sea, 420 pp.*
- Tixeront, J., (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et Tunisie.
- Touaibia, B., (2010). Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Secheresse vol. 21, N° 1, pp. 1-6.*
- Trenhaile, A.S., (1997). Coastal dynamics and Landforms. *365 pp., Clarendon, Oxford, U. K.*
- Van der Wal, D., Pye, K., (2003). The use of historical bathymetric charts in a GIS to access morphological change in estuaries. *The Geographical Journal. Vol. 169, Issue 1, pp. 21-31.*
- Van Effenterre, C., (1982). Les barrages perméables de sédimentation. *Revue Forestière Française.*
- Van Rijn, L., (1985). Longshore Sand Transport.
- Van Rijn, L.C., (1984a). Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. Part II : Suspended Load Transport. Part III : Bed Forms and Alluvial Roughness. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 110, No. 10, 11, 12.*
- Vanclooster, M., Biélders, C., Javaux, M., (2009). Rapport sur le voyage d'échange en Tunisie, réalisé dans le cadre du cours BIRE22037 « Projet intégré en ressources en eau et en sol ». *UCL, Département des Sciences du milieu et de l'aménagement du territoire.*
- Walling, D.E., (1984). The sediment yield of African rivers. *Challenges in African Hydrology and Water Resources. N° 144, pp. 265-283.*

Walling, D.E., Webb, W., (1996). Erosion and sediment yield: A global overview. Erosion and Sediments Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium, july 1996). *IAHS Publ. no 236*.

Walling, D.E., Fang, D., (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the World's Rivers. *Global and Planetary Change 39*, pp. 111-126.

Wang, P., Ebersole, B.A., Smith, E.R., (2002). Longshore sand transport – Initial results from large-scale sediment transport facility. *US Army Corps of Engineers, II*, 46.

Wright, L.D., Short, A.D., (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology, 56 (1984)*, pp. 93-118.

Wright, L.D., Short, A.D., Green, M.O., (1985). Short term changes in the morphodynamic states of beached and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology, 62*, pp. 339-364.

Yang, S.L., Zhang, J., Zhu, J. Smith, J. p., Dai, S.B., Gao, A., Li, P., (2005). Impact of dams on Yangtze river sediment supply to the sea and delta intertidal wetland response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012) Volume 110, Issue F3*.

Zouini, D., (1997). Ressources en eaux de surface pour l'aménagement hydrique dans le bassin de l'oued El-Kebir (Nord-est algérien). *Sécheresse N° 1, vol. 8*.

SITOGRAFIE :

ANBT : <http://www.soudoud-dzair.com/>

Hydroplus.com:

http://www.hydroplus.com/hydroplus/hydroplus.nsf/web/ref_barrage_du_ghrib.htm

Les bassins hydrauliques des côtiers méditerranéens :

<https://www.yumpu.com/fr/document/view/17255506/1-presentation-les-bassins-cotiers-mediterraneens-setendent-/26>

<http://www.Climate.geog.udel.edu>

<http://data.shom.fr/#donnees>

<http://www.onedd.com.df/RNE2003.pdf>

http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&Id=80&ID_PAGE=191

http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&id=80&ID_PAGE=185

http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=333

http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=198

http://www.soudoud-dzair.com/index.php?action=formunik&type=sous_menu&idformunik=1

Med-Hycos - the Data : <http://medhycos.mpl.ird.fr/en/t1.neticarasti&gn=darel01.inc.html>

USGS : [http://eros.usgs.gov/#/Find Data/Products and Data Available/gtopo30/hydro](http://eros.usgs.gov/#/Find+Data/Products+and+Data+Available/gtopo30/hydro)

TABLE DES FIGURES :

Figure I.1 : Approche "Source-to-sink" (d'après Rosati, 2005).	3
Figure I.2 : Cellules littorales (d'après Komar, 1976).	4
Figure II.1 : Cadre géographique de l'étude, en Afrique du Nord.	10
Figure II.2 : Lithologie des sites étudiés (d'Ouest en Est).	13
Figure II.3 : Végétation des sites étudiés (d'Ouest en Est).	13
Figure II.4 : Tectonique du Maghreb (d'après Terrier, 2006).	14
Figure II.5 : Epaisseur du Moho au Maghreb (d'après Terrier, 2006).	14
Figure II.6 : Précipitations d'Ouest en Est, du Maroc jusqu'en Tunisie.	15
Figure II.7 : Bathymétrie générale de la Méditerranée (d'après Wikipédia).	16
Figure II.8 : Disposition de l'anticyclone (A) et de la dépression (D) responsable de la formation du Mistral en Méditerranée (d'après Jarry, 2009, modifié).	17
Figure II.9 : Direction moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).	17
Figure II.10 : Hauteur moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).	17
Figure II.11 : Période moyenne des houles dominantes (d'après The Medatlas Group, 2004).	18
Figure II.12 : Dépôt de vase dans les barrages (Ammari, 2012 ; d'après Remini et Remini, 2003).	19
Figure II.13 : Fonctionnement d'un barrage de chasse (d'après Remini et Avenard, 1998).	21
Figure II.14 : Ratio position du barrage par rapport à l'embouchure (km) / longueur totale de l'oued (km) pour quelques barrages maghrébins ayant un taux d'envasement élevé.	24
Figure II.15 : Les embouchures des oueds Marocains étudiées (d'après Google Earth, modifié).	25
Figure II.16 : Localisation des principaux barrages du Nord du Maroc.	27
Figure II.17 : Bassin versant et lithologie de l'oued Martil (d'après Kettani et al., 1995 et Khai et al., 2002).	28
Figure II.18 : Baie de Tétouan, éléments du littoral (d'après El Mrini et al., 2013).	29
Figure II.19 : Berme et barre de swash, baie de Tétouan (d'après El Mrini et al., 2013).	30
Figure II.20 : Rose des houles (%) pour la baie de Tétouan, littoral de l'oued Martil (d'après The Medatlas Group, 2004).	31
Figure II.21 : Bassin versant de l'oued Laou (d'après Raissouni et al., 2012).	32
Figure II.22 : Lithologie de l'oued Laou (d'après Raissouni et al., 2012).	33
Figure II.23 : Littoral de l'oued Laou (d'après Oueslati, 2006).	34
Figure II.24 : Rose des houles (%) pour le littoral de l'oued Laou (d'après The Medatlas Group, 2004).	35

Figure II.25 : Bassin versant de l'oued Nekor (d'après Amil, 1992).....	36
Figure II.26 : Lithologie de l'oued Nekor (d'après Amil, 1992).	37
Figure II.27 : Embouchures des oueds Rhis et Nekor (d'après Google Earth, modifié). ..	38
Figure II.28 : Rose des houles (%) de la baie d'Al Hoceima, littoral des oueds Rhis et Nekor (d'après The Medatlas Group, 2004).	38
Figure II.29 : Lithologie de l'oued Kert (d'après El Amrani et al., 2010).....	39
Figure II.30 : Littoral de l'oued Kert (d'après Google Earth, modifié).	40
Figure II.31 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Kert (d'après The Medatlas Group, 2004).	40
Figure II.32 : Bassin versant et géologie de la Moulouya (d'après Bouabdallah et Larue, 2009).....	41
Figure II.33 : Données sur l'écoulement de l'oued Moulouya (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).....	42
Figure II.34 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Moulouya (d'après The Medatlas Group, 2004).	43
Figure II.35 : Evolution du trait de côte de part et d'autre de l'embouchure de la Moulouya entre 1958 et 2008 (d'après Saidi et al., 2014).....	43
Figure II.36 : Evolution de l'embouchure de l'oued Moulouya entre 1970 et 2009 (d'après Boumeaza et al., 2010).....	44
Figure II.37 : Les embouchures des oueds algériens étudiées (d'après Google Map, modifié).....	45
Figure II.38 : Localisation des grands barrages algériens (d'après Remini et al., 2009).	46
Figure II.39 : Sensibilité à l'envasement des barrages en Algérie (d'après Remini et al., 2009).....	48
Figure II.40 : Bassin versant de l'oued Cheliff et principaux barrages (d'après Bouchelkia et Remini, 2003).....	49
Figure II.41 : Données sur l'écoulement de l'oued Cheliff à la station Sidi Belatar (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).....	50
Figure II.42 : Profil en long du Cheliff (d'après Gautier, 1911).	50
Figure II.43 : Embouchure de l'oued Cheliff (d'après Google Earth, modifié).	51
Figure II.44 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Cheliff (d'après The Medatlas Group, 2004).	52
Figure II.45 : Bassin versant de l'oued Isser (d'après Larfi et Remini, 2006).	53
Figure II.46 : Données sur l'écoulement de l'oued Isser à la station Lakhdaria (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment). ...	54
Figure II.47 : Embouchure de l'oued Isser (d'après Google Earth, modifié).....	55
Figure II.48 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Isser (d'après The Medatlas Group, 2004).	55
Figure II.49 : Données sur l'écoulement de l'oued Sebaou à la station Baghilia (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment). ...	56
Figure II.50 : Littoral de l'oued Sebaou (d'après Google Earth, modifié).	57

Figure II.51 : Rose des houles (%) du littoral de l'oued Sebaou (d'après The Medatlas Group, 2004).	57
Figure II.52 : Côte et embouchure des oueds Soummam et Agrioun (d'après Google Earth, modifié).	59
Figure II.53 : Rose des houles (%) du littoral des oueds Soummam et Agrioun (d'après The Medatlas Group, 2004).	59
Figure II.54 : Bassin versant et réseau hydrographique de l'oued El Kebir–Rhumel (d'après Merbaki et Thomas, 1988).	60
Figure II.55 : Profil en long de l'El Kebir-Rhumel (d'après Gautier, 1911).	61
Figure II.56 : Données sur l'écoulement de l'oued Kebir-Rhumel pris à la station Oued Athmania (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).	61
Figure II.57 : Côte et embouchure des oueds Nil et El Kebir / Rhumel (d'après Google Earth, modifié).	62
Figure II.58 : Rose des houles (%) de la baie de Djidjelli, littoral des oueds Nil et El Kebir - Rhumel (d'après The Medatlas Group, 2004).	62
Figure II.59 : Bassin versant de l'oued Bou Alalah (ou « El Kebir Est ») (d'après Zouini, 1997).	63
Figure II.60 : Profil en long du Seybouse (d'après Gautier, 1911).	64
Figure II.61 : Côte et embouchure de l'oued Bou Alalah (El Kebir Est) (d'après Google Earth, modifié).	65
Figure II.62 : Rose des houles (%) de la baie d'Annaba, littoral des oueds Seybouse et Bou Alalah (d'après The Medatlas Group, 2004).	66
Figure II.63 : Les embouchures des oueds tunisiens étudiées (d'après Google Earth, modifié).	67
Figure II.64 : Localisation des barrages du Nord de la Tunisie (d'après Ministère de l'Environnement et de l'Aménagement du Territoire, Ministère de l'Agriculture).	68
Figure II.65 : Trait de côte de la baie de Tabarka à l'embouchure de l'oued El Kébir (d'après Halouani et al., 2007).	70
Figure II.66 : Dérives littorales de la baie de Tabarka à l'embouchure de l'oued El Kébir (d'après Halouani et al., 2013).	71
Figure II.67 : Rose des houles (%) de la baie de Tabarka, littoral des oueds El Kebir et El Zouara (d'après The Medatlas Group, 2004).	71
Figure II.68 : Bassin versant de l'oued Medjerda (d'après Daoud et al., 2009).	72
Figure II.69 : Données sur l'écoulement de l'oued Medjerda à la station Sloughia (d'après River Discharge Database, SAGE Center of Sustainability and the Global Environment).	73
Figure II.70 : Profil en long de la Medjerda et localisation de la station de Souk Ahra (d'après Gautier, 1911).	73
Figure II.71 : Cellules littorales et évolution du trait de côte dans la baie de l'oued Medjerda (d'après Saïdi et al., 2014).	75
Figure II.72 : Cellules littorales et transit sédimentaire dans la baie de l'oued Medjerda (d'après Louati et al., 2015).	76

Figure II.73 : Rose des houles (%) de la baie de la Medjerda (d'après The Medatlas Group, 2004).	76

Figure III. 1 : Importance de la sédimentation locale au sein du bassin versant : particularité du Maghreb (d'après Milliman et Meade, 1983 ; Probst et Amiotte Suchet, 1992).	80

Figure III. 2 : Diagramme de Hjulström (d'après Musy et Higy, 2004).	82

Figure III. 3 : Différents modes de transport en milieu liquide (d'après Boulvain, 2015).	83

Figure III. 4 : Graphique du rapport entre TSS calculé et TSS mesuré (d'après Probst et Amiotte Suchet, 1992).	85

Figure III. 5 : ACP réalisé avec le modèle de Probst et Amiotte Suchet (1992) pour le facteur d'importance de chaque variable.	102

Figure III. 6 : ACP réalisé avec le modèle de Syvitski et al., (2003) pour le facteur d'importance de chaque variable.	104

Figure III. 7 : Comparaison des TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) trouvés avec PRO92, SYV03 et les données issues de la littérature (droite bleue) pour les 8 oueds (Tab. III.6).	108

Figure III. 8 : Profil en long de l'oued Medjerda et localisation de la station de Souk Ahras (d'après Gauthier, 1911, modifié).	110

Figure III. 9 : Ecart entre TSS issu de la littérature (la droite) et SYV03 et SYVmod ($t.km^{-2}.an^{-1}$) pour les 10 oueds servant à la calibration.	113

Figure III. 10 : Ecart des TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) selon SYV03 et SYVmod par rapport aux valeurs issues de la littérature (droite noire) pour les 20 oueds servant à la validation. Les points cerclés de bleu sont les 4 oueds moins bien simulés (Cf. chap. 3.5.3).	114

Figure III. 11 : TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) littérature et estimés avec SYVmod en fonction de la superficie du BV (km^2).	117

Figure III. 12 : Typologie des oueds selon leurs TSS spécifique, la taille de leurs BV et leur pente moyenne. Type 1 : Agrioun, Rhis, Laou, Martil et Nekor. Type 2 : Isser, Kert, Soummam, Bou Alalah, El Kebir, Seybouse et Sebaou. Type 3 : Cheliff, Medjerda, Moulouya.	123

Figure III. 13 : Pente en fonction du TSS spécifique, à gauche, avec l'oued Sebaou, à droite, sans l'oued Sebaou.	123

Figure III. 14 : TSS ($10^6 t.an^{-1}$) en fonction de la superficie des bassins versants (km^2).	124

Figure III. 15 : Spécificité des oueds maghrébins par rapport aux oueds méditerranéens de même superficie (d'après Milliman et Syvitski, 1992 ; Milliman et al., 1995 ; Ludwig et Probst, 1996 et 1998).	126

Figure III. 16 : Quantité de sédiments retenus ($10^6 t.an^{-1}$) par les barrages (envasement spécifique).	129

Figure III. 17 : Rétention sédimentaire réalisée par les barrages sur la période d'étude.	131

Figure III. 18 : Envasement des barrages du Maghreb.	132

Figure III. 19 : Envasement global par pays en millions de tonnes, sur la période d'étude (56 ans pour le Maroc, 109 ans pour l'Algérie et la Tunisie).....	132
Figure III. 20 : Déficit sédimentaire à l'embouchure (charge fine et charge de fond) due aux barrages sur les périodes d'études.	134
Figure III. 21 : TSS après-barrages sur 56 ans pour le Maroc et 109 ans pour l'Algérie et la Tunisie.	136
Figure III. 22 : TSS après-barrages sur la période d'étude de 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).	137
Figure III. 23 : Ratio des TSS après-barrages et TSS avant-barrages sur la période d'étude de 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).	137
Figure III. 24 : TSS spécifique ($t.km^{-2}.an^{-1}$ et en %) des oueds maghrébins.	139
Figure III. 25 : TSS ($t.an^{-1}$) des oueds maghrébins. Le TSS après-barrage (cercle gris) est rapporté à 109 ans pour tous les sites.....	139
Figure IV. 1 : Modélisation du système côtier (d'après Komar, 1976).	141
Figure IV. 2 : Différentes échelles spatio-temporelles de réponses aux facteurs naturels et anthropiques (d'après Fenster et al., 1993, modifié par Dehouck, 2006).	142
Figure IV. 3 : Zonation du littoral avec indication des échelles temporelles concernant sa dynamique (d'après Dehouck, 2006, tirée de Cowell et al., 1999).	143
Figure IV. 4 : Organisation générale d'un littoral sableux (d'après BRGM, 2013).	143
Figure IV. 5 : Noeuds de sorties des données de houles (d'après The Medatlas Group, 2004).....	145
Figure IV. 6 : Gauche : relations entre les houles mesurées par Topex et calculées par The Medatlas Group, 2004. Droite : relations entre les vents mesurés par Topex et calculées par The Medatlas Group, 2004 (d'après The Medatlas Group, 2004).	146
Figure IV. 7 : Paramètres morphologiques des baies (d'après Bowman et al., 2009)...148	
Figure IV. 8 : Un exemple d'utilisation de photographie aérienne interprété en terme de dynamique sédimentaire dans la zone du déferlement autour d'épis aux Pays-Bas (d'après Short, 1992).....	150
Figure IV. 9 : Détermination du type de plage en fonction de la hauteur de la houle au déferlement de sa période et de la taille des sédiments (d'après Short, 1996).	152
Figure IV. 10 : Exemple de la carte de Menerville datant de 1901 (1/50000), avec l'embouchure de l'oued Isser.	153
Figure IV. 11 : Superposition automatique carte/image après projection dans le même système, ici en WGS 84 zone 31 Nord, embouchure de l'oued Cheliff.	157
Figure IV. 12 : DSAS avec base-line et les traits de côtes correspondant aux différentes dates (d'après DSAS V4.3).....	159
Figure IV. 13 : Un exemple de localisation des transects sous DSAS le long du rivage du Cheliff (d'après Google Earth modifié).	159
Figure IV. 14 : Transport sédimentaire en zone de déferlement (d'après Migniot, 1990).	160
Figure IV. 15 : Transects perpendiculaires au trait de côte (tous les 250 m) et mesure de l'angle du transect par rapport au Nord.	165

Figure IV. 16 : Caractéristiques géométriques utilisés dans ce chapitre.....	168
Figure IV. 17 : Influence des caps sur la circulation dans les baies (d'après Short, 1996).	169
Figure IV. 18 : Simulations numériques de l'influence de l'espacement de caps sur la circulation de la zone du déferlement et la formation de courants sagittaux. L'angle d'incidence de la houle est de 5° pour tous les cas sauf pour le cas où la houle est frontale (d'après Castelle et Coco, 2012).....	170
Figure IV. 19 : Corrélation entre la distance séparant les deux caps et la longueur de la plage sableuse pour nos sites d'étude.	171
Figure IV. 20 : Encaissement a (km) pour toutes les baies.	173
Figure IV. 21 : Longueur du rivage S_1 (km) pour les baies où débouchent des oueds majeurs.	173
Figure IV. 22 : Encaissement a (km) pour les baies ayant des oueds majeurs.	174
Figure IV. 23 : Encaissement de la baie (a) versus Longueur du rivage (S_1).	174
Figure IV. 24 : Indentation des baies en %.	175
Figure IV. 25 : Robustesse des deux indices d'indentation (S_1/R_0) et (a/R_0).	175
Figure IV. 26 : Répartition du remplissage sédimentaire des baies en %.	177
Figure IV. 27 : Remplissage sédimentaire des baies (S_1/S_2) pour toutes les baies.	177
Figure IV. 28 : Facteur de remplissage Fr pour toutes les baies.	178
Figure IV. 29 : Facteur de remplissage Fr des baies majeures dont on a le TSS.....	178
Figure IV. 30 : Corrélation entre le facteur de remplissage Fr et le TSS spécifique brut ($R=0,69$).	179
Figure IV. 31 : Exposition des baies à la houle dominante et nombre de baies concernées (Pas exposées : 10 ; Peu exposées : 5 ; Moyennement exposées : 6 ; Bien exposées : 7 ; Très exposées : 5).	179
Figure IV. 32 : Paramètre de type de circulation dans les baies δ' de Short. A : Circulation cellulaire ; B : Circulation de transition ; C : Circulation normale.....	181
Figure IV. 33 : Paramètre de type de circulation δ' de Short dans les baies ayant des oueds majeurs. A : Circulation cellulaire ; B : Circulation de transition ; C : Circulation normale.....	182
Figure IV. 34 : Paramètre de type de circulation δ de Castelle et Coco dans les baies ayant des oueds majeurs. A : Circulation cellulaire ; B : Circulation de transition ; C : Circulation normale.....	182
Figure IV. 35 : Paramètre de type de circulation δ de Castelle et Coco dans les baies pour lesquelles nous avons pu calculer une pente. A : Circulation cellulaire ; B : Circulation de transition ; C : Circulation normale.	183
Figure IV. 36 : Corrélation obtenue pour les oueds majeurs entre le paramètre δ' de Short et le δ de Castelle et Coco ($R=0,86$).	184
Figure IV. 37 : Corrélation obtenue pour les oueds majeurs entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap ($R=0,90$).	184
Figure IV. 38 : Corrélation obtenue pour les sites où nous avons une pente entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap. ($R=0,69$).	185

Figure IV. 39 : Corrélation obtenue pour les sites où nous avons une pente sans la lagune de Nador (MA) entre le paramètre δ de Castelle et Coco et L (ou S_1), longueur du rivage prise de cap à cap. ($R=0,89$).	185
Figure IV. 40 : Plan et profil des plages dominées par la houle en fonction des 6 états principaux d' Ω (d'après Short, 2006).	189
Figure IV. 41 : Classification des barres d'avant-côte en fonction d' Ω (d'après Short, 1996, modifié).	190
Figure IV. 42 : Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour les sites majeurs ($R=0,75$).	191
Figure IV. 43 : Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour tous les sites avec pente calculée ($R=0,61$).	192
Figure IV. 44 : Répartition du nombre de barres observées par type.	192
Figure IV. 45 : Type général de plage en fonction des paramètres sédimentaires et de la hauteur des vagues au déferlement (d'après Short, 1996 modifié). [$0,93 < H_b < 1,68$; $2,2 < \phi < 2,4$ (D50 entre 0,2 et 0,25) ; $4 < T < 8$; $1 < \Omega < 6$: Plages intermédiaires.]	196
Figure IV. 46 : Analyse des écarts entre la valeur calculée de Ω et le type de barre observé.	197
Figure IV. 47 : Analyse des écarts entre la valeur calculée de Ω et de Ω_{Med} et le type de barre observé.	198
Figure IV. 48 : Significations relatives des paramètres retenus pour l'ACP.	204
Figure IV. 49 : Classement des littoraux maghrébins selon la mobilité globale du trait de côte (en $m.an^{-1}$).	208
Figure IV. 50 : Rétention due aux barrages, variations maximales et moyennes des traits de côte, variations maximales des deltas.	208
Figure IV. 51 : Corrélation entre la rétention due aux barrages et les variations maximales des embouchures deltaïques ($R=0,62$).	209
Figure IV. 52 : Corrélation entre le TSS net et la variation maximale du littoral ($R=0,86$).	209
Figure IV. 53 : Corrélation entre le TSS brut et la variation maximale du littoral ($R=0,59$).	210
Figure IV. 54 : Corrélation entre le TSS net et la variation maximale des deltas ($R=0,48$).	210
Figure IV. 55 : Corrélation entre le TSS brut et la variation maximale des deltas ($R=0,61$).	210
Figure IV. 56 : Corrélation entre le TSS net et la variation moyenne du littoral ($R=0,63$).	210
Figure IV. 57 : Corrélation entre le TSS brut et la variation moyenne du littoral ($R=0,23$).	211
Figure IV. 58 : Transport sédimentaire moyen par dérive littorale ($m^3.an^{-1}$), par ordre croissant et en fonction des trois classes correspondantes.	213
Figure IV. 59 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de Tétouan – oued Martil.	215

Figure IV. 60 : Cinématique du delta de l'oued Martil aux différents périodes d'étude.	216
Figure IV. 61 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Laou.	218
Figure IV. 62 : Cinématique du delta de l'oued Laou aux différentes périodes d'étude.	219
Figure IV. 63 : Mise en évidence de la perméabilité du littoral de l'oued Laou (d'après Google Earth, modifié).	221
Figure IV. 64 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie des oueds Rhis et Nekor.	223
Figure IV. 65 : Cinématique du delta de l'oued Rhis aux différentes périodes d'étude.	224
Figure IV. 66 : Cinématique du delta de l'oued Nekor aux différentes périodes d'étude.	224
Figure IV. 67 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie del'oued Kert.	227
Figure IV. 68 : Cinématique du delta de l'oued Kert aux différentes périodes d'étude.	228
Figure IV. 69 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Moulouya.	231
Figure IV. 70 : Cinématique du delta de l'oued Moulouya aux différentes périodes d'étude.	232
Figure IV. 71 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie del'oued Cheliff.	235
Figure IV. 72 : Cinématique du delta de l'oued Cheliff aux différentes périodes d'étude.	236
Figure IV. 73 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Isser.	239
Figure IV. 74 : Cinématique du delta de l'oued Isser aux différents périodes d'étude.	240
Figure IV. 75 : Mise en évidence de la perméabilité de la baie de l'oued Isser (d'après Google Earth, modifié).	241
Figure IV. 76 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Sebaou.	243
Figure IV. 77 : Cinématique du delta de l'oued Sebaou aux différentes périodes d'étude.	244
Figure IV. 78 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie des oueds Soummam et Agrioun.	247
Figure IV. 79 : Cinématique du delta de l'oued Soummam aux différentes périodes d'étude.	248
Figure IV. 80 : Cinématique de l'embouchure de l'oued Agrioun aux différentes périodes d'étude.	249
Figure IV. 81 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued El Kebir-Rhumel.	252
Figure IV. 82 : Cinématique de l'embouchure de l'oued El Kebir-Rhumel aux différentes périodes d'étude.	253
Figure IV. 83 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie des oueds Seybouse et Bou Alalah.	255
Figure IV. 84 : Cinématique de l'embouchure de l'oued Seybouse aux différentes périodes d'étude.	256

Figure IV. 85 : Cinématique de l'embouchure de l'oued Bou Alalah aux différentes périodes d'étude.	257
Figure IV. 86 : Evolution du trait de côte et du TSLr pour la baie de l'oued Medjerda.	260
Figure IV. 87 : Cinématique des embouchures de l'oued Medjerda aux différentes périodes d'étude.	261
Figure IV. 88 : Lagune de Ghar-El-Melh, baie de la Medjerda.	263
Figure IV. 89 : Lagune de Kalaat El Andalouss, baie de la Medjerda.	263
Figure V. 1 : Corrélation entre le TSS brut et la taille du delta (R =0,54).	271
Figure V. 2 : Corrélation entre le (TSS brut - DL) et la taille du delta (R =0,64).	271
Figure V. 3 : Corrélation entre le (TSS net - DL) et la taille du delta (R =0,41).	272
Figure V. 4 : Corrélation entre la taille du delta et le nombre de barres littorales (R =0,1).	273
Figure V. 5 : Lien entre taille du delta et type de barres littorales (R =0,49).	273
Figure V. 6 : Lien entre le (TSS Brut - DL) et le nombre de barres (R =0,61).	274
Figure V. 7 : Lien entre TSS brut et le type de barre littorale à l'exception de la Medjerda (R =0,66).	275
Figure V. 8 : Graphique entre TSS brut et le type de barre littorale.	275
Figure V. 9 : Corrélation entre le TSS net et le type de barre littorale à l'exception de la Medjerda (R =0,52).	275
Figure V. 10 : Corrélation entre le type de barres et la dérive littorale (R =0,66).	276

TABLE DES TABLEAUX :

Tableau II. 1 : Types de paramètres disponibles selon les sites. **En gras :** les oueds majeurs de cette étude pour lesquels le **TSS** (Transport Sédimentaire en Suspension) a pu être calculé..... 12

Tableau II. 2 : Caractéristiques des Bassins Versants (BV) / oueds (d'après Khai et al., (2002); USGS-Hydro 1k; Naoual et al., (2009); Kettani et al., (1995; Rkiouak et al., (1997); Ater et Hmimsa (2008); Ouestali (2008), Projet MedMPA; Les bassins hydrauliques des côtes méditerranéens; Spiess (2002); Lahlou (1990); Amil (1992); El Amrani et al., (2010); Khattabi et al., (2007); Gauché (2006); Rodier et Roche (1984); Med-Hycos; Nahon et al., (2008)). 25

Tableau II. 3 : Caractéristiques des barrages marocains étudiés (d'après Badraoui (2001); Kettani et al., (1995); Lahlou (1982); <http://www.water.gov.ma/index.cfm> ; C. Nahon et al (2008); http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&id=80&ID_PAGE=185 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=333 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&ID=80&ID_PAGE=198 ; http://www.water.gov.ma/index.cfm?gen=true&id=80&ID_PAGE=191). 26

Tableau II. 4 : Caractéristiques des BV / oueds (d'après Bouchelkia et Remini (2003); Rodier et Roche (1984); USGS Hydro 1k; <http://www.Climate.geog.udel.edu> ; Bouanani (2004); Bourouba (1997 et 2002); Larfi et Remini (2006); Boudjemline et al., (1993); Pradé (1946); Mebarki et Thomas (1988); Louamri (2010); Zouini (1997), Spiess (2002)). 46

Tableau II. 5 : Caractéristiques des principaux barrages édifiés sur les oueds étudiés (d'après : Kassoul et al., 1997; Remini (2000) et (2004); Hydroplus.com; Boudjemline et al., (1993); Zouini (1997); Ouamane et Lemperiere (2014); Touaibia (2010); Mebarki et Thomas (1988)). La colonne « capacité 2 » désigne la capacité résiduelle à la date indiquée dans cette même colonne. 47

Tableau II. 6 : Caractéristiques des BV / oueds (d'après Mizouri et Berbery (1986); USGS-Hydro 1k; Frigui et Touzi (1994); Spiess (2002); Dimanche (1971); Added et al., (2003); Vanclooster et al., (2009); Claude et al., (1977)). 67

Tableau II. 7 : Caractéristiques des barrages tunisiens étudiés (d'après Daoud et al., 2009; Dosseur et al., (1984); Ayadi et Bargaoui (1998); Mammou et Louati (2007); Halouani et al., (2007)). 69

Tableau III. 1 : TSS et TSS spécifique de quelques grands fleuves mondiaux (d'après Ludwig et Probst (1998); Gelfenbaum et al., (1999); Milliman et Syvitski (1992); Lique et al., (2005); Rodier et Roche (1984)). **Système climatique :** **00 :** Tropical humide ; **10 :** savane avec saison des pluies de longue durée ou deux saisons des pluies ; **30 :** Méditerranéen, subtropical sec ; **40 :** Subtropical humide ; **50 :** Climat tempéré marin des côtes Ouest ; **70 :** Steppe continentale sèche (semi-aride, précipitations > 250 mm) ; **90 :** Climats de montagne..... 78

Tableau III. 2 : Valeurs globales de TSS trouvées pour le Maghreb par différents auteurs (d'après Probst et Amiotte Suchet, 1992).	78
Tableau III. 3 : Valeurs de TSS publiées pour quelques oueds maghrébins. (MA : Maroc, AL : Algérie, TU : Tunisie).	79
Tableau III. 4 : TSS spécifique et TSS en tonnes par an obtenus avec le modèle PRO92 de Probst et Amiotte Suchet (1992) et SYV03 , celui de Syvitski et al., (2003) pour tous les oueds.	101
Tableau III. 5 : Répartition des composantes de l'ACP.	103
Tableau III. 6 : Répartition des composantes de l'ACP.	104
Tableau III. 7 : Comparaison des TSS spécifiques des oueds maghrébins trouvés en utilisant les modèles PRO92 et SYV03 avec ceux donnés par d'autres auteurs et dont la méthodologie d'obtention est généralement connue ou admise.	105
Tableau III. 8 : TSS spécifique ($t.km^{-2}.an^{-1}$), Dr et RMS obtenus avec le modèle PRO92 et celui de SYV03 pour tous les oueds ayant une valeur TSS littérature de référence.	107
Tableau III. 9 : TSS spécifiques obtenus d'après la littérature, PRO92 , SYV03 et SYVmod pour les oueds maghrébins. Les 10 oueds en caractères gras ont servi à la calibration de SYVmod et l'ensemble des 20 oueds ont été utilisés pour la validation.	115
Tableau III. 10 : TSS spécifiques moyens, mini et maxi et TSS moyens, mini et maxi pour les 18 oueds maghrébins obtenus en utilisant le modèle de Syvitski modifié (SYVmod). Les 3 oueds en italiques (Nil, El Kebir et El Zouara) ont une superficie de bassin versant inférieur à 500 km ² et sont hors-modèle.	118
Tableau III. 11 : TSS spécifiques ($t.km^{-2}.an^{-1}$) moyens, mini et maxi (du plus faible au plus fort) pour les oueds maghrébins.	121
Tableau III. 12 : Carte bioclimatique de la Tunisie. Tracé rouge : oued Medjerda qui coule majoritairement en étage semi-aride, tracés oranges : oueds El Kebir et El Zouara qui coulent en étage humide (d'après Ministère de l'Agriculture, République Tunisienne, 1976).	121
Tableau III. 13 : TSS et charge de fond en millions de tonnes par an pour les oueds. Les 3 oueds en italique sont hors limite de validité du modèle.	128
Tableau III. 14 : Rétention sédimentaire réalisée par les barrages sur la période d'étude.	130
Tableau III. 15 : Déficit sédimentaire à l'embouchure (charge fine et charge de fond) due aux barrages sur les périodes d'études. Les 3 oueds en italique sont hors limite du modèle.	134
Tableau III. 16 : TSS net disponible aux embouchures des oueds sur la période d'étude.	135
Tableau III. 17 : TSS après-barrages sur 109 ans pour tous les sites (valeurs extrapolées pour les sites marocains).	137
Tableau IV. 1 : Caractéristique des cartes, photos aériennes et images satellites utilisées.	155
Tableau IV. 2 : Données (en m) sur les résolutions et erreurs relatives aux cartes utilisées.	158

Tableau IV. 3 : Caractéristiques des données au large pour les climats de houle (d'après The Medatlas Group, 2004).	165
Tableau IV. 4 : Caractéristiques des données au large pour les climats de houle (d'après The Medatlas Group, 2004).	166
Tableau IV. 5 : Nombre de barres observées et pente pour les sites dont on connaît la pente, les sites majeurs (TSS évalué) sont en caractères gras .	195
Tableau IV. 6 : Discrétisation des valeurs de Ω et morphologie associée.	197
Tableau IV. 7 : Données en entrée de l'Analyse en Composante Principale (ACP) pour les baies étudiées spécifiquement.	202
Tableau IV. 8 : Tableau de corrélation des paramètres utilisés en entrée de l'Analyse en Composantes Principales (ACP).	202
Tableau IV. 9 : Répartition des composantes Comp1 et Comp2.	203
Tableau IV. 10 : Importance des différents paramètres de l'ACP.	203
Tableau IV. 11 : Synthèse entre données des bassins versants et celles de l'évolution du trait de côte.	207
Tableau IV. 12 : Volume du transport sédimentaire lié à la dérive littorale obtenu pour les transects espacés de 1000 m et ceux espacés de 250 m (DL Glob.). DL 1 (250 m) donne la valeur du transport aux alentours de l'embouchure 1. (en $m^3.an^{-1}$).	212
Tableau IV. 13 : Direction de la dérive littorale (X : direction principale, x : direction secondaire).	213
 Tableau V. 1 : TSS des oueds principaux, tailles et classes des deltas.	271
Tableau V. 2 : Données sur les barres et la taille des deltas pour les oueds principaux.	272