الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEINGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر وتهيئة الساحل
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES SCIENCES DE LA MER ET DE L'AMENAGEMENT DU LITTORAL

Thèse de Doctorat

Présenté en vue de l'obtention du grade de Docteur en Environnement Marin et Littoral

Option : Géosciences marines et littorales

Processus mis en jeu dans l'évolution morpho-dynamique de la baie de Zemmouri : modélisation hydro-sédimentaire et cinématique du trait de côte.

Présenté par: M. SALLAYE Miloud

Soutenu le 17 / 10 /2021 devant le jury :

M. BOULAHDID Mostefa	**Professeur (E.N.S.S.M.A.L)**	**Président**
M. MEZOUAR Khoudir	**Professeur (E.N.S.S.M.A.L)**	**Directeur de thèse**
M. BELKESSA Rabah	**Professeur (E.N.S.S.M.A.L)**	**Examinateur**
M. HEMDANE Yacine	**Professeur (U.S.T.H.B)**	**Examinateur**
M. GUERFI Mokhtar	**Professeur (U.S.T.H.B)**	**Examinateur**

Promotion : (2016/2017)

Avant-Propos

Ce mémoire de thèse est l'aboutissement d'années d'études passionnantes parfois frustrantes et certainement très enrichissantes, non seulement par les connaissances que j'ai acquises dans ce domaine très vaste et captivant qu'est l'aménagement du littoral, mais également par les rencontres que j'ai pu y faire au fil des années . Chacune d'entre elles m'apporté énormément, à divers degrés et dans divers circonstances. Une occasion unique s'offre moi : remercier chacune des personnes qui m'ont permis d'arriver là où je suis et d'être qui je suis.

Je voudrais avant tout remercier mon directeur de thèse, Monsieur **Khoudir MEZOUAR**, qui m'a accordé du temps et une liberté de chercher, et pourquoi pas de trouver. Par son encadrement et son soutien, il m'a permis de travailler dans des conditions que je souhaite à tous les doctorants. Je le remercie vivement de son aide morale et scientifique durant les moments critiques de cette thèse, et surtout pour m'avoir transmis sa passion de la recherche et la motivation nécessaire pour mener à bien ce travail.
Si ce mémoire a pu voir le jour, c'est grâce au soutien de mes chers amis et collègues (M. **Abd Alim DAHMANI** et Mme **Yousra SALEM CHERIF**, Mlle **Imene BEN ALLOU**) que je tiens à remercier vivement. J'ai également été amené à travailler en collaboration avec eux, ce qui est source d'un enrichissement inestimable, tant sur le plan scientifique que humain.

En second lieu, je voudrais adresser mes plus sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail : M. **Mostefa BOULAHDID** professeur et enseignant-chercheur à l'ENSSMAL, qui me fait l'honneur de présider ma soutenance, M. **Mokhtar GUERFI**, professeur et enseignant-chercheur à l'USTHB, M. **Yacine HEMDANE** professeur et enseignant-chercheur à l'USTHB, M. **Rabah BELKESSA**, professeur et enseignant-chercheur à l'ENSSMAL pour avoir accepté la charge d'examinateur.

Un grand merci aux doctorants de l'ENSSMAL pour les échanges scientifiques.

Je remercie aussi l'ensemble du personnel de l'Agence Nationale des Changements Climatiques (ANCC), à leur tête mon directeur général **Abderrahmane BOUKADOUM.**
Enfin, je dédie cette recherche à mes chers parents, à ma femme qui m'accompagne, qui m'ont toujours soutenu depuis toutes ces années.

Table des matières

Liste des Acronymes
Liste des figures
Liste des tableaux
Liste des photos
Introduction générale 1

Première partie
Généralités et présentation du secteur d'étude

I. Processus hydro-sédimentaires sur les plages sableuses 6
I.1. La notion du littoral 6
I.2. Définition d'un système morphodynamique 6
I.3. Morphologie des plages micro-tidales et des barres sédimentaires 7
I.3.1. Typologie, morphologie et classification des plages 8
I.3.2. Morphologie et terminologie des barres sableuses 8
I.4. L'hydrodynamique en milieu littoral 10
I.4.1. Le vent 10
I.4.1. Les vagues 10
I.4.2. Dynamique des vagues en zone côtière 11
I.4.3. Principaux courants moyens induits par la houle 13
I.5. Transport sédimentaire 14
I.5.1. Transport en suspension 14
I.5.2. Le transport par charriage 14
I.5.3. Le transport par (Sheet flow) 15
I.6. Cellules sédimentaires 15
I.7. Conclusion 15
II. Présentation de la zone d'étude (Baie de Zemmouri) 17
II.1. Localisation de la zone d'étude 17
II.2. Aspects géologiques et sismiques 20
II.2.1. Cadre géologique 20
II.2.2. Cadre sismique 23
II.3. Cadre climatique et hydrodynamique 24
II.3.1. Les températures 24
II.3.2. Les précipitations 25
II.3.3. Houles 27
II.3.4. Les vents 29
II.3.5. Courants 34
II.3.6. Les marées 34
II.4. Cadre hydrologique 35
II.4.1. Le réseau hydrographique 35
II.4.2. Les barrages 37
II.5. Cadre Géomorphologique 39
II.5.1. Morphologie sous-marine 39
II.5.2. La géomorphologie littorale 40
II.6. Aménagements littoraux 42

II.6.1. Les ouvrages portuaires 42
II.6.2. Les ouvrages de protection 42
II.7. Occupation du sol 43
II.8. Artificialisation et l'urbanisation du domaine littoral 44
II.9. Les prélèvements de sable sur la côte de Zemmouri 47
II.10. Conclusion 49
III. Le niveau de la mer et le changement climatique dans les zones côtières 51
III.1. Introduction 51
III.2. Changement climatique 51
III.3. Définition du niveau de la mer 51
III.4. Composantes du changement du niveau de la mer 52
III.4.1. Élévation moyenne du niveau de la mer à l'échelle mondiale 52
III.4.2. Facteurs météorologiques et océanographiques régionaux 52
III.4.3. Mouvement vertical des terres (affaissement / soulèvement) 52
III.5. Variabilité spatio-temporelle du niveau de la mer 52
III.6. Méthodes d'observations des variations du niveau de la mer 54
III.6.1. Observations à partir des marégraphes 54
III.6.2. Données satellitaires 54
III.7. Impacts liés au changement du niveau de la mer sur la zone côtière 55
III.7.1. L'érosion côtière 55
III.7.2. Les intrusions salines 56
III.7.3. La submersion marine 56
III.8. Projections du niveau de la mer 59

Deuxième partie

Comportement et Évolution spatio-temporels du littoral de la baie de Zemmouri

IV. Évolution de la bathymétrie de la baie de Zemmouri entre 1922 -2020 63
IV.1. Introduction 63
IV.2. Acquisition et traitement des levés bathymétriques 63
IV.3. La collecte des données 63
IV.4. Traitement des données 64
IV.5. Détermination de la marge d'erreur 64
IV.6. Cartographie de la bathymétrie des fonds marins 65
IV.6.1. Cartographie de la bathymétrie 1922 65
IV.6.2. Cartographie de la bathymétrie 2020 65
IV.7. Évolution entre 1922 et 2020 (superposition et comparaison des deux bathymétries) 66
IV.7.1. Partie Occidentale 66
IV.7.2. Partie Centrale 69
IV.7.3. Partie Orientale 71
IV.8. Conclusion 74
V. Quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme 76
V.1. Classification morphologique des plages et de la zone du déferlement 76
V.1.1. La formation des barres d'avant-côte 76
V.1.2. Détermination du type de plage à partir du paramètre Ω 78
V.1.3. Relation entre le paramètre Ω et les types de barres : 81

V.2. Bilan sédimentaire : détermination des capacités de transport sédimentaire....83
V.2.1. Estimation du transport sédimentaire longshore 83
V.2.2. Les formules d'estimation (LSTR)....83
V.2.3. Récapitulatif des données acquises 86
V.2.4. Résultat de calcul du transit littoral 89
V.2.1. Le rôle des différents forçages naturels et anthropiques dans les processus du transport sédimentaire longitudinal 94
V.2.2. Mesure de flux sédimentaires et direction de transport observés 95
V.2.3. Conclusion....98
VI. Evolution spatio-temporelle du trait de côte du littoral de la baie de Zemmouri 100
VI.1. Introduction 100
VI.2. Définition de trait de côte 100
VI.3. Choix de la ligne de référence 101
VI.3.1. Les lignes de référence géomorphologiques 102
VI.3.2. Les lignes de référence botaniques....102
VI.3.3. Les limites d'humectation et les lignes instantanées de rivage 102
VI.4. Facteurs qui influent sur la variation de la position du trait de côte....103
VI.5. Méthodes et données utilisées 103
VI.5.1. Techniques d'acquisition de données sur le littoral 103
VI.5.2. Les données disponibles....104
VI.5.3. Méthode de traitement des photos aériennes....106
VI.6. Extraction de la ligne de rivage et évaluation des erreurs 107
VI.7. Calcul des taux d'érosion / accrétion 109
VI.7.1. End Point Rate (EPR)....109
VI.7.2. Linear Regression Rate (LRR) 109
VI.7.3. Net Shoreline Movement (NSM) 110
VI.8. Analyse diachronique de la cinématique de la ligne de rivage....111
VI.8.1. Cinématique du trait de côte à une échelle pluriannuelle (1980–2003) 111
VI.8.2. Cinématique du trait de côte à une échelle pluriannuelle (2003- 2017) 114
VI.8.3. Cinématique du trait de côte à une grande échelle (1980- 2017) 116
VI.9. Les bilans de surface des plages de la baie de Zemmouri 119
VI.10. Comparaison des taux nets de changements du trait de côte obtenus selon les différentes méthodes statistiques....124
VI.11. Discussions des résultats obtenus....125
VI.12. Relation entre l'évolution du trait de côte et l'évolution bathymétrique....127
VI.13. L'évolution provisionnelle du trait de côte 2020-2050 127
VI.13.1. Détermination de la position du trait de côte en 2050....127
VI.13.2. Modèle EPR pour la prédiction du trait de côte 127
VI.13.3. Prédiction de la position du trait de côte à l'horizon 2050....128
VI.14 Conclusion……..……130

Troisième partie
Modélisation de la dynamique côtière à l'avant côte du littoral de la baie de Zemmouri

VII. Etude sur modèle numérique des vagues et des courants induit à la côte....134
VII.1. Introduction 134

VII.2. Présentation de la modélisation 134
VII.3. Description générale du MIKE 21 135
VII.4. Description des modules du logiciel MIKE 21 135
VII.4.1. Spectral Waves SW 135
VII.4.2. Hydrodynamic module HD 138
VII.4.3. Sediment Transport (ST) 140
VII.4.4. Modèle couplé MIKE21/3 FM 142
VII.5. Les paramètres de base 143
VII.6. Analyse des niveaux marins extrêmes 145
VII.6.1. Hauteur significative 145
VII.6.2. Houles extrêmes 145
VII.6.3. Période de retour d'un événement 147
VIII. Apport de la simulation dans la caractérisation hydrodynamique de la baie de Zemmouri 149
VIII.1. Interprétation des résultats bathymétriques de la baie de Zemmouri 149
VIII.2. Modélisation de la houle au large à l'aide du code de calcul (SW-Mike21) 151
VIII.2.1. Propagation des houles de direction nord-est au large (45°) 152
VIII.2.2. Propagation des houles de direction nord au large (360°) 153
VIII.2.3. Propagation des houles de direction nord-ouest (315°) 153
VIII.3. Modélisation des champs de courants générés par la houle (HD-Mike21) 157
VIII.3.1. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW=45° 157
VIII.3.2. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW= 360° 157
VIII.3.3. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW=315° 158
VIII.4. Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant 162
VIII.4.1. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N45° 162
VIII.4.2. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N360° 162
VIII.4.3. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N315° 163
VIII.5. Conclusion 167

Quatrième partie

Risques et vulnérabilité des systèmes côtiers face aux Changements Climatiques

IX. Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri 170
IX.1. Méthodologie d'évaluation la vulnérabilité côtière à l'Elévation du Niveau de la Mer 170
IX.1.1. Introduction 170
IX.1.2. Calcul de la vulnérabilité physique 170
IX.1.3. Évaluation de la vulnérabilité socio-économique 174
IX.1.4. Analyse et traitement des données 176
IX.2. Résultats de l'évaluation de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri 176
IX.2.1. La géomorphologie 176
IX.2.2. L'élévation du niveau de la mer 177
IX.2.3. Le taux d'érosion/accrétion 177
IX.2.4. La hauteur significative de la houle 178
IX.2.5. La pente côtière 179
IX.2.6. Variable marnage 180
IX.2.7. Indice de vulnérabilité côtière physique 180

IX.2.8. L'indice de vulnérabilité socio-économique (ICVsocio-eco)....181
IX.3. Discussion....183
IX.4. Conclusion....184
X. Détermination et cartographie des aléas de la submersion marine sur le littoral de la baie de Zemmouri....186
X.1. Introduction....186
X.2. Méthodologie de la cartographie du risque de submersion marine....186
X.2.1. Évaluation des différents niveaux d'inondation....186
X.2.2. Topographie côtière et utilisation des terres....187
X.2.3. Hausse du niveau de la mer....187
X.2.4. Niveaux d'eau extrêmes....188
X.2.5. Variation du niveau de la mer en fonction de la pression atmosphérique....188
X.2.6. Hauteur significative au large....188
X.2.7. Houles extrêmes au large....190
X.3. Les houles extrêmes à la côte....201
X.4. Scénarios d'inondations....203
X.5. Évaluation des terres à risque d'inondation dû à une remontée accélérée du niveau de la mer ……..203
X.5.1. Perte des terres due à la submersion marine....205
X.5.2. Évaluation de l'impact sur la population....208
X.6. Conclusion....208
Conclusion générale et perspective....211
Bibliographie....215

Liste des Acronymes

A.F.N.O.R Association Française de Normalisation
ANCC Agence Nationale des Changements Climatiques
ANBT Agence Nationales des Barrages et des Transferts
ANRH Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
CEMTEF Centre d'Études Techniques Maritimes et Fluviales
CCNUCC Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques
CNL Commissariat National du Littoral
CRAAG Centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique
CVI Costal Vulnerability Index
D Dissipative
DHI Institut Danois d'Hydraulique
DSAS Digital Shoreline Analysis System
ENSSMAL Ecole National Supérieur des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral
EPR End Point Rate
GIEC Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GPS Global Positioning System
HD Hydrodynamic Model
INCT Institut National de Cartographie et de Télédétection
JONSWAP Spectre JONSWAP (provient de JOint NorthSea Wave Project)
LBT Longshore bar & trought
LCHF Laboratoire Central Hydraulique de France
LEM Laboratoire d'Etudes Maritimes
LRR Linear Regression Rate
MNT Modèle Numérique de Terrain
NASA National Aeronautics and Space Administration
NM Niveau moyen de la mer
NGA Nivellement Général Algérien
NMM Niveau Moyen de la Mer
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
NSM Net Shoreline Movement
OMM Organisation météorologique mondiale
ONM Office National de la Météorologie
PAC Programme d'Aménagement Côtier
PDAU Plan Directeur d'Aménagement et d'Urbanisme
POS Plan d'Occupation des Sols
R Reflective
RBB Rythmic Bar &Beach
S.H.F.N Service Hydrographique des Force Navale
SHOM Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (France)
SIG System d'Information Géographique
SSMO Summary of Synoptic Meteorological Observations
ST Sand Transport Model
SW Spectral Wave Model
SWAN Simulating Waves Nearshore
TBR Transverse Bar & Rip
UTM Universal Transverse Mercator
WGS World Geodesic System

Liste des figures

Figure I. 1 Les éléments d'une zone littorale **(Bousquet 1990).**..... 6
Figure I. 2 : Composants d'un système morphodynamique côtier **(Stépanian 2002).**..... 7
Figure I. 3 Schéma de la zone littorale et des échelles de temps impliquées dans sa dynamique (d'après **(Cowell and Thom 1994)** modifié par **(Dehouck 2006).** 7
Figure I. 4 : Classification des plages selon **(Short, 2006).**..... 9
Figure I. 5 Schématisation des paramètres caractéristiques des vagues.. 11
Figure I. 6 Les différents types de déferlement **(Bonnefille, 1976).**..... 12
Figure I. 7 : Schématisation des courants moyens induits par la houle au-dessus d'une plage à barre, en présence d'une houle d'incidence faiblement oblique **(Carter, 1988).**..... 14
Figure I. 8 : les trois modes de transport sédimentaire A) charriage, B) suspension, C) 15

Figure II. 1 : Situation géographique de la Baie de Zemmouri.. 17
Figure II. 2 : Les unités géomorphologiques de la zone d'étude. 19
Figure II. 3: Différentes unités géologiques des Maghrébides d'après **(Domzig 2006).** 20
Figure II. 4 Carte géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides **(Durand 1969)** modifié par **(Domzig 2006).** 21
Figure II. 5: Séisme du 21 Mai 2003 d'Alger et de Boumerdes **(CRAAG, 2003).** 24
Figure II. 6: Moyennes mensuelles des températures (Source ONM 2010-2020).. 25
Figure II. 7: Moyennes mensuelles des précipitations de la station marine de Dellys (Source ONM 2010-2020). 26
Figure II. 8: Diagramme ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN appliqué au site d'étude, de la période (28 Mai 2010 au 03 Juin 2020).. 27
Figure II. 9 Localisation des points de mesure des houles et des vents. 28
Figure II. 10 : Roses trimestrielles et annuelles des houles au large de la zone d'étude entre 1992 et 2016. (www.waveclimate.com).. 30
Figure II. 11: Roses annuelles et saisonnières des vents au large de la baie de Zemmouri entre 1992 et 2016. (Source www.waveclimate.com)..... 32
Figure II. 12 : Rose annuelles et saisonnières des vents à proximité de la côte **(Source ONM 1994-2013)**..... 33
Figure II. 13 Circulation générale de surface dans la mer Méditerranée **(Millot and Taupier-Letage 2005).**..... 35
Figure II. 14 : Niveau de la marée au niveau du port d'Alger Source : www.opalesurfcasting.net.... 35
Figure II. 15 : Réseau hydrographique de la grande baie de Zemmouri (modifie).. 36
Figure II. 16 : Découpage du bassin hydrographique en sous bassins ((**ANRH 2004)**. 37
Figure II. 17 : Situation géographiques des barrages dans notre zone d'étude **(ANBT 2018)** (modifié).. 38
Figure II. 18 : Morphologie sous-marine de la Baie de Zemmouri **(Kherroubi et al. 2009).**..... 39
Figure II. 19: Carte typologie de la côte de Zemmouri**(Benallou 2020)**. 40
Figure II. 20: 1- Falaise entaillée dans des roches dures (volcanique et métamorphique) de Cap Matifou, 2- Falaise entaillée dans des roches tendres de Réghaia, 3- Falaise entaillée dans des roches dures de Cap Blanc.. 41
Figure II. 21 Le système Sablonneux : 1-Plage de Réghaia, 2-Plage de Corso, 3-Plage de Zemmouri, 4-Plage de Djinet.. 41
Figure II. 22 : Cordon dunaire de Zemmouri, (Extrait de la carte topographique à 1/25000). 42
Figure II. 23 : Carte d'occupation du sol dans le secteur d'étude de l'année 2017. 44
Figure II. 24 : Zones fortement urbanisées dans le secteur d'étude de l'année 2017. 44
Figure II. 25 : Bandes délimitées par la loi 02-02 du 05-02-2002 **(Kacemi, 2013)**..... 45
Figure II. 26 : Urbanisation des bandes des 100m, des 300m et des 800m. 46
Figure II. 27 Facteurs stimulants l'urbanisation **(Courtin and Guengant 2011)**..... 47

Figure III. 1 Schéma illustrant les différences entre le niveau marin relatif et l'eustatisme. Δh, variations du niveau marin relatif. 52
Figure III. 2 Données particulièrement précises de Topex/Poseidon et Jason-1 à la caractérisation des variations temporelles du niveau moyen de la mer Méditerranée (1922-2011) **(Source : LEGOS 2012).** 53
Figure III. 3 : Evolution temporelle du niveau de la mer depuis 600 millions d'années, d'après **(Vail and Mitchum Jr 1979)**.La courbe rouge représente le niveau actuel de la mer. 53
Figure III. 4 : Evolution du niveau de la mer basée sur les données marégraphiques au ´ cours du XXème siècle. Courbe rouge : **(Church and White 2006),** courbe bleue :**(Jevrejeva et al. 2006)**, courbe noire : **(Holgate and Woodworth 2004)**). 54
Figure III. 5 : Principe de la mesure altimétrique **(Lefevre 2000).** 55
Figure III. 6 : Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer d'après les observations des satellites altimétriques TOPEX/Poséidon, Jason- 1 et Jason 2 entre 1993 et 2012**. (Guo et al. 2015).** 55
Figure III. 7 : Intrusion d'eau salée causée par l'élévation de niveau de la mer. 56
Figure III. 8 : Différents modes de submersion marine provoquée par des tempêtes avec surcotes associées **(Cariolet 2011a)**. 57
Figure III. 9 : Représentation schématique des différents paramètres rentrant en compte ou non dans l'estimation des surcotes. 57
Figure IV. 1 : Carte bathymétrique de la grande baie de Zemmouri 1922. 65
Figure IV. 2 : Carte bathymétrique de la grande baie de Zemmouri 2020. 66
Figure IV. 3: Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Occidentale **(Boumerdes, 2017).** 67
Figure IV. 4 : Profils bathymétriques 01 à 05. 68
Figure IV. 5 : **a-** Mur de soutènement ; **b-** Falaise du Corso ; **c-** Protection dure, brise-lames et épis ; **d-** Perturbation de la dune. 69
Figure IV. 6 : Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Centrale (**Plage Sghiret, 2020)**. 70
Figure IV. 7: Profils bathymétriques 06 à 07. 70
Figure IV. 8 : Enrochements protégeant **Figure IV. 9** : Cordon dunaire **(Google Earth, 2021)** **(Google Earth, 2021)**. 71
Figure IV. 10 : Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Orientale **(Plage Mandoura et Zemmouri, 2020)**. 72
Figure IV. 11 : Profils bathymétriques 08 à 11. 73
Figure IV. 12 : Ouvrages de protection de type épis **Figure IV. 13** : dunes bordières **(Google Earth, 2021).** (forêt du Sahel) **(Google Earth, 2021)**. 73
Figure V. 1 : Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour les sites. 77
Figure V. 2 : Localisation des échantillons prélevés le long la côte de Zemmouri (plage aérienne). 79
Figure V. 3 : Tendance des valeurs calculées du paramètre morphodynamique adimensionnel pour les plages de la baie de Zemmouri. 81
Figure V. 4: Classification morphodynamique des plages sableuses de la baie de Zemmouri+. 82
Figure V. 5 : Points de calcul du transport sédimentaire longitudinal. 88
Figure V. 6 : L'angle entre la ligne de rivage et le Nord géographique. 89
Figure V. 7 : Valeurs maximale de la LSTR calculé. 91
Figure V. 8 : Transport sédimentaire annuel théorique (m3/an). 91
Figure V. 9 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Orientale. 92
Figure V. 10 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Centrale. 93

Figure V. 11 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Occidentale. 93
Figure V. 12 : Présentation des ouvrages de protection de la plage Front de mer de Boumerdès..... 94
Figure V. 13 : Schéma des pièges à sable de type Kraus 1987 (modifié). 95
Figure V. 14 : Évaluation du transport de sédiments longitudinaux en fonction des saisons **(Plage de Boumerdes, Juin 2018).** 98
Figure VI. 1: Profil schématique d'une côte sableuse et terminologie anglo-saxonne équivalente d'après **(Bonnot-Courtois and Levasseur 2002).** 101
Figure VI. 2: Représentation schématique de différents indicateurs de trait de côte **(Boak and Turner 2005)** adapté et traduit par le **BRGM, 2012**). 101
Figure VI. 3 Représentation schématique de la limite de végétation dunaire et pérenne (Source :**(Boak and Turner 2005)**; modifié). 102
Figure VI. 4: Organigramme montrant les différentes étapes appliquées dans cette étude. 106
Figure VI. 5: Choix de la ligne de référence du trait de côte. 107
Figure VI. 6: Carte de transect et position de la ligne de rivage à différentes périodes. 108
Figure VI. 7: Méthode statistique LRR. 110
Figure VI. 8: Méthode statistique NSM. 110
Figure VI. 9: Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 1980_2003. 112
Figure VI. 10: Évolution du trait de côte entre 1980 et 2003 dans toute la zone d'étude. 113
Figure VI. 11 *:* Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 2003_2017. 114
Figure VI. 12: Évolution du trait de côte entre 2003 et 2017 dans toute la zone d'étude. 115
Figure VI. 13: Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 1980_2017. 116
Figure VI. 14: Évolution du trait de côte entre 1980 et 2017 dans toute la zone d'étude. 117
Figure VI. 15: Cartographie de l'aléa érosion côtière des de la baie de Zemmouri (Oued Reghaia –Cap Djinet) durant la période 1980-2017. 118
Figure VI. 16: Bilan surfacique de la cote (Oued Réghaia –Cap Djinet) durant la période 1980-2017. 122
Figure VI. 17: **a** Budget sédimentaire le long de la côte de la baie de Zemmouri pour chaque plage ;**b** Budget sédimentaire entre 1980 et 2017 sur les zones côtières occidentales, la partie centrale et orientale de la baie de Zemmouri. 122
Figure VI. 18 Bilan surfacique de la cote (plage Zemmouri Est –plage El KabKab) durant la période 1980-2017..... 123
Figure VI. 19: Bilan surfacique de la cote (plage Djinet Familiale –plage Carriére 2) durant la période 1980-2017..... 123
Figure VI. 20: Comparaison des taux du trait de côte obtenus par différentes méthodes statistiques (EPR, LRR). 124
Figure VI. 21: Variations du trait de côte au long de la cote de Zemmouri entre 1980 et 2017 (mouvement net du trait de côte NSM). 124
Figure VI. 22 a nouveau port de pêche. **b** Centrale électrique de Cap Djinet. **c** prolongement de l'extension du port de Cap Djinet. **d** l'extraction illégale de sable. **e** Des Ouvrages de protection (03 brise-lames). **f** l'urbanisation le long de la zone côtière. 126
Figure VI. 23: l'aménagement du port de Cap Djinet **Figure VI. 24** : Après l'aménagement **(Google Earth, 2009)**. du port de Cap Djine **(Google Earth, 2021)**..... 127
Figure VI. 25 : Prédiction des changements du trait de côte Réghaia- Cap Djinet à l'horizon 2050. 128
Figure VI. 26 : Changements moyens de la position de la ligne de rivage dans de la baie de Zemmouri (Réghaia- Cap Djinet) à l'horizon 2050. 129
Figure VI. 27 : position du trait de côte en 2050 dans zone Zemmouri Ouest – Zemmouri Est. 129
Figure VI. 28: position du trait de côte en 2050 dans zone de Boumerdes. 130

Figure VI. 29 : position du trait de côte en 2050 dans zone d'Ain Taya. 130
Figure VII. 1: emprise et maillage du modèle côtier de la baie de Zemmouri 2020. 146
Figure VIII. 1: carte bathymétrique de la baie de Zemmouri. 151
Figure VIII. 2: carte bathymétrique de Boumerdès. 151
Figure VIII. 3 : carte bathymétrique d'Ain Taya. 151
Figure VIII. 4 : les variations des caractéristiques de la houle N45 sur la baie de Zemmouri. 154
Figure VIII. 5 : les variations des caractéristiques de la houle N360 sur la baie de Zemmouri. 155
Figure VIII. 6 : les variations des caractéristiques de la houle N315 sur la baie de Zemmouri. 156
Figure VIII. 7 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=45°. 159
Figure VIII. 8 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=360°. 160
Figure VIII. 9 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=315°. 161
Figure VIII. 10 : carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 45°. 164
Figure VIII. 11*:* carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 360°. 165
Figure VIII. 12*:* carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 315. 166
Figure IX. 1: variation du niveau de la mer entre (1993-2020) **(Eckstein et al. 2019).** 173
Figure IX. 2: Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la géomorphologie. 177
Figure IX. 3: Niveau marin moyen du bassin Méditerranéen. Données d'altimétrie spatiale (CMEMS Ocean Monitoring Indicator) **(Von Schuckmann et al. 2018).** https://climate.copernicus.eu. 178
Figure IX. 4 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à au Taux d'érosion/ accrétion de la côte. 178
Figure IX. 5: Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la hauteur significative de la houle Hs. 179
Figure IX. 6 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la pente côtière. 179
Figure IX. 7 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative au marnage. 180
Figure IX. 8 : Pourcentage du littoral de la baie de Zemmouri pour chaque degré de vulnérabilité physique. 181
Figure IX. 9 : Carte des classes de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à l'ICV Physique. 181
Figure IX. 10 : Carte des classes de vulnérabilité de la côte de Zemmouri face à L'Elévation du Niveau de la Mer en relation avec l'indice côtier de vulnérabilité socio-économique. 182
Figure IX. 11 : Pourcentage du littoral de la baie de Zemmouri pour chaque classe de vulnérabilité socio-économique. 182
Figure IX. 12 : **a** L'extraction illégale du sable. **b** Des ouvrages de protection (épis, brise lame). **c** Urbanisation anarchique sur la zone côtière. **d** Centrale électrique du cap Djinet. **e** Le complexe touristique de Zemmouri. **f** La perturbation des dunes. 184
Figure X. 1 : Schéma montrant les principaux processus hydrodynamiques pour le calcul des niveaux d'eau extrêmes à la côte. 187
Figure X. 2 : Le modèle numérique du terrain (MNT) de la grande baie de Zemmouri. 187
Figure X. 3 : Modélisation de la pression et des géo-potentiels à 500 hPa (modèle GFS). 189
Figure X. 4 : La distribution des amplitudes de houles en fonction du temps (1992-2016). 189
Figure X. 5 : la distribution fréquentielle des classes des hauteurs significatives par direction. 190
Figure X. 6 : Ajustement à la loi GEV. 192
Figure X. 7 : Ajustement à la loi Log Normal. 193
Figure X. 8 : Ajustement à la loi Gumbel. 194
Figure X. 9 : ajustement par la loi GPD direction W (270°) λ=2.8 198
Figure X. 10 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=3 198
Figure X. 11 : ajustement par la loi GPD direction W λ=1 198
Figure X. 12: ajustement par la loi GPD direction W λ=2 198
Figure X. 13 ajustement par la loi GPD direction NE (45°) λ=1 198
Figure X. 14 : ajustement par la loi GPD direction NE (45°) λ=1.2 198

Figure X. 15 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=1 198
Figure X. 16 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=2.....198
Figure X. 17 : ajustement par la loi GPD direction N λ=1.79. 198
Figure X. 18 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction NE et la période de retour.199
Figure X. 19 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction N et la période de retour.199
Figure X. 20 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction NW et la période de retour. 200
Figure X. 21 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction W et la période de retour.200
Figure X. 22 : Propagation des houles extrêmes Direction NW à la côte. 202
Figure X. 23 : Propagation des houles extrêmes de Direction N à la côte. 202
Figure X. 24 : Propagation des houles extrêmes Direction NE à la côte.....202
Figure X. 25 : Les zones inondables avec des niveaux de submersions de 2m, 4m, 5m, et 6m.....207
Figure X. 26 : Superficies des terres inondées par les différents niveaux d'élévation d'eau. 208

Liste des tableaux

Tableau II. 1 : Moyennes mensuelles des Températures à la station Dar El Beida de la période allant de (2010 à 2020) (Source ONM 2010-2020). 25
Tableau II. 2 : Moyennes mensuelles des précipitations à la station de Dar El Beida de la période de 2010 à 2020 (Source ONM). 26
Tableau II. 3 : Fréquences annuelles et saisonnières d'apparition des houles au large par direction (%) entre 1992 et 2016 (Source www.waveclimate.com). 28
Tableau II. 4 : Fréquences des classes des hauteurs significatives en fonction des directions dominantes au large entre 1992 et 2016 (Source www.waveclimate.com). 29
Tableau II. 5 : Distribution des fréquences d'apparitions annuelles et saisonnières des vents au large durant la période (1992-2016) Source (www.waveclimate.com). 31
Tableau II. 6 : Estimation des transports solides **(**Source **ANRH 2004)**. 37
Tableau II. 7 : Le domaine du littoral de la zone d'étude. 48

Tableau III. 1 : Conversion du paramètre Cd en fonction de la vitesse du vent. 58
Tableau III. 2 : Projections de **(James 2015)** à l'échelle globale du niveau marin (cm) à partir du GIEC-5.**(Mali et al. 2013)**). 60
Tableau V. 1 : Relation entre la pente de la plage et le nombre de barres **(Barusseau and Saintguily 1981).** 76
Tableau V. 2 : Nombre de barres observées et pente pour les sites. 77
Tableau V. 3: Régionalisation des plages sableuses de la côte de Zemmouri en termes de la morphotype de la plage. 80
Tableau V. 4 : Discrétisation des valeurs de Ω et morphologie associée. 81
Tableau V. 5 : la valeur calculée de Ω et le type de barre observé. 83
Tableau V. 6 : Hauteurs significatives (Hsig) et directions (Dire) des houles utilisées en fonction des nombres d'apparition en jour. 86
Tableau V. 7 : Hauteurs significatives (Hsig) en fonction de la période 87
Tableau V. 8 *:* Volume du transport sédimentaire lié à la dérive littorale obtenu en m3/an *10 90
Tableau VI. 1: Les caractéristiques techniques du satellite Quickbird. 105

Tableau VI. 2 : Documents aériens et satellitaires utilisées. 106
Tableau VI. 3 : Estimation des erreurs de mesure pour chaque source de données du trait de côte. . 109
Tableau VI. 4 : Classification des valeurs de changement du trait de côte à partir des paramètres EPR, LRR et NSM 111
Tableau VI. 5 : Synthèse des statistiques globales de la baie de Zemmouri pour la période (1980-2017) 120
Tableau VIII. 1: les caractéristiques des houles incidentes (Hauteur, période, direction) (Source www.waveclimate.com). 152
Tableau VIII. 2: sortants du modèle SW. 152
Tableau IX. 1 Les six variables physiques utilisées pour la détermination de l'Indice Côtier de Vulnérabilité (ICV Physique)**(Gornitz et al. 1994; Hammar-Klose and Thieler 2001b) .** 172
Tableau IX. 2: Classes des variables utilisés pour le calcul de l'indice côtier de vulnérabilité socio-économique (ICV Socio-économique) selon **(McLaughlin and Cooper 2010; McLaughlin et al. 2002).** 175
Tableau X. 1: Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour (GEV) 191
Tableau X. 2 : Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour Log normal. 193
Tableau X. 3 : Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour Gumbel. 194
Tableau X. 4 : Valeur des distances d'Anderson Darling pour chaque seuil et nombre de dépassement. 196
Tableau X. 5 : hauteur significative extrêmes en fonction des périodes de retour et le nombre de dépassement pour chaque direction. 196

Tableau X. 6 : Résultats des hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes. 200
Tableau X. 7 : Résultats des hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes. 201
Tableau X. 8 : Hauteurs significatives des houles associées à des périodes de retour au large à la côte.203
Tableau X. 9 : Niveaux d'inondations extrêmes de la côte de Zemmouri. 203
Tableau X. 10 : Résultats des terres à risque d'inondation……...209

Liste des photos

Photo II. 1: Le cordon dunaire de Zemmouri.
Photo II. 2 : la plage Mandoura. 47
Photo IV. 1 : Positionnement par GPS.
Photo IV. 2 : Un échosondeur. 64

Introduction générale

Le littoral constitue un espace de rencontre entre la terre, l'atmosphère et la mer. Il est caractérisé par une grande variété paysagère et biologique et par de nombreuses activités humaines (le tourisme, l'industrie, le transport et l'agriculture) **(Mezouar et al. 2009).** Ce milieu offre de nombreuses possibilités d'emploi à un grand nombre de personnes, ce qui se traduit par une forte densité de population dans ces milieux. D'après l'UICN (Union Internationale pour la Conservation de la Nature), près de 60 % de la population vit à moins de 150 km du rivage.

Vu son rôle stratégique et économique, il est nécessaire de l'étudier pour connaître son comportement au fil des saisons et des années, et particulièrement en cas d'érosion, de remontée du niveau de la mer à long terme ou modifications d'origine anthropique **(Molinier et al. 1995)**.

Dans un contexte de réchauffement climatique planétaire, l'élévation globale du niveau de la mer devrait engendrer de multiples bouleversements dans la zone côtière, influençant directement sur l'hydrodynamique sédimentaire. Les études des phénomènes physiques qui affectent la zone côtière sont nécessaires pour sa gestion et sa protection. cette zone joue le rôle d'une barrière naturelle contre la submersions marine et l'érosion côtière **(Corrêa 1996).**

Les côtes sableuses qui présentent un environnement très dynamique font l'objet de cette étude. Selon les informations recueillies, elles représentent entre 11 % et 34 % soit 170 000 kilomètres **(Sherman and Lyons 1994))** des côtes du monde. **(Bird 1996)** a fait ressortir que 70 % des rivages du monde sont touchés par l'érosion. La conséquence directe de cette tendance mondiale est de menacer les équipements proches de la côte **(L'Heureux et al. 2011)**.

Du fait de la forte occupation du littoral, Les zones côtières sont particulièrement exposées aux risques côtiers de submersion marine et d'érosion. Actuellement l'érosion côtière est une grave menace qui touche toutes les côtes du monde. Environ 1 723 kilomètres (soit 24,2 %) des côtes méditerranéennes reculent en raison de l'avancée de la mer. Au contraire, environ 678 kilomètres (soit 10%) des côtes progressent vers la mer **(Than 2015).**

La lutte contre l'érosion côtière repose sur la compréhension et le contrôle des nombreux facteurs naturels et anthropiques comme les forçages côtiers, le vent, la nature géologique des côtes et l'artificialisation du littoral. La combinaison de ces facteurs permet de définir les zones du littoral potentiellement vulnérables au recul du trait de côte.

Comme dans toutes les côtes des pays, les côtes Algériennes n'échappent pas à cette règle. Le littoral algérien s'étend sur un linéaire côtier de 1622 km. Il représente un écosystème fragile menacé par l'urbanisation, les activités portuaires et industrielles et par les rejets industriels et urbains dans le milieu marin. Tout cela conduit donc à poser la problématique du milieu côtier en matière de l'érosion côtière, les changements soudains du niveau de la mer induits par les perturbations atmosphériques **(Bouhmadouche and Hemdane 2016b).**

À petite échelle et au Nord-Est d'Alger, la côte sableuse qui va du Cap Matifou au Cap Djinet s'étire sur une cinquantaine de kilomètres. Durant ces dernières années, cette zone est caractérisée par des activités industrielles intenses, telle que la plus grande centrale électrique qui alimente une grande partie de la région, les activités portuaires (Port de Zemmouri et port

de Cap Djinet), ainsi que les infrastructures hôtelières. Cela a provoqué l'évolution rapide de ses plages et de ses dunes côtières.

La dégradation des cordons dunaires de Zemmouri et l'érosion intensive des plages au profit de l'exploitation des sables en tant que matériaux de construction, ou de projets touristiques et immobiliers ont fait réduire le dépôt des sédiments nécessaire à l'équilibre de la côte **(Bouhmadouche 2012).**

Plusieurs travaux d'étude de cette baie de Zemmouri sont menés en cherchant à comprendre les processus actuels qui commandent l'évolution morpho-hydro-sédimentaire **(Alasset et al. 2006; Benslama-Habiki 2001; Bouhmadouche 2012; Bouhmadouche and Hemdane 2016a; Wang and Liu 2005).**

Néanmoins, plusieurs questions demeurent toujours sans réponses. Ce travail vise à répondre à la question suivante :

- Quels sont les facteurs qui contrôlent le fonctionnement des processus Hydro-morpho-sédimentaires de la baie de Zemmouri ?

Les principaux objectifs de cette recherche consistent à la compréhension le fonctionnement hydrodynamique et l'évolution morpho-sédimentaire dans la baie de Zemmouri (transferts sédimentaires). Ces objectifs s'appuient essentiellement sur des observations morphologiques, diachroniques et des mesures quantitatives des phénomènes contribuant aux changements de la morphologie de la côte ainsi que l'acquisition des données sur les mouvements sédimentaires.

Pour atteindre ces objectifs, une approche méthodologique basée sur des aspects qualitatifs et quantitatifs a été suivie. Cette approche de ce travail de recherche repose sur quatre parties suivantes :

La première partie est composée de deux chapitres, le premier chapitre montre le contexte régional de la baie de Zemmouri, qui permet de placer la baie dans son cadre physique (géologique, géomorphologique, hydro-climatique et hydrodynamique). Cette phase s'appuie principalement sur la bibliographie existante ainsi que sur des observations réalisées sur le terrain. Le deuxième chapitre est consacré à l'état de l'art sur la question du risque de submersion marine, le changement climatique, l'élévation du niveau de la mer en Méditerranée.

La deuxième partie est réservée d'une part à l'étude et l'analyse de l'évolution diachronique du trait de côte à long terme (couvrant une période de 37 ans) à l'aide des photographies aériennes et des images satellitaires et d'autre part, elle consiste à mener une étude descriptive Hydro-morpho-sédimentaire de la baie de Zemmouri. Elle a pour l'objectif : d'analyser la variabilité spatio-temporelle de la morphologie sous-marine de la baie de Zemmouri, la classification morphodynamique des plages, et d'identifier les processus du transport sédimentaire longitudinal.

La troisième partie est consacrée, à l'étude de l'hydrodynamisme côtier et le transport sédimentaire par l'application du modèle MIKE 21. Ce dernier permettra de mieux comprendre le fonctionnement des processus littoraux (Hydrodynamique et Hydro-sédimentaire).

La dernière partie est consacrée à l'identification des zones au risque de submersion marine et la détermination des secteurs les plus vulnérables aux risques côtiers. Dans ce contexte, des cartes des zones inondables ont été produites par l'outil de cartographie Arc Gis.

Enfin une conclusion générale, dans laquelle nous avons conclu et synthétisé les résultats obtenus.

Première partie
Généralités et présentation du secteur d'étude

Chapitre 1
Processus hydro-sédimentaires sur les plages sableuses

I. Processus hydro-sédimentaires sur les plages sableuses

Le premier chapitre est consacré à la présentation d'une généralité sur les processus hydro-sédimentaires agissant sur les plages sableuses de la baie de Zemmouri sujette à l'action des forçages naturels (les vents, les houles, les marées et les courants). Nous intégrons notamment des notions concernant le littoral, le système morphodynamique, les principaux courants moyens induits par la houle, la marée, les houles et les cellules sédimentaires.

I.1. La notion du littoral

Le littoral se définit d'abord comme une ligne séparant le milieu terrestre et le milieu marin, il se caractérise généralement par la ligne des plus hautes eaux marines **(Fig I.1).**

D'un point de vue scientifique, le littoral est défini comme étant un espace soumis à l'action de la mer dans un géosystème **(Bousquet 1990)**. Il est vulnérable aux changements climatiques planétaires et aux variations météorologiques locales. De point de vue politique et juridique de l'Algérie, le littoral est défini par l'article n° 7 de la loi du 02/02 du 5 février 2002. C'est une zone comprise entre la ligne des plus hautes eaux marines et une largeur de 800 mètres à l'intérieur du domaine terrestre, en incluant toute la largeur des massifs forestiers des plaines littorales …etc**.**

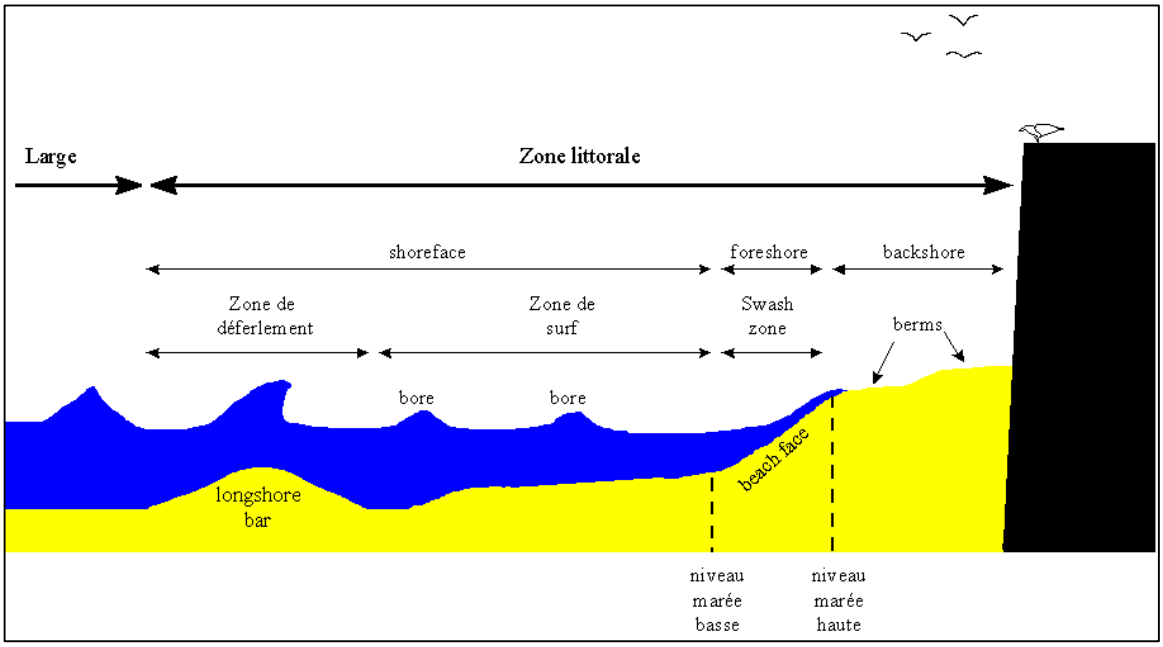


Figure I. 1 Les éléments d'une zone littorale **(Bousquet 1990).**

I.2. Définition d'un système morphodynamique

Un système morphodynamique est composé d'un élément géomorphologique qui répond aux variations d'une composante dynamique par un ajustement morphologique **(Stépanian 2002)**. C'est un système qui tente d'équilibrer sa morphologie par rapport aux nouvelles conditions de contraintes (forçages) **(Fig I.2).**

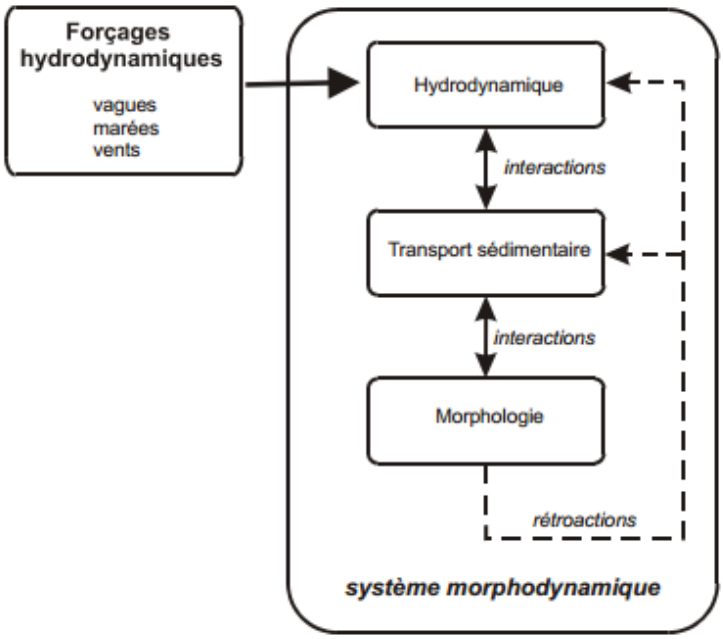


Figure I. 2 : Composants d'un système morphodynamique côtier **(Stépanian 2002)**.

I.3. Morphologie des plages micro-tidales et des barres sédimentaires

Par définition, une plage est un espace intertidal, c'est-à-dire le domaine de l'équilibrage des marées. Elle se représente des surfaces d'accumulation d'éléments détritiques en mouvement, allant de la boue aux galets. Leurs caractéristiques et leurs formes varient énormément en fonction de différents paramètres (anthropiques et naturels) et de leur complexité **(Dehouck 2006).**

Cependant, pour connaître la dynamique des milieux côtiers tels que la plage et plus particulièrement les plages de sable fin, il faut tenir compte des transferts sédimentaires entre la plage et la zone sub-tidale (cross-shore) **(Dehouck et al. 2007) (Fig I.3)**.

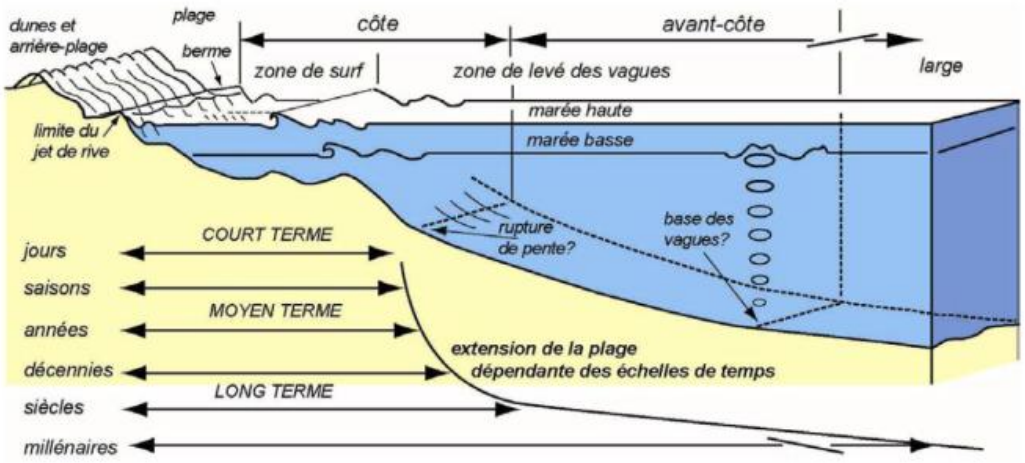


Figure I. 3 Schéma de la zone littorale et des échelles de temps impliquées dans sa dynamique (d'après **(Cowell and Thom 1994)** modifié par **(Dehouck 2006).**

I.3.1. Typologie, morphologie et classification des plages

La morphologie des plages varie dans le temps en fonction du forçage hydrodynamique (marée et vague), en même temps que la morphologie des plages change dans l'espace par rapport à la variation géographique des conditions environnementales (marées, vagues, sédiments, géologie, etc.). Cette morphologie a permis de proposer des modèles conceptuels des plages par de nombreux chercheurs **(Dehouck 2006; Masselink and Puleo 2006; Wright 1985; Wright 1982; Wright 1984).** Cette classification comporte six catégories morphodynamiques avec deux typologies extrêmes : la plage réflective (plage avec une pente forte) et la plage dissipative (plage plate et peu profonde) **(Fig I.4).**

L'utilisation des modèles empiriques de classification de la morphologie des plages micro-tidales permet de calculer l'indice de Gourley **Ω.** Ce paramètre est défini par **(Gourlay and Meulen 1968)** et ajusté par **(Short and Hesp 1982; Wright 1982; Wright 1984).**

$$\Omega = \frac{Hb}{Ws/T} \qquad \textbf{(éq I.1)}$$

- Ω (vitesse de chute adimensionnelle) ;
- ωs = vitesse de chute des sédiments (m.s-1) ;
- T : Période des vagues (s) ;
- Hb : La hauteur des vagues au déferlement (m).

I.3.1.1. Plage réflective (Ω < 1)

Caractérisée par un sédiment mixte à grossier, elle est soumise à des houles de faibles amplitudes et de faible énergie (Hb < 1 m). Caractérisée par un haut de plage très raide, une zone de surf reduite, marquée par un déferlement plongeant **(Guza and Inman 1975).**

I.3.1.2. Plage dissipative (Ω >6)

Caractérisée par des sables fins. Relativement plate, cette plage est soumise à des houles énergétiques. Caractérisée par une vaste zone de surf et par la présence des barres sableuse, marquée par un déferlement glissant **(Guza and Inman 1975).**

I.3.1.3. Plage intermédiaire (1<Ω<6)

Caractérisée par un sédiment hétérogène. Elle est marquée par la présence des barres sédimentaires tridimensionnelles. Elles résultent de la présence des zones de déferlement non homogènes parallèles à la côte **(Guza and Inman 1975).**

I.3.2. Morphologie et terminologie des barres sableuses

Dans le monde entier, la surveillance des côtes sableuses dominées par l'action de la houle a révélé la présence des structures bidimensionnelles, ou tridimensionnelles. Cependant, les deux types des morphologies sont fréquemment observés sur le même site morphologique. Ces milieux de barre sont des espaces d'échanges sédimentaires très forts **(Ruessink and Terwindt 2000).**

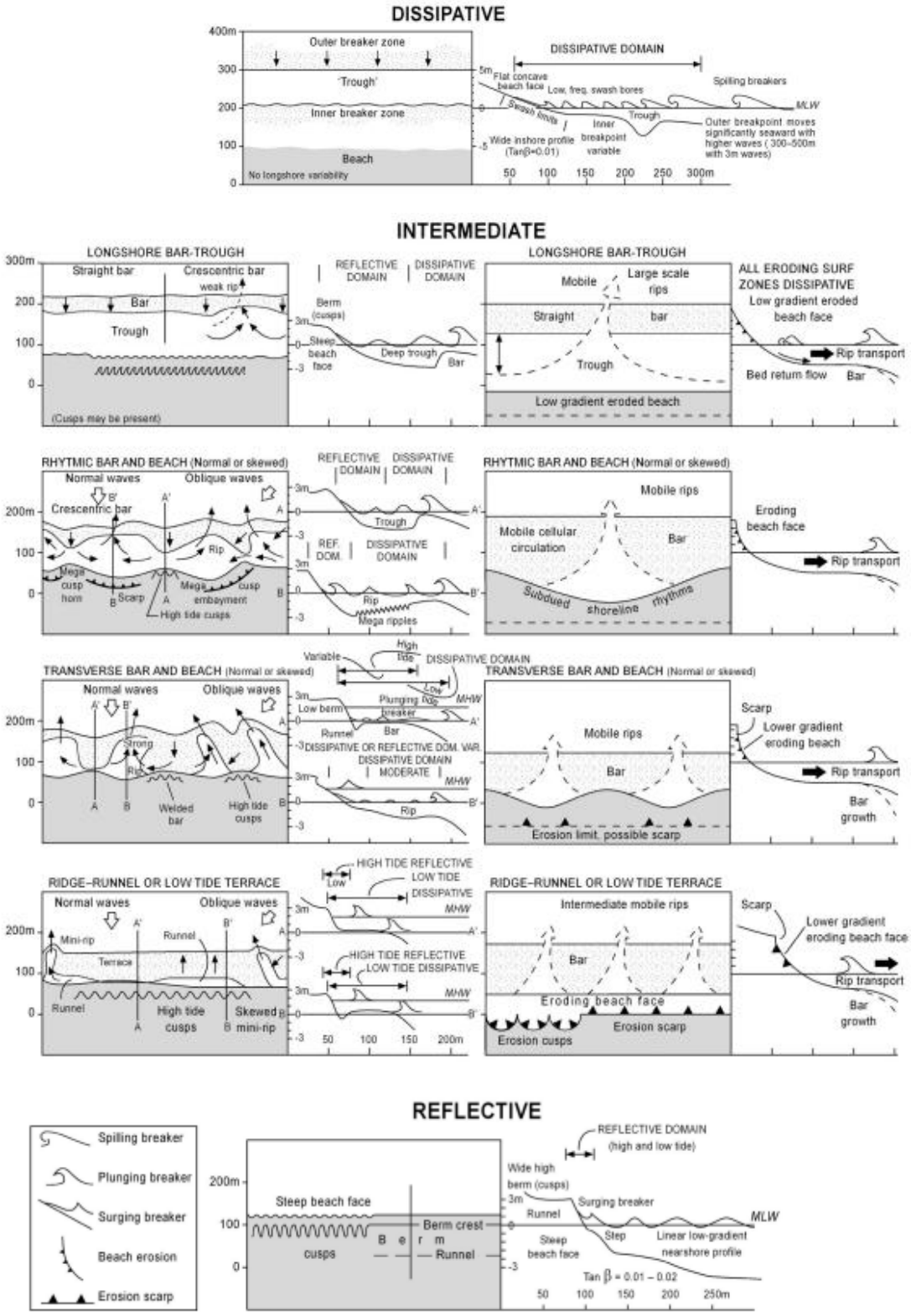


Figure I. 4 : Classification des plages selon **(Short, 2006).**

Une barre de sable est définie comme une formation sédimentaire émergente ou submergée. En général de forme tabulaire, une barre est reliée à une dépression entre sa crête et le rivage. De nombreux auteurs **((King and Williams 1949; Wijnberg and Kroon 2002)** ont défini les typologies morphologiques des barres littorales. On distingue deux types de barres : les barres non-rectilignes tridimensionnelles plus ou moins périodiques, et les barres rectilignes parallèles à la côte.

I.3.2.1. Les barres non-rectilignes ou tridimensionnelles

Ces formations sédimentaires sont visibles sur les plages intermédiaires. Ces barres présentent une grande variété morphologique irrégulière et complexe. Pour simplifier au maximum cette définition, nous séparons les barres tridimensionnelles en deux classes : les systèmes de barres en croissant et les systèmes de chenaux (**King and Williams 1949).**

a. Les systèmes de barres en croissant : On observe ces barres dans le littoral sub-tidal, ce système à une rythmique très forte. Ils peuvent être rencontrés sur des plages fermées ou rectilignes et des plages ouvertes. Ces systèmes sont caractérisés par une longueur d'onde variable (1-1000 m).

b. Les systèmes de chenaux ou rip system : englobent plusieurs formations sédimentaires telles que les "Transverse Bar and Rip" (TBR) ou les "Low Tide Terrace" (LTT) **(Masselink and Short 1993).**

I.3.2.2. Les barres rectilignes

De nombreuses barres sous-marines rectilignes sont souvent observées lors d'épisodes de tempête **(Ruessink and Terwindt 2000).** Ainsi, plusieurs plages qui ont souvent des barres non-rectilignes, peuvent être transformées en un profil homogène parallèle au rivage pendant plusieurs jours. Les barres rectilignes peuvent également être observées tout au long de l'année sur certaines côtes. Un des exemples les plus représentatifs de ce phénomène est probablement la côte allemande **(Ruessink and Terwindt 2000).**

I.4. L'hydrodynamique en milieu littoral

Les forces atmosphériques (dépression et vent) sont les principaux moteurs des mouvements de surface des océans (courants et vagues) **(Cannata et al. 2018)**. Ces différents phénomènes hydrodynamiques côtiers sont caractérisés par des échelles d'espace et de temps très variées, allant du millimètre aux kilomètres et de la seconde au siècle**.**

I.4.1. Le vent

Le vent est le facteur fondamental dans le déplacement des masses sableuses, intervenant en direct sur le mouvement éolien dans le domaine émergé, et indirectement en étant à l'origine des courants et des houles **(Allouhi et al. 2017)**.

I.4.1. Les vagues

La vague est une ondulation mécanique, qui se propage à la surface des mers et des océans **(Kemball-Cook and Wang 2001)**. **La figure I.5** illustre la représentation graphique d'un champ de propagation d'ondes et les différents paramètres caractéristiques des vagues.

L'onde a une longueur d'onde λ ou L, une hauteur H (H = 2 A avec « A » qui représente l'amplitude), une période T, un nombre d'onde K. L'onde se propage dans une profondeur moyenne D avec une vitesse C.

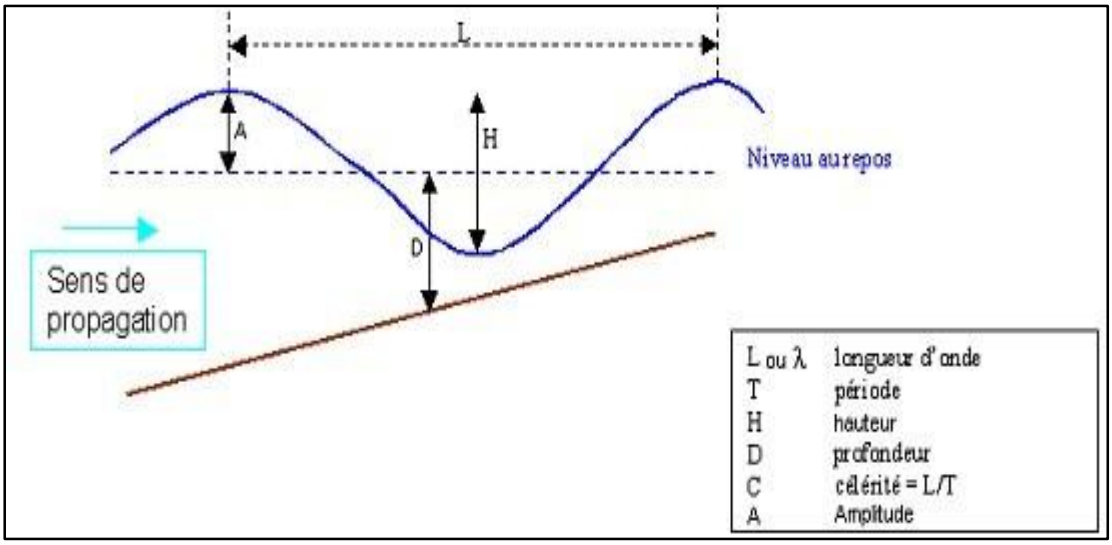


Figure I. 5 Schématisation des paramètres caractéristiques des vagues.

I.4.2. Dynamique des vagues en zone côtière

Dans la zone d'action des vagues (zone pré-littorale), la hauteur des vagues diminue et leur longueur d'onde augmente, alors la cambrure des ondes augmente **(Engledow and Bolton 1994)**. C'est ce qu'on nomme Shoaling. Les vitesses orbitales sont également augmentées avec un pic au sommet de la crête. Une fois, la vitesse au sommet de la crête près de la vitesse de phase, les vagues déferlent.

I.4.2.1. Déferlement

Il existe traditionnellement deux types de déferlement. Le premier nommé moutonnement dans les eaux profondes est dû à la force du vent qui donne de l'énergie aux vagues et augmente ainsi leur cambrure.

Le déferlement bathymétrique survient, quant à lui, à la proximité de la côte. Durant la propagation d'une houle du large vers la côte, sa hauteur H augmente et sa longueur d'onde λ diminue **(Gomes et al. 2016).**

On peut distinguer différents types de déferlement en fonction de la forme de la vague au moment du déferlement (**Fig I.6)**.

Le déferlement frontal (« *Surging breaker* ») qui se caractérise par une faible amplitude et une longue période, il également marqué aussi par la propagation d'un mur d'eau vertical, dont le fond et le sommet ne semblent pas déferler **(Galvin Jr 1968).**

Le déferlement plongeant (« *Plunging breaker* ») se produit lorsque les vagues s'approchent des fonds modérés à abrupts.

Le déferlement glissant (« *Spilling breaker* ») se produit lorsque les vagues traversent un fond légèrement incliné **(Cetmef and OUEST 2009).**

Le déferlement par collapsement (« *collapsing breaker* ») caractérisé par une instabilité de la base de la vague **(Sénéchal 2003).**

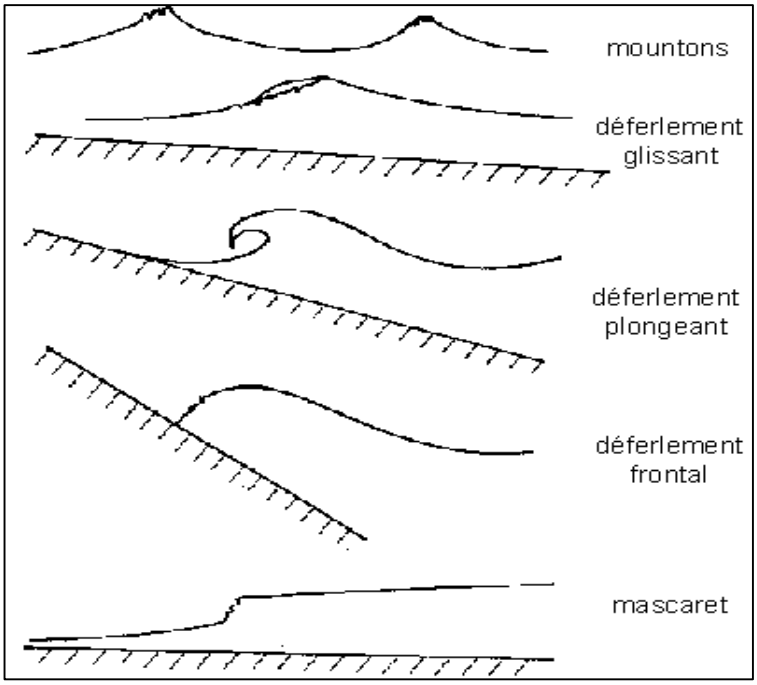


Figure I. 6 Les différents types de déferlement **(Bonnefille, 1976).**

Parallèlement aux phénomènes du Shoaling et du déferlement, les variations de profondeur dans le milieu côtier, outre le haut-fond et le surf, provoquent d'autres phénomènes :

I.4.2.2. La réflexion

Le phénomène de réflexion se produit lorsque la houle se propage dans un environnement inhomogène, donc pour une vitesse variable. La réflexion de la houle peut être totale lorsqu'elle rencontre un obstacle imperméable et émergeant ou partiel.

I.4.2.3. La réfraction

La réfraction de la houle est la modification de la direction de propagation des ondes et de la forme en relation avec la topographie. Les lignes de crête sont alignées de façon à être parallèles aux isobathes.

I.4.2.4. La diffraction

La diffraction des ondes est un phénomène où l'énergie est transmise de façon latérale le long d'une crête, à partir de points d'amplitude élevée vers des points d'amplitude plus faible. La diffraction est un moyen d'expliquer la pénétration des ondes à l'intérieur d'une embouchure protégée par une jetée ou dans un port. La compréhension des impacts de la diffraction est nécessaire, non seulement pour connaître les ouvrages portuaires contre l'agitation de la houle, mais aussi pour identifier les variations du mouvement des sédiments

résultant de l'installation des ouvrages marins tels que les jetées, les brise-lames, les épis, etc. **(Abadie et al. 2004).**

I.4.3. Principaux courants moyens induits par la houle

Plusieurs types de courants sont générés près de la côte par les vagues qui représentent la plus importante source d'énergie transmise à la zone côtière. Celles-ci génèrent un courant orbital transféré de la surface vers le fond en perdant sa force.

Schématiquement, il y a trois types de courants moyens en présence des vagues : le courant de dérive, le courant de retour et le courant d'arrachement. Au niveau de plusieurs périodes de vagues, ces courants sont supposés comme quasi stationnaires et leurs intensités varient en fonction des conditions du niveau de la marée et des houles **(Castelle et al. 2006).**

I.4.3.1. Les courants de dérive (longshore)

Est un mouvement de masse d'eau parallèle au rivage, sous l'effet des vagues qui atteignent la côte avec une certaine obliquité. Ce courant contribue de façon importante au transport des sédiments le long de la côte. Il commence au niveau de la zone de déferlement. Les vitesses moyennes de ce courant sont de 0,3 m/s **(Dehouck, 2006)**, mais peuvent atteindre des vitesses de 1 m/s pendant les tempêtes **(Fig I.7)**.

I.4.3.2. Les courants de retour

Le courant de retour « Undertow », aussi appelé courant de compensation, est observé sur toutes les zones côtières. Il se manifeste dans la zone de déferlement. Sa vitesse varie en fonction de la pente de la plage et de l'énergie de la houle. Ce courant est également responsable de la dispersion d'une portion des sédiments côtiers vers le large. La répartition du courant de retour sur la verticale n'est pas homogène, la vitesse maximale étant située vers le fond et particulièrement dans la fosse derrière la barre **(Dette et al. 2002).**

I.4.3.3. Les courants d'arrachements (Rip-Currents)

Le courant d'arrachement ou le courant sagittal « Rip-Current » est un courant intense, puissant et violent, dirigé vers le large. Il est fréquemment associé à des plages de types intermédiaires. Il transporte, particulièrement, de grandes quantités de sédiments **(Inman and Nordstrom 1971).** Il contribue de manière primordiale à la morphodynamique côtière **(Manson et al. 1981; Sonu 1972; Wright 1982).**

I.4.3.4. Les courants de marée

La marée est provoquée par le Soleil et la Lune. Précisément, ce phénomène d'origine astronomique est une conséquence de la loi de la gravitation universelle applicable au système formé par la Lune, le Soleil et la Terre **(Le Hir et al. 2001).** La déférence de hauteur d'eau entre une basse mer et une pleine mer est appelée le marnage.

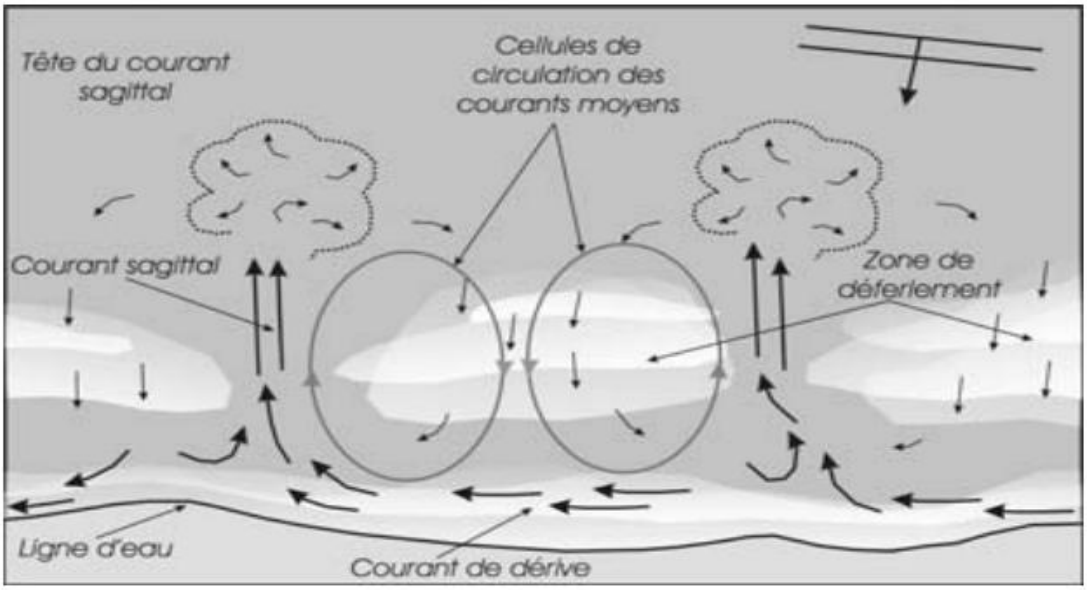


Figure I. 7 : Schématisation des courants moyens induits par la houle au-dessus d'une plage à barre, en présence d'une houle d'incidence faiblement oblique **(Carter, 1988).**

I.5. Transport sédimentaire

Le vent, les courants et la houle sont des facteurs de forçage majeurs pour le transport des sédiments dans le milieu côtier **(Calliari et al. 2009)**. Mais leur intervention sur le système peut être très fortement perturbée par le niveau de l'eau. En fonction de la surélévation de l'océan par rapport au continent, l'action des houles, et autres phénomènes de forçage influe sur le prisme sédimentaire et le mécanisme de fonctionnement de l'ensemble du système côtier.

Pour mieux connaitre comment les sédiments sont déplacés par les vagues, il est préférable de savoir quels sont les mécanismes du transport en régime uniforme ?

Dans le cas des plages sableuses, uniquement les processus physiques affectant le transport des sédiments non cohésifs seront pris en compte.

On définit trois modes de transport sédimentaires selon **(Fredsøe and Deigaard 1992)** : le transport par suspension, par charriage et par « Sheet flow » **(Fig I.8)**.

I.5.1. Transport en suspension

Les grains de sable se déplacent sans toucher en permanence le fond marin. Ce mode est favorisé par la présence des conditions énergétiques et des sédiments fins.

I.5.2. Le transport par charriage

Les grains de sédiments sont transportés en contact permanent et continu avec le fond marin. Il s'agit essentiellement des grains qui glissent, rebondissent ou roulent. Sur les côtes sableuses, ce mode sera préféré grâce à la présence des conditions de faible énergie et/ou de sédiments grossiers.

I.5.3. Le transport par (Sheet flow)

Ce mode est favorisé par la présence des conditions énergétiques intenses et de sédiments relativement grossiers. Les grains de sédiments du fond sont exposés à de très fortes contraintes et se déplacent à l'intérieur d'une couche très mince de façon non structurée.

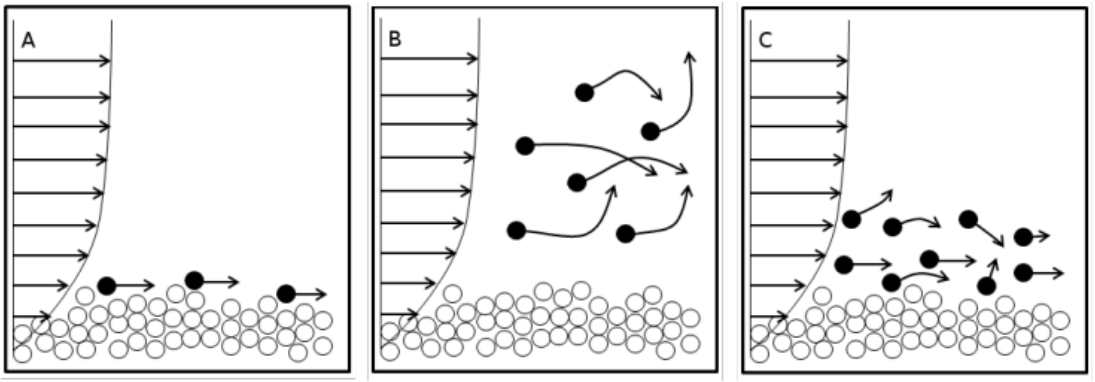


Figure I. 8 : les trois modes de transport sédimentaire A) charriage, B) suspension, C) "sheet flow" d'après **(Fredsøe and Deigaard 1992).**

I.6. Cellules sédimentaires

Nommée aussi cellule de dérive littorale, une cellule est une partie du littoral ayant un système sédimentaire relativement indépendant par rapport aux zones voisines. Les délimitations des cellules sont soit des obstacles naturels (caps, embouchures), soit des ouvrages de protection maritimes qui stoppent ou perturbent le mouvement du sable sous l'action des vagues (transit littoral) **(Fredsøe and Deigaard 1992).** Pour chaque cellule, un cycle complet de transport de sédiments peut être décrit sur le littoral, y compris :

- Les cours d'eau comme principales sources de matériaux sédimentaires ;
- Les canyons sous-marins, qui sont les principaux puits de sédiments.

Dans chaque cellule, les zones de transit, en érosion ou en accrétion, sont essentiellement définies par les courants de dérive littorale (courant longshore).

I.7. Conclusion

Ce chapitre a pour objet de synthétisé et d'expliciter le fonctionnement d'un système littoral, donc Pour comprendre la dynamique sédimentaire dans les côtes meubles, il est nécessaire tout d'abord de savoir les éléments qui mettent les grains du sable en mouvement, tel que les vents, les houles et les courants. Au terme de cette synthèse bibliographique des principaux éléments dirigeant la dynamique sédimentaire dans les zones micro-tidales. L'application de cette approche dans notre zone d'étude fera l'objet des chapitres suivants.

Chapitre 2
Présentation de la zone d'étude (baie de Zemmouri)

II. Présentation de la zone d'étude (Baie de Zemmouri)

L'objectif de ce chapitre est de présenter le cadre général du fonctionnement de littoral de la baie de Zemmouri. Par conséquent, il est nécessaire de commencer notre travail de recherche par des généralités sur la zone d'étude, dans laquelle nous présentons les données disponibles qui vont être appuyées par des travaux de terrain, pour aborder la problématique posée. Cette partie est consacrée pour la présentation et la caractérisation de la zone d'étude dans le contexte géographique, topographique, géologique, hydrodynamique, hydrographique et morphodynamique.

II.1.Localisation de la zone d'étude

La baie de Zemmouri (ex baie de Courbet) se situe au Nord-Est d'Alger, il s'agit d'une vaste plateforme limitée au Nord par la Méditerranée occidentale à l'Est par le Cap Djinet (36°52' Nord et 3°45' est), et à l'Ouest par le Cap Matifou (36°49'nord et 3°15'est) **(Fig II.1)**. Elle s'étale sur un linéaire côtier d'environ 50 km, largement ouverte vers le Nord.

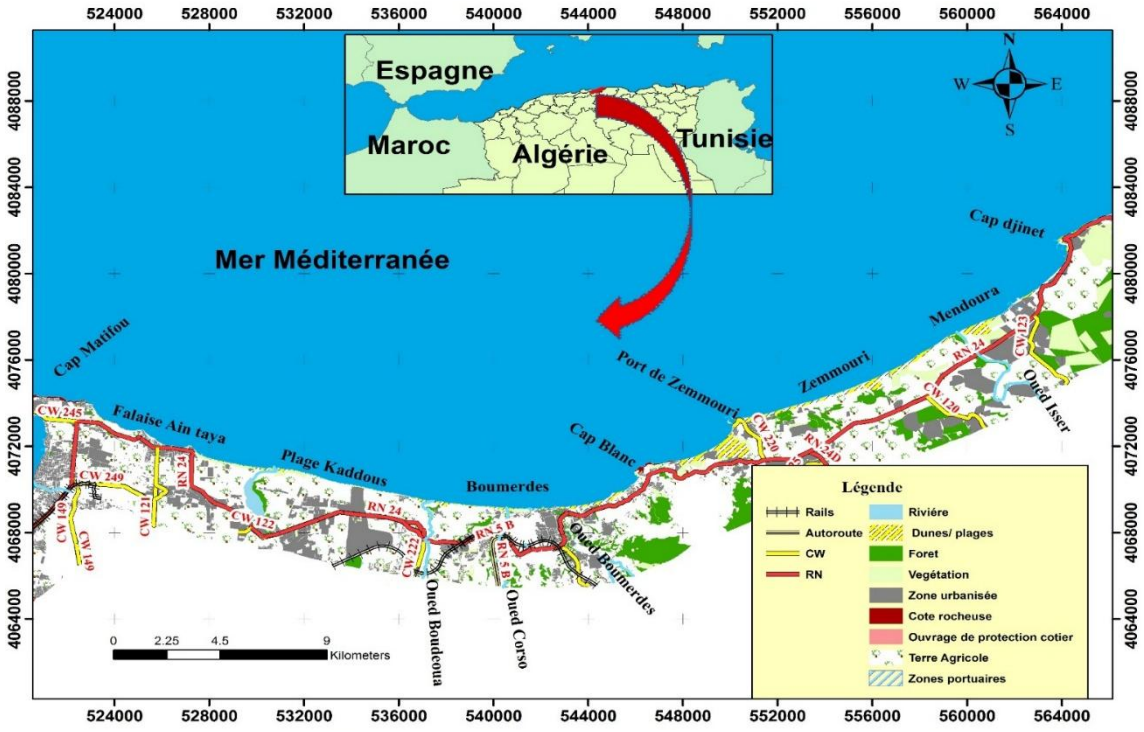


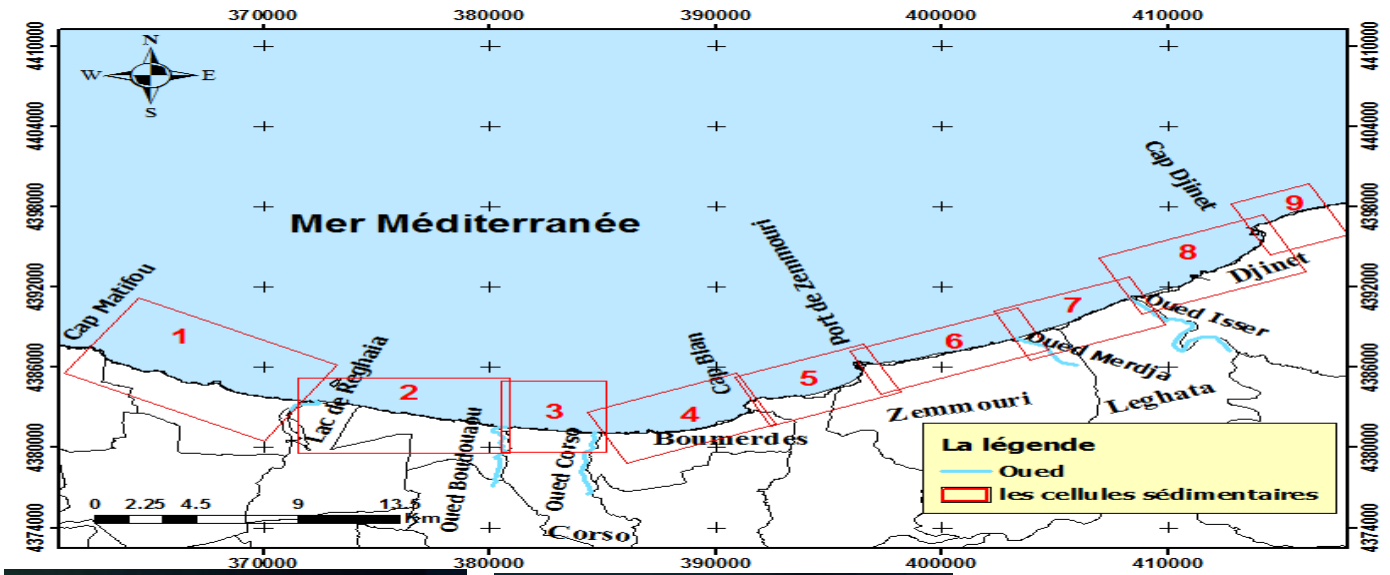
Figure II. 1 : Situation géographique de la Baie de Zemmouri.

La zone côtière de Zemmouri est caractérisée par une artificialisation importante, liée principalement au développement de la zone industrialo-portuaire de Rouïba - Cap Djinet.

Une partie importante de cette côte reste néanmoins bordée par des cordons dunaires (cordon dunaire de Zemmouri et de Safsaf Nabi), soutenue par de large estran composé de sable d'origine marine. L'arrière-pays de cette côte est drainé par de nombreux oueds qui débouchent dans cette baie.

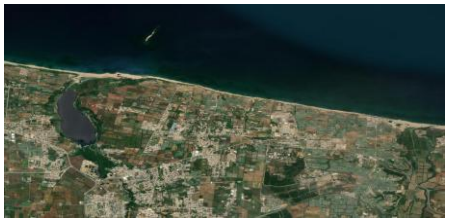
De nombreuses unités géomorphologiques sont définies sous l'effet de la dérive littorale, ce qui permet de décomposer le littoral étudié en neuf cellules sédimentaires (**Fig II.2)** :

- La première cellule s'étend du Cap Matifou au lac de Réghaïa, sa longueur est de 8200 m, elle se caractérise par des falaises de 12 à 17 mètres de hauteur, par des plages étroites.
- La deuxième cellule s'étend du lac de Réghaïa à l'embouchure de l'oued Boudouaou, elle se caractérise par la présence de falaises, des plages (Boudouaou El bahri,Sidi Khider et Guedouari) et un mur de soutènement au niveau de la côte de Boudouaou El bahri ;
- La troisième cellule s'étend de l'oued Boudouaou à l'Oued Corso, avec un linéaire d'environ 3.9 km. Elle est caractérisée par la présence d'un important systemes sablonneux, sa longueur atteint 2 Km et sa largeur atteint 170 m ;
- La quatrième cellule se situe entre l'Oued Corso et le cap Blanc, présente un linéaire côtier de 07 km. Elle est caractérisée par la présence des ouvrages de protections « deux brise-lames et un épi » au niveau de la plage de Boumerdès ; front de mer de Boumerdes, sa largeur atteint 70 m ;
- La cinquième cellule s'étend du Cap blanc au port de Zemmouri, caractérisé par la présence un cordon dunaire très important, sa longueur est de 3Km ;
- La sixième cellule se situe entre le port de Zemmouri et l'Oued Merdja, elle est caractérisée par une plage aérienne longue avec un linéaire côtière d'environ 6.7 km ; elle se couvre par un cordon dunaire très important.
- La septième cellule se situe entre l'Oued Merdja et l'Oued Isser, elle présente un linéaire côtier de 5.7 km. Elle est constituée essentiellement de sable fin à grossier ; elle se couvre par une grande superficie forestière ;
- La huitième cellule s'étend de l'Oued Isser au Cap Djinet. Elle est caractérisée par une artificialisation importante et par la présence d'une plage aérienne étroite, sa longueur est de 1km ;
- La neuvième cellule est une petite plage limitée par la digue du port à Ouest. Cette plage est constituée d'une plage aérienne peu large. sa longueur est de 1.1km.





Cellule 1



Cellule 2



Cellule 3



Cellule 4



Cellule 5



Cellule 6



Cellule 7



Cellule 8



Cellule 9

Figure II. 2 : Les unités géomorphologiques de la zone d'étude.

II.2.Aspects géologiques et sismiques

La connaissance de la géologie et de la géomorphologie locale d'un site est désormais nécessaire. Elle apporte un complément indispensable dans le diagnostic de la zone d'étude. Cela permet de définir la sensibilité du site face aux agressions marines, qui contrôlent d'une manière ou d'une autre, les quantités sédimentaires rejetées en mer ainsi que leur nature.

II.2.1. Cadre géologique

L'histoire géologique de notre zone d'étude a été abordée par plusieurs auteurs, nous citons à titre d'exemple les travaux de **(Aymé 1948; Bouhmadouche 2012; Bourcart and Glangeaud 1954; Djigo Kabani 2001; Domzig 2006; Terrier 2007; Wildi 1983).**

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre **(Wildi 1983).** Ce massif se compose de différentes parties : le Tell au nord (composée des Kabylides, des flyschs et des nappes Telliennes), et le système de l'Atlas intracontinental au sud. L'étude portera principalement sur la marge qui fait face à la Kabylie (**Fig II.3).**

À petite échelle, la région de la baie de Zemmouri est rattachée aux zones internes des Maghrébides (**Fig II.3)**, segment orogénique de la branche dinarique de l'orogénie alpine périméditerranéen.

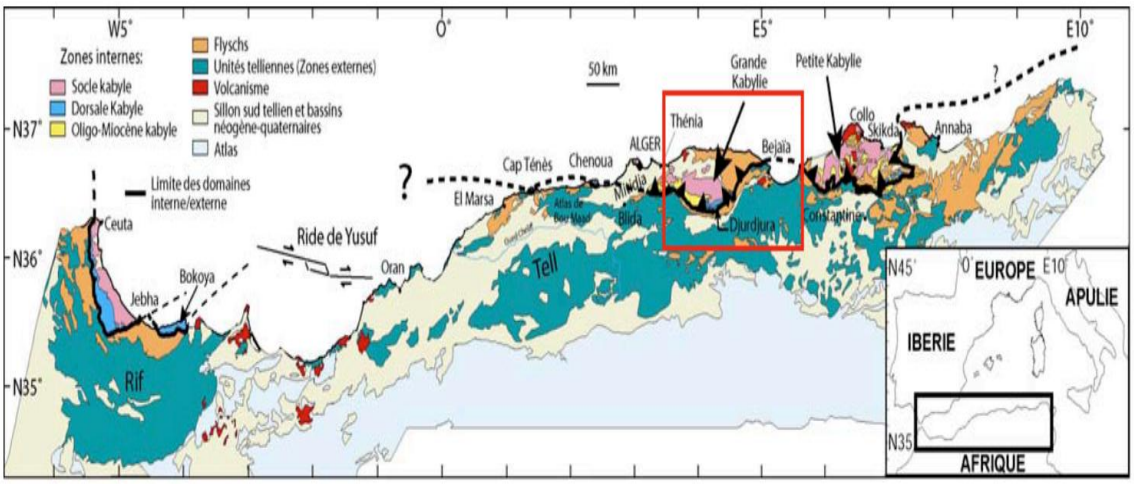
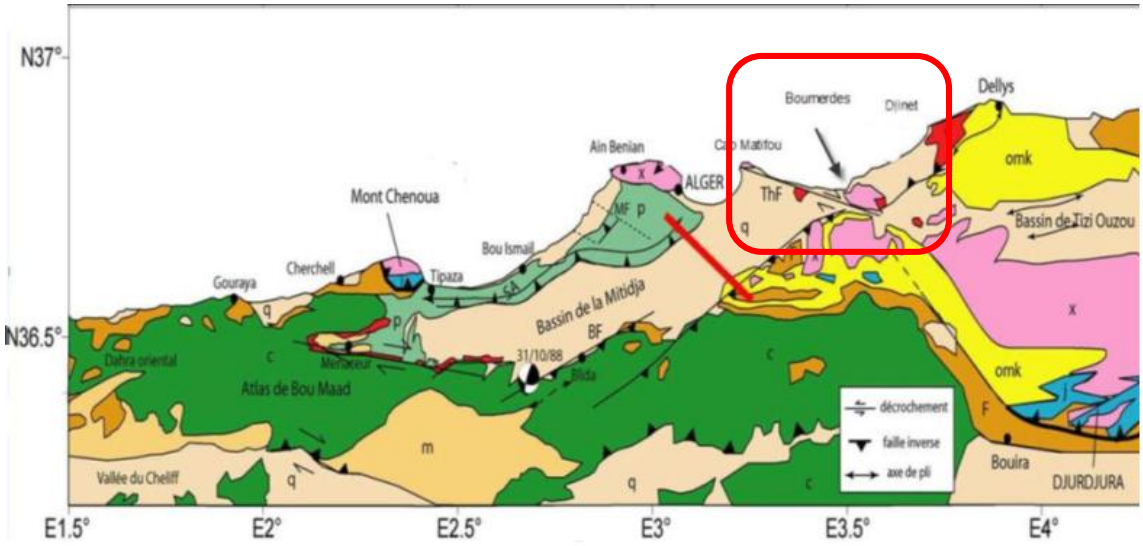


Figure II. 3: Différentes unités géologiques des Maghrébides d'après **(Domzig 2006).**

II.2.1.1. Cadre géologique régionale

La chaine des magherébides est composée en deux domaines, un domaine externe structuré par la nappe tellienne et les nappes de flyshs, et un domaine interne couvrant la dorsale kabyle et le massif de la grande Kabylie (**Fig II.4**).

Les deux domaines externes et internes se sont affrontés après la convergence des plaques africaine et européenne. Ceci a conduit à la fermeture du bassin des flyschs, et celle du sillon tellien, l'écaillage de la dorsale kabyle et le déplacement des flyschs et des unités telliennes en nappes pelliculaires loin vers le sud.



SA : anticlinal du Sahel, BF: faille de Blida, **ThF**: faille de Thénia, **MF**: faille de Mahelma, **X**: socle métamorphique kabyle, zonesinternes, **F**: Flyschs, **omk**: Oligo-Miocène Kabyle, **c**: Crétacé, **m:** Miocène, **p**:Pliocène,**q**: Quaternaire, **v**: volcanisme.

Figure II. 4 Carte géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides **(Durand 1969)** modifié par **(Domzig 2006).**

A. Domaine interne

A.1. le massif de la grande Kabylie

On distingue un socle cristallophyllien (Socle kabyle), un paléozoïque non métamorphique et une couverture méso- cénozoïque appelée selon les auteurs dorsale kabyle ou chaîne calcaire.

A.2. la couverture nord kabyle

Le socle kabyle est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (Gneiss, Marbres, Amphibolites, Micaschistes et Schistes) et d'un ensemble sédimentaire écaillé allant du Paléozoïque peu métamorphique (Ordovicien à Carbonifère) au Tertiaire **(Monié et al. 1982).**

A.3. la dorsale kabyle

La dorsale kabyle se présente sous forme d'écailles d'âge Permo-triasiques à Éocène moyen (Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du lias et de l'Éocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias.

B. Domaine externe

Ou domaine tellien, dont les unités du domaine externe sont structurellement les unités les plus basses qui sont développées au sud de la bande discontinue, que forment les unités internes. Les unités externes sont représentées par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge crétacé moyen à néogène, et qui s'étalent sur une centaine de kilomètres vers le Sud.

II.2.1.2. Les principales formations géologiques

A. Le socle Kabyle

Il est formé de massifs cristallophylliens métamorphiques (Gneiss, Marbres, Amphibolites, Micaschistes et Schistes). C'est un socle qui constitue les massifs anciens, et formant les pointements de Rocher noir à Boumerdès et de Cap Matifou à Alger. Les principaux faciès qui les composent sont des schistes et des micaschistes.

B. Les intrusions magmatiques

Elles se rencontrent au Cap de Matifou. Elles englobent les andésites quartzitiques du Burdigalien et le socle rhyolitique du Vindobonien qui affleurent au niveau d'Ain Taya.

C. Les formations mio-plio-quaternaire

C.1. Le Miocène

Cette formation est constituée de granite, granodiorite, et l'andésite dont quelques pointements sont visibles dans les reliefs de Thénia et du Cap Djinet.

- **Burdigalien**

Les dépôts burdigaliens sont formés de faciès argileux et des éléments conglomératiques pris dans une matrice gréseuse. Ces formations reposent en discordance sur le socle cristallophyllien.

- **Vindobonien**

Il fait partie du Miocène moyen, il est constitué de terrains marnés argileux et marno-calcaires, ces formations sont abondantes sur le long des falaises de Boudouaou El Bahri.

C.2. Le Pliocène

En Algérie, le pliocène est subdivisé selon deux faciès successifs : le plaisancien et l'Astien **(Bouhamadouche 1993).**

- **Le Plaisancien**

Formé d'une série de marnes bleues, qui effleurent sur les rives d'Oued Réghaia et au niveau de la plage d'Ain Taya.

- **L'Astien**

Il s'observe sur l'Oued Corso et sur les falaises d'Ain Taya, les formations astiennes correspondent à des grés carbonatés.

C.3. le quaternaire

Il recouvre la majeure partie de la zone d'étude, il constitue les dépôts de la plaine alluviale de l'Oued Isser, ainsi qu'une grande partie des versants de deux rives, mais dans la partie Nord, on trouve que les dépôts marins anciens. Les dépôts quaternaires sont représentés par des sédiments marins alluviaux et éoliens, des sables grossiers et des grés caillouteux.

- **Les dépôts de plage**

Les plages qui forment tout le rivage sont sableuses, contenant des débris d'organismes marins actuels. En plus des dépôts marins, l'alimentation de ces plages est sans doute liée aux sables rubéfiés provenant des reliefs environnants tel que les falaises et des Oueds (Boumerdès Tatreg, Isser, Corsso, Boudouaou El Bahri et Sebaou).

Ces dépôts sont caractérisés aussi par d'anciennes accumulations, qui sont effleurées aux pieds des falaises. Ces dunes de couleur beige étaient constituées d'un sable consolidé lité et contenant des coquillages. À Boumerdès et à Boudouaou El Bahri, ces dunes ont disparu actuellement, elles sont enlevées à cause de la construction du Boulevard du front de mer à Boumerdès et le mur de soutènement de la falaise à Boudouaou El Bahri.

- **Les sables rouges**

Ils reposent sur les terrains plus anciens. Ils constituent ainsi des terrasses marines très élevées et très étendues. Ces sables sont limoneux, rubéfiés. Ils se distinguent par des alluvions plus anciennes et par leur grande homogénéité.

- **Les alluvions récentes**

Elles sont distribuées le long d'oueds Réghaia, Tatrag et Boumerdès. Elles sont composées essentiellement de sables et de graviers.

- **Les alluvions anciennes**

Elles forment les dépôts de vallée de l'oued de Boumerdès. Elles forment ainsi des terrasses horizontales, dont la hauteur maximale est de l'ordre de 15m.

Les différents effleurements sont concentrés généralement au sud de la partie amont de l'Oued Boumerdès. Ces alluvions sont constituées de sables roux, de galets et par endroits de gros blocs conglomératiques. Ces éléments dont la taille varie des graviers centimétriques aux blocs métriques sont emballés dans une matrice argileuse. Ces dépôts correspondent à une sédimentation continentale torrentielle, recouvrant les marnes plaisanciennes **(Bouhmadouche 2012)**.

II.2.2. Cadre sismique

La région de Boumerdès est caractérisée par une activité sismique importante, qui est à une relation avec le mouvement tectonique, cependant la plaque africaine a remonté contre la plaque eurasiatique. À cet effet, notre zone d'étude a été secouée par un séisme de magnitude M1=6,2 selon le CRAAG en 2003 (**Fig II.5)**.

Ce séisme a provoqué un tsunami dans les iles Baléares et le choc principal a été ressenti jusqu'à 400 km de la zone épicentrale. L'épicentre se trouve en mer à environ 40 km de la côte entre les villes de Zemmouri et Cap Djinet. Ce séisme a provoqué plusieurs phénomènes géologiques entre Dellys et Bordj El Bahri, comme effondrement des falaises, glissements de terrain, la liquéfaction du sol et le retrait de la mer.

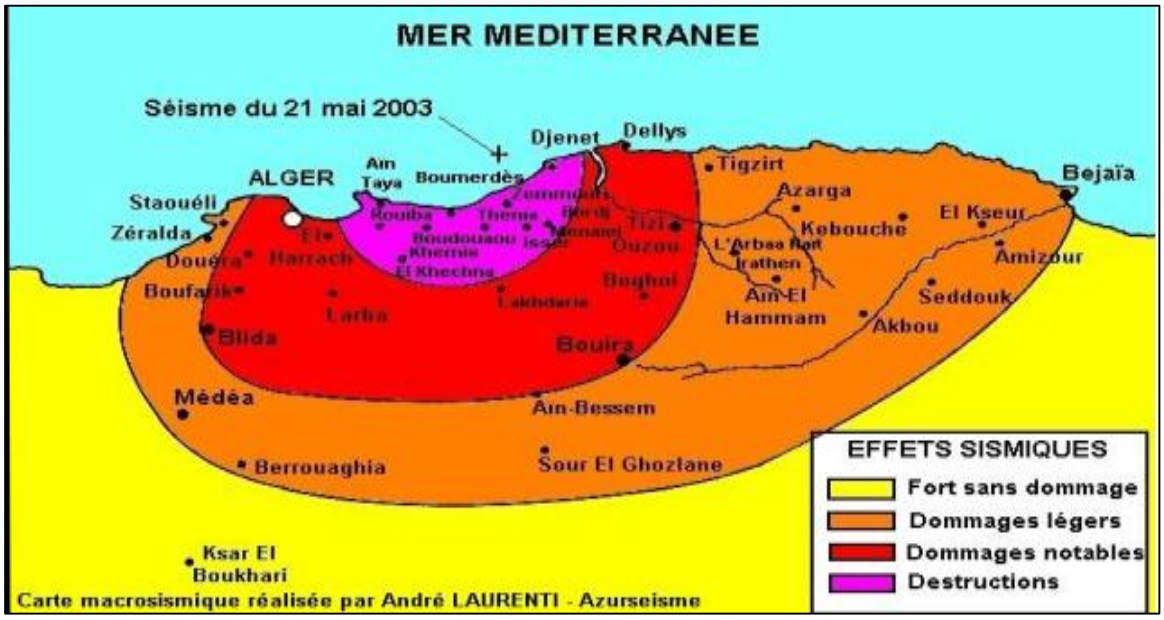


Figure II. 5: Séisme du 21 Mai 2003 d'Alger et de Boumerdes **(CRAAG, 2003).**

II.3.Cadre climatique et hydrodynamique

L'étude des paramètres climatiques nous permettons de mieux comprendre les processus hydro-sédimentaires, le long des côtes, qui contribuent activement dans l'évolution morphodynamique du littoral.

Le climat de la baie de Zemmouri est entièrement placé sous l'influence du bassin Méditerranéen. Qui jouit d'un climat humide et tempéré avec une pluviométrie comprise entre 800 et 900 ml /an. Les températures varient entre 8°C et 38°C, en moyenne les 25°C dans l'année **(DEA, 2016)**.

La wilaya de Boumerdès jouit d'un climat méditerranéen, caractérisé par une saison pluvieuse allant en moyenne de septembre à mai, et par un été sec et ensoleillé, entretenu par la proximité de la mer. L'humidité relative est élevée et constante durant toute l'année **(DEA, 2016).**

II.3.1. Les températures

L'étude de la variation des températures s'est effectuée par l'analyse des moyennes mensuelles calculées à partir des enregistrements établis au niveau de la station la plus proche de la zone d'étude située à Dar El Beida. Ces enregistrements couvrent une période de 10 ans allant du 28 mai 2010 jusqu'au 3 juin 2020 **(Tab II.1)**. Cette analyse confirme que la zone d'étude est soumise à l'influence du climat méditerranéen avec une alternance de deux saisons.

L'analyse des températures moyennes mensuelles de la grande baie de Zemmouri montre que la saison estivale qui s'étale du mois de mai jusqu'au mois d'octobre est caractérisée par des températures relativement élevées, qui atteignent leur maximum au mois

de Juin 42.2°C. Toutefois, la saison hivernale connaît son mois le plus froid en février avec un minimum en mois de février -0.7°C **(Fig II.6).**

Tableau II. 1 : Moyennes mensuelles des Températures à la station Dar El Beida de la période allant de (2010 à 2020) (Source ONM 2010-2020).

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nev	Déc
Moy (°C)	10.9	11.2	13.6	16	18.9	22.8	26.2	26.6	23.9	20.3	15.3	12
Min (°C)	-0.3	-0.7	0.1	4.4	4.6	8.5	14.2	15.2	11.5	5	3.2	-0.5
Max (°C)	23.8	26.3	33.2	31.2	39.2	42.2	40.8	41.5	40	38	32.3	26.9

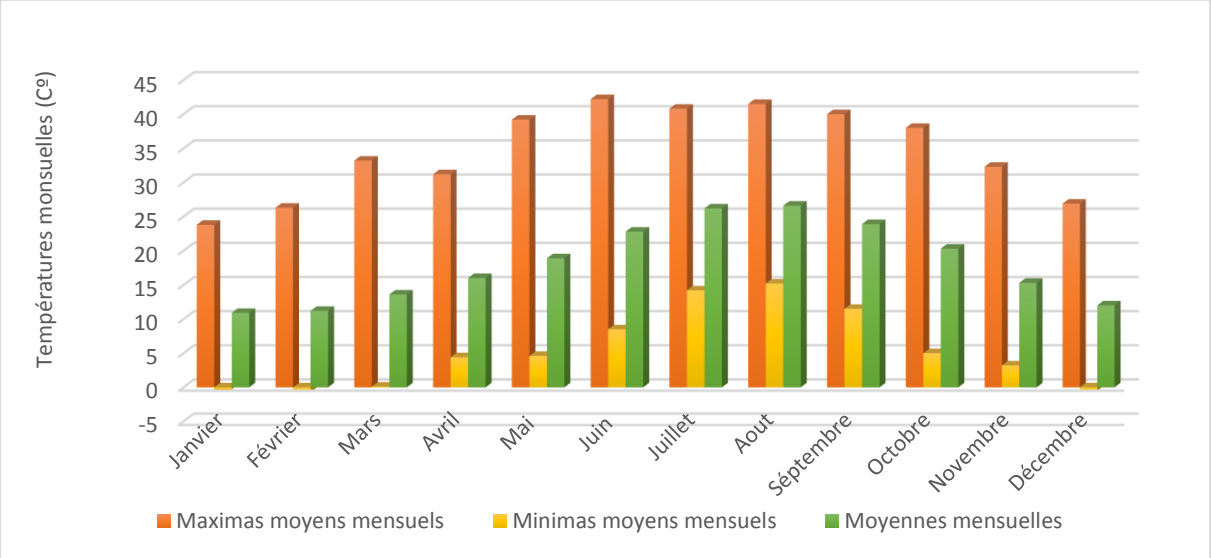


Figure II. 6: Moyennes mensuelles des températures (Source ONM 2010-2020).

II.3.2. Les précipitations

Les données utilisées dans ce travail sont celles acquises au niveau de la station de Dar El Beida établie par l'Office Nationale des Météorologies. Ces données couvrent une période de 10 ans (du 28 mai 2010 au 03 juin 2020.) **(Tab II.2)**.

L'analyse de ces données numériques montre que notre région est caractérisée par une grande irrégularité interannuelle et inter-saisonnière, cependant la pluviométrie est importante dans la saison hivernale. Les précipitations sont irrégulières et relativement faibles pour le reste des saisons.

L'analyse des données nous a permis aussi de réaliser l'histogramme des variations mensuelles des pluies (**Fig II.7)**. À partir de ces histogrammes, nous avons distingué deux saisons : une saison humide qui s'étale du mois de novembre au mois de février où la moyenne mensuelle maximale atteint 100 mm et l'autre est une saison sèche allant du mois de juin jusqu'au mois d'aout avec un minimum de 2 mm, cependant il existe une période transitoire entre mars et mai où les précipitations moyennes varient entre 45 et 64 mm.

Tableau II. 2 : Moyennes mensuelles des précipitations à la station de Dar El Beida de la période de 2010 à 2020 (Source ONM).

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nev	Déc
P(mm)	92.9	90.9	74.3	66.9	64.8	12.2	2.5	11.0	44.9	67.3	142.6	130.7

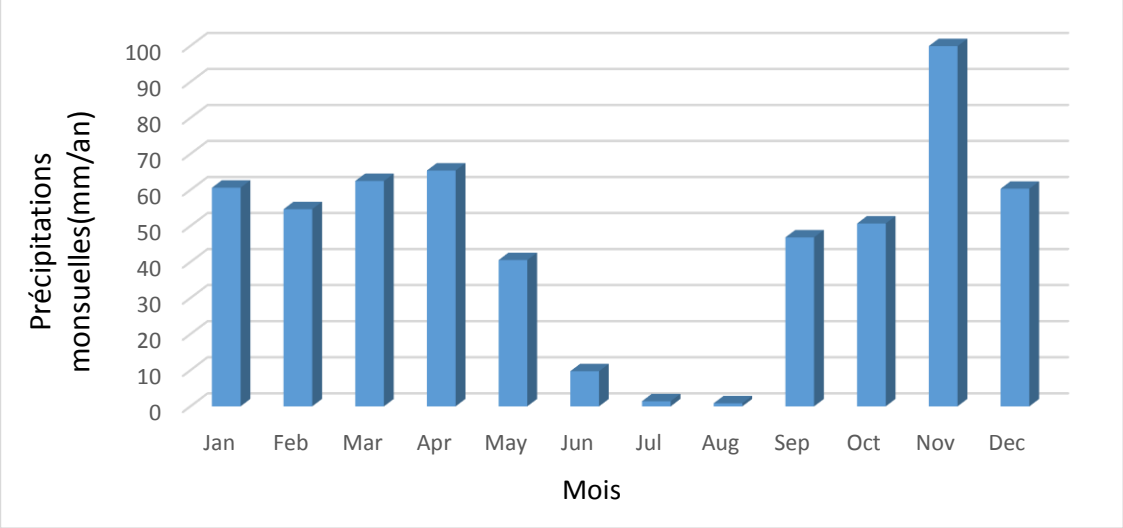


Figure II. 7: Moyennes mensuelles des précipitations de la station marine de Dellys (Source ONM 2010-2020).

La relation entre ces deux éléments (Température et précipitation) nous a permis d'établir le diagramme Ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN afin de déterminer les saisons humides et sèches dans notre zone d'étude (**Fig II.8)**.

Ce diagramme nous a permis de différencier et de quantifier les périodes sèches et les périodes humides au cours d'une année. Il a été étudié d'une manière que **P ≤ 2T**.

L'analyse du diagramme **(Fig II.8)** montre que le climat de notre zone d'étude est de type méditerranéen, caractérisé par une période pluvieuse de six mois (du mois de Novembre au mois d'avril) et une période sèche de septs mois (du mois de mai au mois d'octobre).

D'après le diagramme Ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN, Les résultats montrent des tendances dans la température, ce qui correspond à la tendance au réchauffement dans cette région de l'Algérie.

Une des constatations faite par les experts du GIEC est une augmentation de l'intensité et de la fréquence des périodes de sécheresse dans le bassin méditerranéen.

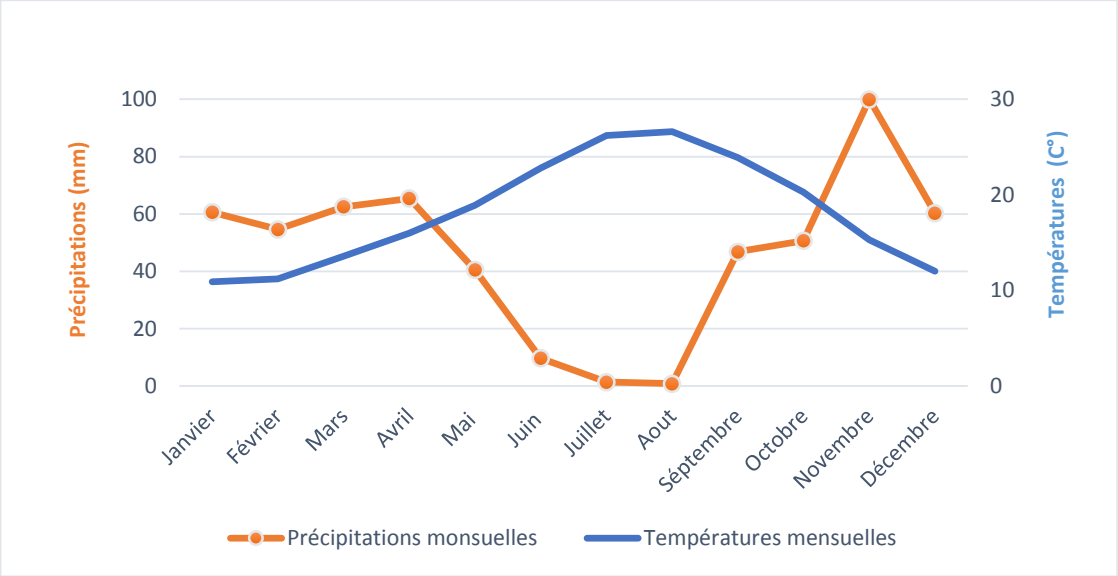


Figure II. 8: Diagramme ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN appliqué au site d'étude, de la période (28 Mai 2010 au 03 Juin 2020).

II.3.3. Houles

La Houle est une onde qui se propage à la surface de la mer. Étant le facteur le plus important dans la dynamique sédimentaire des petits fonds, sa direction de propagation est liée à celle du vent et la profondeur **(Leclaire 1972).**

II.3.3.1. La houle au large

Les observations de houles au large sont extraites à partir de la base de données du site des observations météorologiques de l'Infoplaza Marin Weather (2017) disponible sur internet www.waveclimate.com (**voir annexe 1**), sous forme de fichier numérique contenant les fréquences d'apparition annuelle et saisonnière de la houle au large. Couvrant une période de 25 ans allant de 1992 jusqu'à 2016.

Les données utilisées sont celles mesurées au large de la baie Zemmouri ; exactement au niveau du point ayant les coordonnées géographiques : 37° N et 3.75° E (**Fig II.9)**. Ce point couvre une zone de 50 × 50 km, coordonnées du point se situent au centre de cette cellule.

L'observation des données relatives à la houle au large des côtes algériennes **(Tab II.3)** montre que la baie de Zemmouri est soumise à l'agitation des houles provenant principalement des quatre directions : les houles de l'Ouest, du Nord, du Nord-est et du Nord-Nord-Est. Cependant, les houles les plus fréquentes dans la période hivernale sont les houles des secteurs Nord (N360°) et Ouest (N270°), avec des fréquences respectivement de 23.17 % et 23.07%.

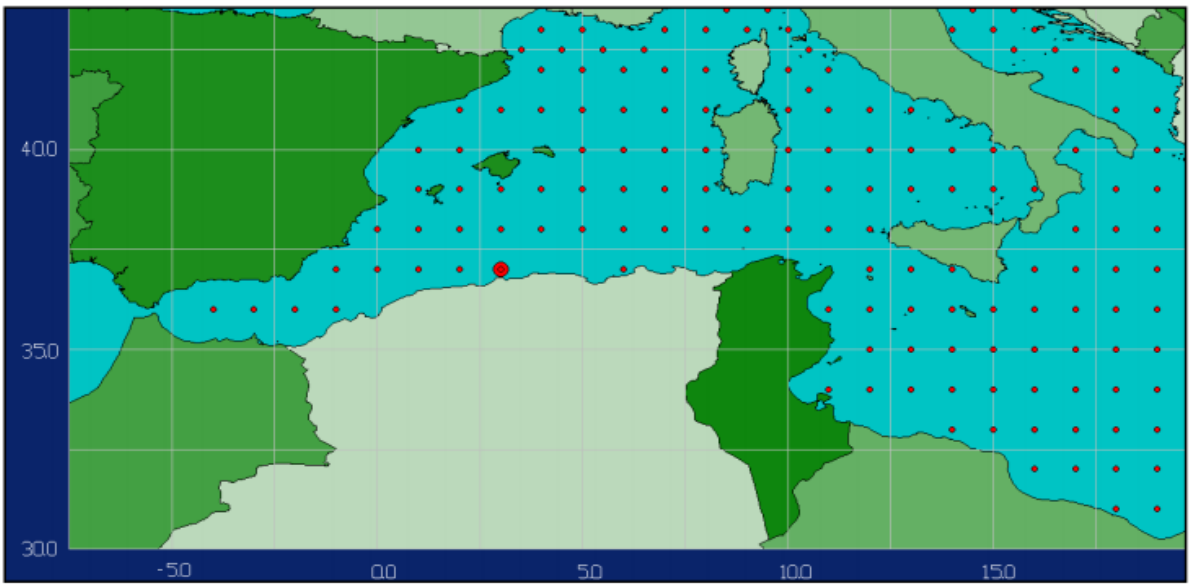


Figure II. 9 Localisation des points de mesure des houles et des vents.

D'autre part, l'analyse des roses annuelles et trimestrielles **(Fig II.10)** montre que deux directions sont prédominantes. L'une est la direction du Nord-Est, prédominante en été avec une fréquence d'apparition de 40. 62 % en été et de 9.54 % en hiver, et l'autre direction est de l'Ouest, prédominante en hiver avec une fréquence d'apparition de 23.07 % en hiver et de 12.47 en été.

Tableau II. 3 : Fréquences annuelles et saisonnières d'apparition des houles au large par direction (%) entre 1992 et 2016 (Source www.waveclimate.com).

	Annuelle	Hiver	Eté	Automne	Printemps
N	17.64	23.17	10.56	18.00	16.91
NNE	13.66	10.18	18.97	13.89	12.73
NE	23.40	9.54	40.62	19.53	23.26
ENE	3.15	1.96	6.51	3.02	3.28
E	0.51	0.67	0.29	0.64	0.52
ESE	0.41	0.64	0.17	0.45	0.44
SE	0.58	0.95	0.08	0.84	0.37
SEE	0.75	1.25	0.09	1.25	0.36
S	0.58	1.29	0.10	0.84	0.14
SSW	0.40	0.96	0.06	0.42	0.20
SW	0.37	0.79	0.06	0.44	0.19
SWW	1.68	2.86	0.40	1.69	1.71
W	20.19	23.07	12.47	21.93	22.39
WNW	6.75	9.22	4.33	7.41	7.24

II.3.3.2. Les hauteurs significatives de houle au large

Une analyse statistique des fréquences d'apparition des hauteurs significatives de la houle **(Tab II.4)** montre que les houles dominantes sont caractérisées par des hauteurs significatives oscillant généralement entre 0.25 et 2.5m (www.waveclimate.com). Cependant, les houles de forte agitation proviennent de secteur Nord et Nord-Ouest avec des hauteurs maximum respectivement de 6.98m et 6.54 m en hiver. Les agitations qui proviennent du secteur est sont plus faibles avec des hauteurs significatives pouvant atteindre un maximum de 2.3 m en hiver.

Tableau II. 4 : Fréquences des classes des hauteurs significatives en fonction des directions dominantes au large entre 1992 et 2016 (Source www.waveclimate.com).

	Annuelle					Hiver			Eté		
	NE	W	NW	N	E	NE	W	N	NE	W	N
0-0.5	20.51	7.05	14,50	12,71	33,45	32.40	4.58	9,51	20.23	13.66	0,22
0.5-1	49.02	26.25	33,75	28,19	48,70	41.76	16.02	21,12	50.42	46.29	0,44
1-1.5	22.50	26.40	21,66	24,60	15,40	16.53	23.01	23,05	22.85	26.67	0,25
1.5- 2	6.23	18.48	11,71	14,41	2,41	5.34	21.67	16,34	5.56	9.64	0,07
2 -2.5	1.32	10.82	7,99	8,36	0,05	2.09	14.85	11,19	0.80	2.79	0,01
2.5- 3	0.31	5.58	4,95	5,95	0.00	1.16	9.02	8,52	0.14	0.78	0,00
3- 3.5	0.09	3.05	2,60	2,72	0.00	0.66	5.53	4,72	0.00	0.16	0,00
3.5 - 4	0.02	1.34	1,44	1,57	0.00	0.06	2.88	2,96	0.00	0.00	0,00
4 - 4.5	0.01	0.73	0,87	0,81	0.00	0.00	1.68	1,43	0.00	0.00	0,00
4.5 - 5	0.00	0.22	0,37	0,40	0.00	0.00	0.61	0,76	0.00	0.00	0,00
5 - 5.5	0.00	0.06	0,09	0,13	0.00	0.00	0.16	0,22	0.00	0.00	0,00
5.5 - 6	0.00	0.02	0,07	0,10	0.00	0.00	0.00	0,13	0.00	0.00	0,00
6 - 6.5	0.00	0.01	0,01	0,02	0.00	0.00	0.00	0,02	0.00	0.00	0,00
6.5 -7	0.00	0.00	0.00	0,03	0.00	0.00	0.00	0,05	0.00	0.00	0,00

II.3.4. Les vents

Pour une zone côtière, la connaissance du régime général des vents au large est d'une extrême importance dans le mouvement superficiel des eaux marines. En effet, ils sont des générateurs des houles au large et des courants superficiels, leur impact croît avec leur vitesse **(Villeneuve 1980).**

L'analyse du régime des vents dans la baie de Zemmouri est effectuée à partir de deux sources de données météorologiques. Les données du site des observations météorologiques www.waveclimate.com, durant la période (1992-2016) pour le régime du vent au large, et les données de l'ONM durant la période (1994-2013) pour le régime général des vents à la côte.

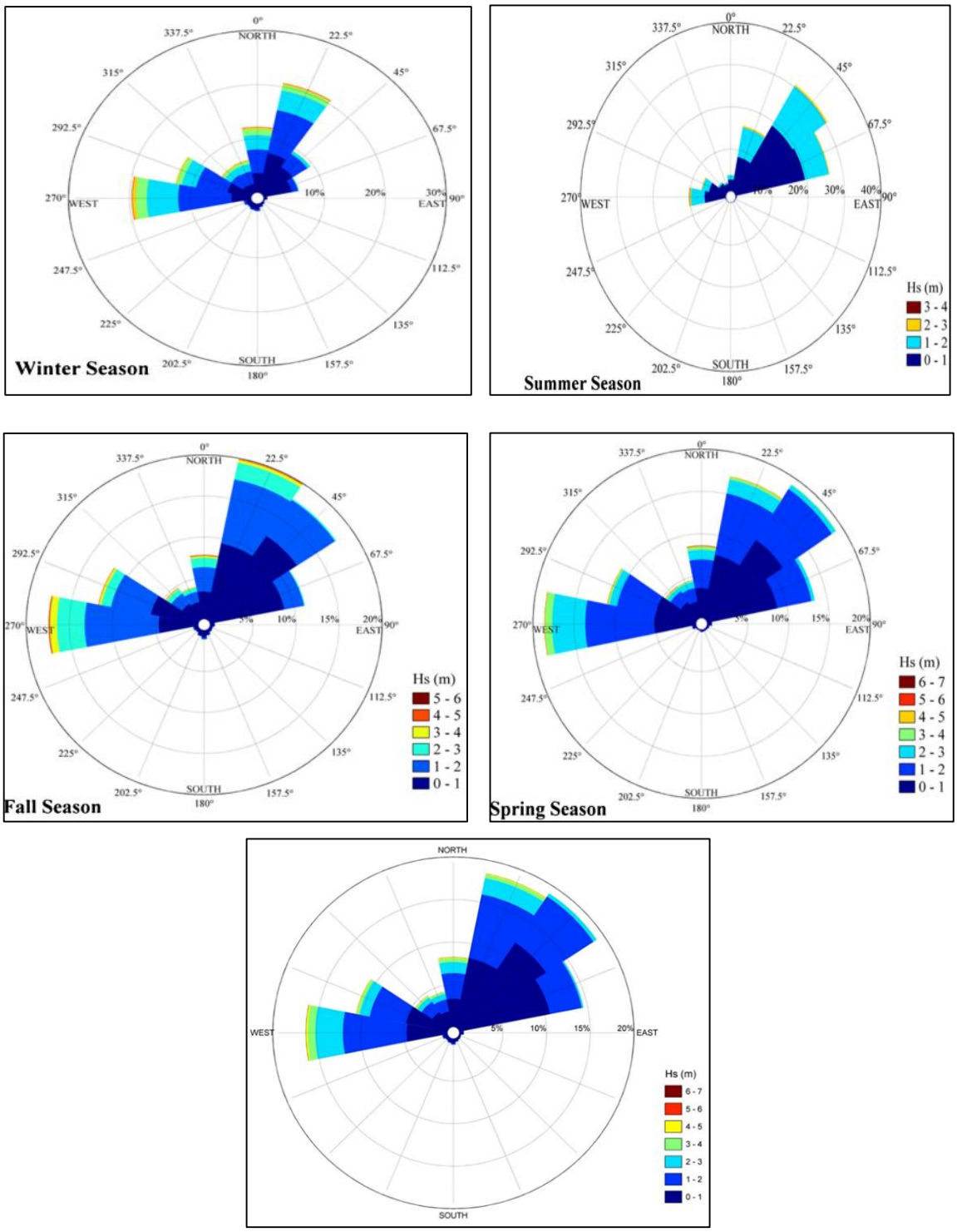


Figure II. 10 : Roses trimestrielles et annuelles des houles au large de la zone d'étude entre 1992 et 2016. (www.waveclimate.com).

II.3.4.1. Régime général des vents au large

Les données du site des observations météorologiques www.waveclimate.com nous ont permis de déterminer la distribution des fréquences d'apparition du vent par classe et par direction de vitesse à deux échelles annuelles et saisonnières **(Tab II.5)**.

Tableau II. 5 : Distribution des fréquences d'apparitions annuelles et saisonnières des vents au large durant la période (1992-2016) Source (www.waveclimate.com).

	Annuelle	Hiver	Eté	Automne	Printemps
N	3.09	2.82	3.35	2.78	3.30
NNE	4.80	3.17	6.12	4.62	5.09
NE	10.23	4.37	17.68	8.59	9.68
ENE	10.40	4.67	17.37	9.37	9.57
E	8.42	4.22	13.15	7.88	7.97
ESE	5.23	3.47	6.76	5.06	5.41
SE	4.22	3.71	3.90	4.69	4.46
SEE	4.61	6.31	2.46	5.66	4.00
S	5.18	7.78	2.33	6.21	4.40
SSW	5.63	7.94	3.00	6.09	5.43
SW	8.81	12.73	3.75	9.50	9.22
SWW	11.22	17.10	4.02	12.32	11.45
W	7.15	9.68	3.70	7.25	7.90
WNW	4.77	5.45	3.73	4.29	5.51

Les résultats de la distribution des fréquences d'apparitions annuelles, et saisonnières des vents au large durant la période (1992-2016), montrent que les vents qui proviennent des secteurs Nord-Est, Est-Nord-Est et Sud-Ouest-Ouest avec des fréquences d'apparition respectives de 10.23 %, 10.40 % et 11.22% sont les plus dominants sur la baie de Zemmouri.

L'analyse statistique des données des vents au large nous a permis de tracer les roses des vents trimestrielles et annuelles, et de déterminer la fréquence d'apparition du vent par direction et par vitesse à deux échelles ; annuelles et saisonnières **(Fig II.11).**

Durant la période hivernale, les vents de secteur Sud-Ouest-Ouest sont plus violents avec une fréquence d'apparition de 17.10 %.

Durant la période estivale, les vents des secteurs nord-est et est-nord-est sont les plus dominants avec des fréquences d'apparition respectives de 17.68 % et 17.37 %.

Les roses des vents annuelles montrent que les directions Sud-Ouest-Ouest, Nord-Est et Est-Nord-Est sont les plus fréquentes.

II.3.4.2. Régime général des vents à la côte

L'analyse du régime des vents à la côte a été effectuée par l'ONM. Nous avons exploité les enregistrements de la station marine de Dellys durant la période (1994-2013). L'analyse statistique de ces données a permis de tracer les roses annuelles et saisonnières des vents **(Fig II.12)**. L'analyse de ces données montre que les vents provenant du secteur nord-est sont plus fréquents avec des fréquences d'apparition de 65% annuellement, 75% durant l'hiver et 54% durant l'été. Les vents avec des vitesses ne dépassant pas les 15m/s sont rares et apparaissent surtout pendant les trois autres saisons (Automne, printemps et Été). Les vents forts avec des vitesses maximales > 20m/s sont très rares (< 0.1%). Le pourcentage des vents calme pour toutes les directions cumulées est plus important durant l'été (41.37%) et faible durant l'hiver (21.68%).

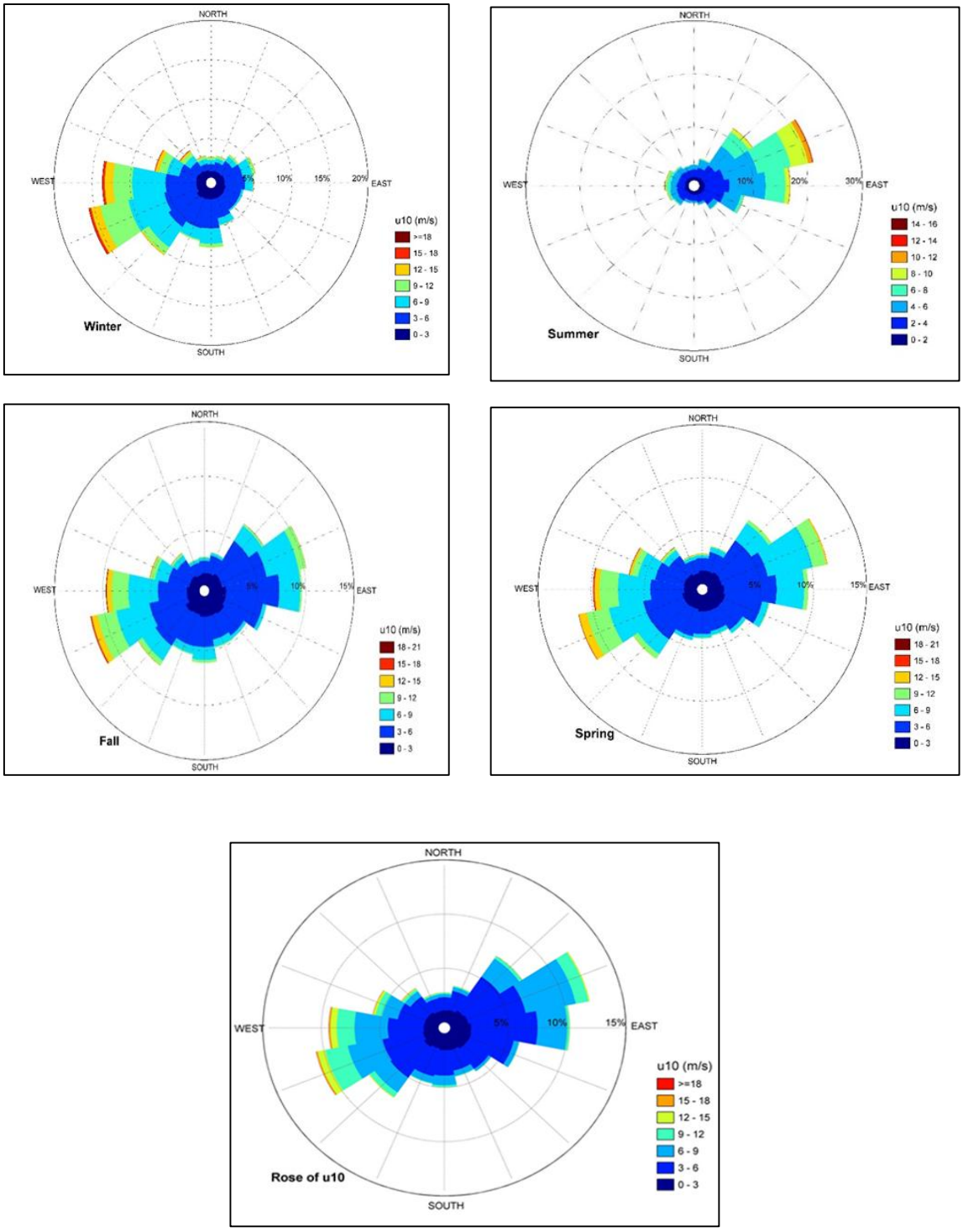


Figure II. 11: Roses annuelles et saisonnières des vents au large de la baie de Zemmouri entre 1992 et 2016. (Source www.waveclimate.com).

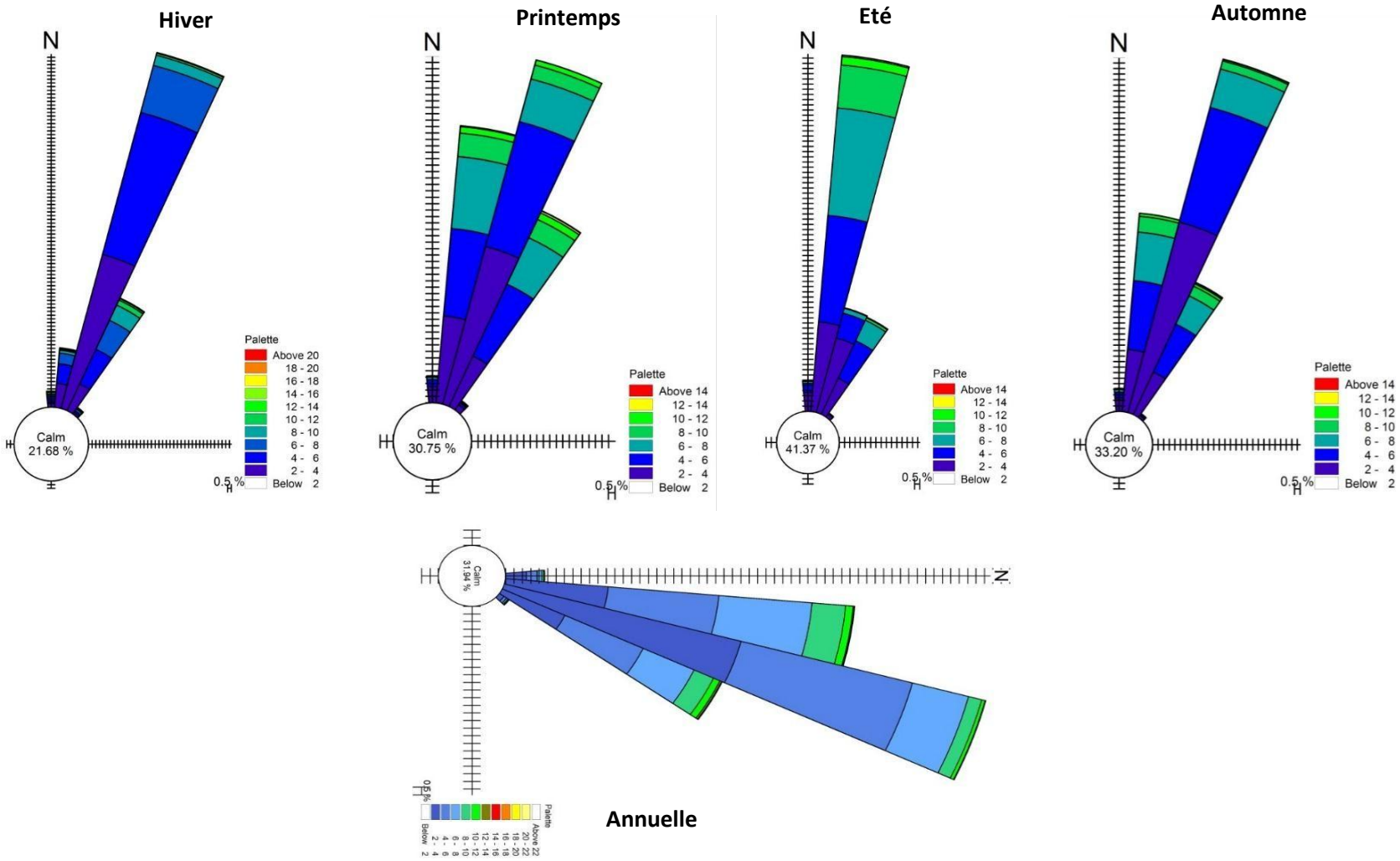


Figure II. 12 : Rose annuelles et saisonnières des vents à proximité de la côte **(Source ONM 1994-2013)**.

II.3.5. Courants

En raison de l'absence des données sur le régime de la courantologie dans la baie de Zemmouri, nous nous sommes contentés de quelques résultats de campagnes de mesures ponctuelles des courants.

Selon un rapport de L'Institut Danois d'Hydraulique (DHI), sous-traitant de T.A.M.S établi dans le cadre du projet du complexe portuaire d'Isser. Les vitesses des courants mesurées sont supérieurs à 0,01m/s avec un maximum de 0,34 m/s. 70 % des directions des flotteurs étaient dirigées vers le Sud-Ouest (SW).

D'autres mesures ont été effectuées au niveau du port de Cap Djinet , durant la période allant du 16 au 20 octobre 2014 par **(Khalfani and Boutiba 2019)**, réalisées dans le cadre de la recherche scientifique. Les vitesses des courants mesurées montrent que les valeurs ne dépassant pas 0.24 m/s.

II.3.5.1. Les courants de dérive littorale

Le courant de dérive littorale est un mouvement parallèle au rivage de masse d'eau sous impact des vagues, qui arrive à la côte avec un angle d'incidence entre 45 et 50%.

Dans notre zone d'étude, les vents et les houles de direction Nord-Est provoquent une dérive littorale de l'Est vers l'Ouest alors que les houles et les vents de direction ouest et nord-ouest provoquent une dérive littorale de l'Ouest vers l'Est.

II.3.5.2. Les courants de retour

Ces courants sont générés par les houles frontales du nord et du nord-nord-est le long de la côte de Zemmouri. En hiver, ces houles viennent de manière frontale, le déferlement se fait directement contre le pied de la falaise. Ceci conduit à l'érosion par affouillement prononcé. Les sédiments arrachés aux falaises sont enlevés par ces courants et transportés vers le large.

II.3.5.3. Les courants permanents

Les courants des eaux atlantiques qui rentrent par le détroit de Gibraltar sous forme de tourbillons (**Fig II.13)** sont dirigés de l'ouest vers l'est avec une vitesse avoisinant les 07 nœuds. Ils atteignent la côte de Zemmouri avec une vitesse de 0.5 à 2.5 nœuds. Ces courants créent un contre-courant littoral orienté vers l'Ouest dont la vitesse est inférieure à 0.5 nœud **(Benzohra 1990).**

II.3.6. Les marées

La marée est un mouvement vertical oscillatoire du niveau de la mer généré par l'attraction de la lune, et le soleil sur les molécules fluides dans les mers et les océans, néanmoins d'autres facteurs interviennent comme la force de Coriolis, le vent et la pression atmosphériques **(CIRIA 2009).**

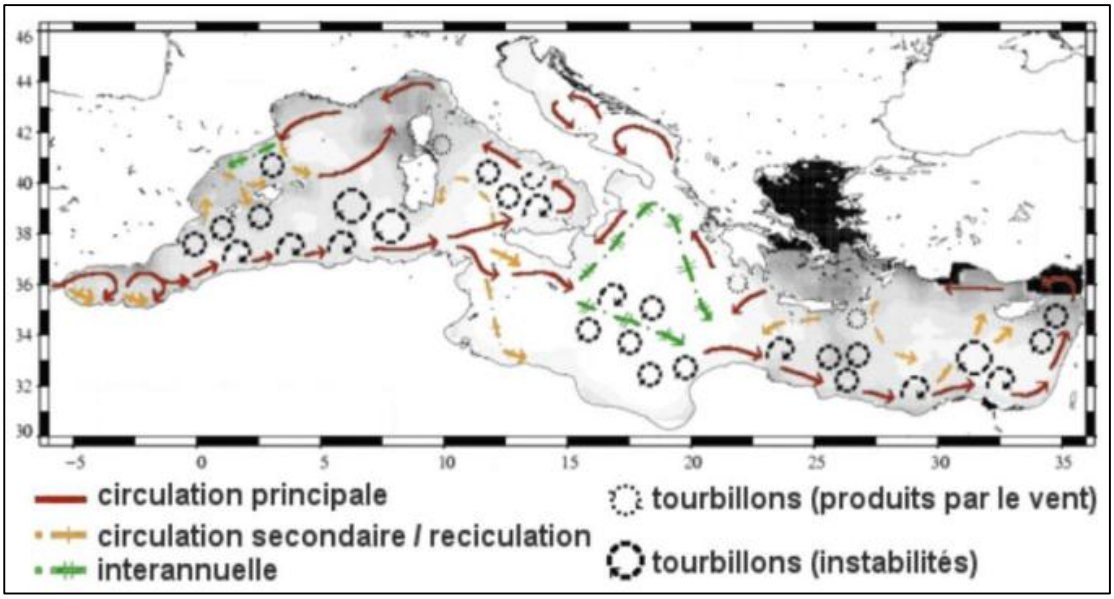


Figure II. 13 Circulation générale de surface dans la mer Méditerranée **(Millot and Taupier-Letage 2005).**

Dans les côtes algériennes, l'amplitude de la marée est généralement faible (de l'ordre moyen de 30 cm) **(Amarouche 2015)**. La principale source pour obtenir des estimations actuelles des marées astronomiques est le service hydrographique du port d'Alger (**Fig II.14).**

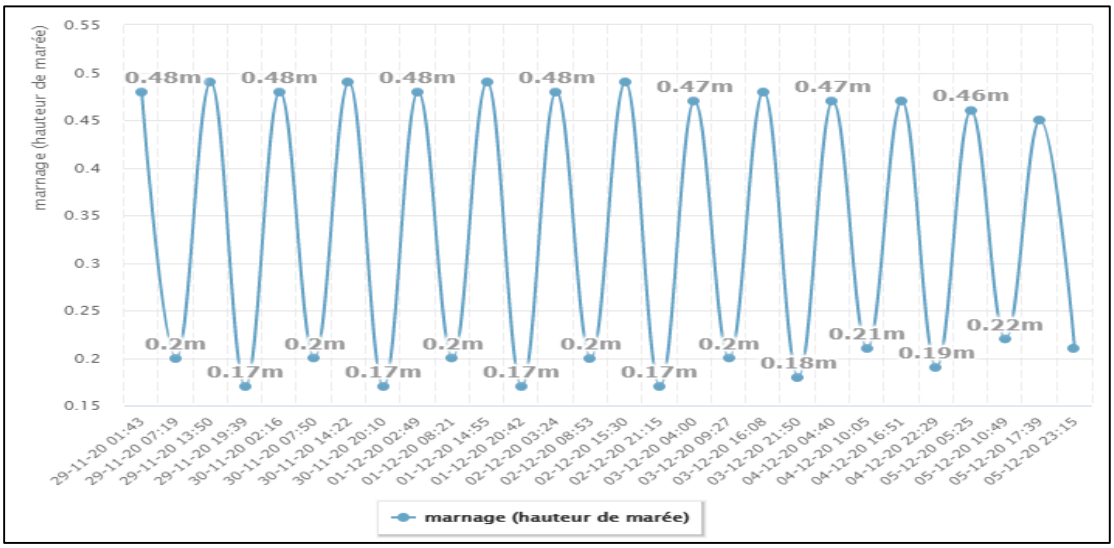


Figure II. 14 : Niveau de la marée au niveau du port d'Alger Source : www.opalesurfcasting.net.

II.4.Cadre hydrologique

II.4.1. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la région de Boumerdès représente une aire nourricière dans l'alimentation de la baie de Zemmouri, et plus particulièrement des plages.

La baie de Zemmouri est caractérisée par la présence de plusieurs oueds, leurs réseaux hydrographiques drainent les bassins versants adjacents, et se déversent directement en mer.

Parmi lesquels les Oueds : Ammara, Isser, Merdja, Sef-saf, Boumerdes, Tatareg, Corso, Boudouaou, et Réghaia (**Fig II.15).**

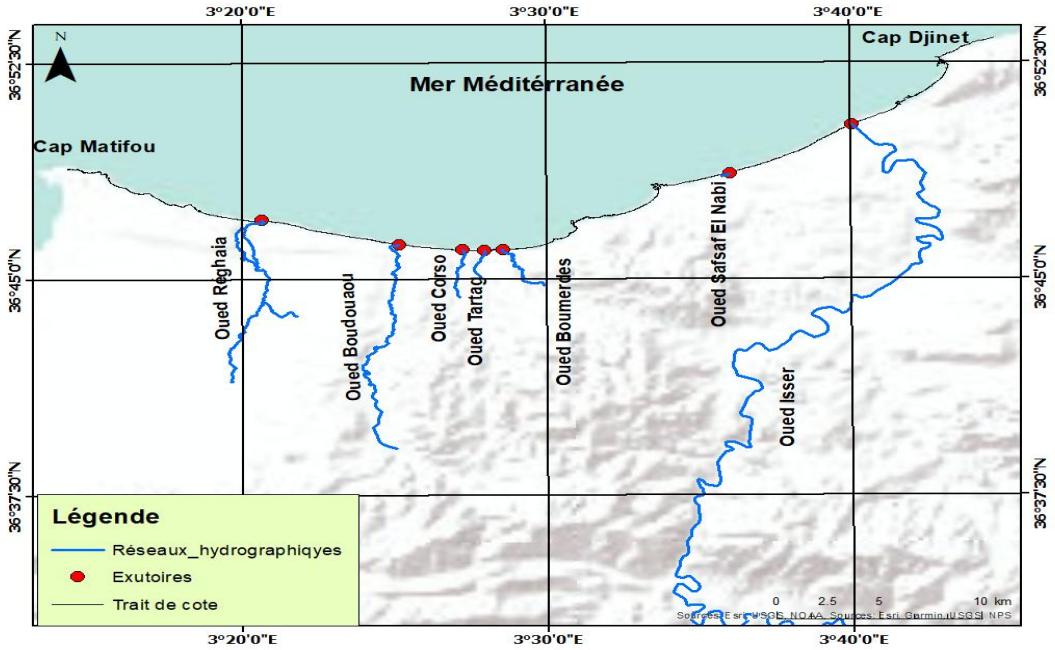


Figure II. 15 : Réseau hydrographique de la grande baie de Zemmouri (modifie).

II.4.1.1. Oued Boudouaou

Oued Boudouaou draine la partie orientale de notre région. Son bassin versant couvre une surface de 150 Km^2, avec une longueur de 22 km. L'Oued Boudouaou prend naissance à partir d'oued Keddara et oued El Haddad, le volume annuel moyen de l'Oued Boudouaou est évalué à 0.21 Mm^3 **(Tab II.6)** (**ANRH 2004).**

II.4.1.2. Oued Corso

La superficie de son bassin versant couvre 100 km2, son écoulement moyen annuel est évalué à 27 Mm^3, son volume annuel moyen est évalué à 0.11 Mm^3 (**ANRH 2004).**

II.4.1.3. Oued Boumerdès

Il débouche sur la plage du Rocher noir. Son débit solide annuel moyen est évalué à 0,02 Mm^3 (**ANRH 2004)**.

II.4.1.4. Oued Isser

Oued Isser alimente la plage de Mandoura par des sédiments, il caractérise par un régime Hydro-sédimentaire temporaire. Son bassin versant est sous forme allongée ; occupant une superficie de 4145 km^2 en zone montagneuse, avec une altitude moyenne de 750 m. Il prend sa source à partir de Tablat, il coule sur un lit à topographie irrégulière. On constate une diminution du débit de l'oued Isser au cours de ces dernières années, qui pourrait être due à la construction du barrage de Keddara (**ANRH 2004).**

Tableau II. 6 : Estimation des transports solides *(*Source **ANRH** 2004*)*.

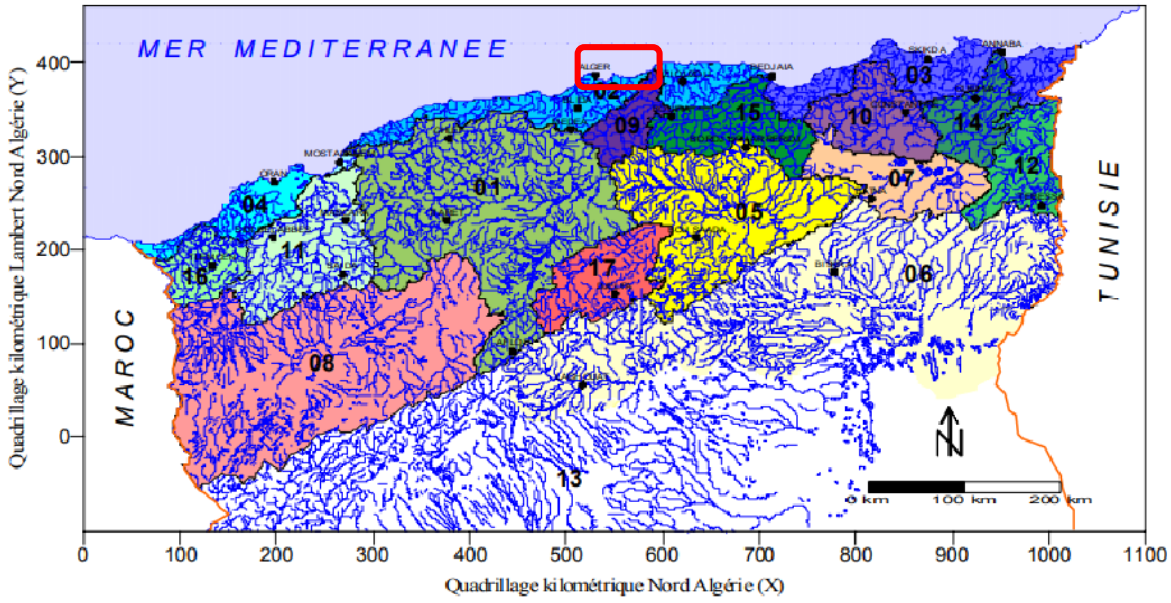
Les Oueds	Taux d'abrasion moy (m^3\km^2)	Volume du transport solide (Mm^3\ans)
Oued Réghaia	210	0,02
Oued Boudouaou	1380	0,21
Oued Corso	1150	0,11
Oued Boumerdes	550	0,02
Oued Isser	1200	4,96

II.4.2. Les barrages

Les barrages jouent un des rôles les plus importants dans la valorisation des ressources en eau. Ils ont été construits pendant de longues années avant de connaître les caractéristiques actuelles de l'hydromécanique et de l'hydrologie. Les barrages exercent de nombreux impacts environnementaux et des impacts sur les composantes physiques des cours d'eau : vitesse du courant, pente, profondeur **(Brandt** 2000**)**, ainsi qu'un impact sur les flux sédimentaires.

Actuellement, l'Algérie possède plus de 64 barrages en service, d'une capacité totale de 7,7 milliards de m^3, permettant de gérer un volume annuel de 3,6 milliards de mètres cube destinés pour l'irrigation, l'alimentation en eau potable et l'industrie.

Les différents barrages étudiés dans notre travail de recherche sont situés dans le bassin hydrographique Algérois, le sous-bassin des Côtiers Algérois et sous bassin Isser **(Fig II.16).**



01 : Cheliff 02 : Côtiers algérois 03 : Côtiers constantinois 04 : Côtiers oranais
05 : Chott Hodna 06 : Chott Melrhir 07 : Hauts Plateaux constantinois 08 : Hauts Plateaux oranais
09 : Isser 10 : Kébir-Rhumel 11 : Macta 12 : Medjerda 13 : Sahara 14 : Seybouse
15 : Soummam 16 : Tafna 17 : Zahrez

Figure II. 16 : Découpage du bassin hydrographique en sous bassins (*(ANRH* 2004*)*.

Parmi ces barrages qui sont étudiés : le barrage du Keddara, le barrage de Beni Amrane et le barrage de Hamiz **(Fig II.17).**

II.4.2.1. Barrage de Keddara

Le barrage de Keddara est localisé dans la wilaya de Boumerdès à 50 km de l'est d'Alger, et à 8 km au sud de Boudouaou, avec une capacité de stockage de 145 millions de m^3, il exploite, en plus de ses propres apports liquides, les eaux dérivées du barrage du Hamiz ainsi que celles provenant du barrage de Beni Amrane. Il est utilisé pour l'alimentation en eau potable de la métropole algéroise. Le barrage est opérationnel depuis 1987 **(ANBT 2018)**.

II.4.2.2. Barrage de Hamiz

Est localisé dans la wilaya de Boumerdès à 6 km de la commune de Larbatache, et à 35 km d'Alger, d'une capacité de stockage de 21 millions de m^3. Construit dans le bassin versant de l'Oued Réghaia, ce qui représente une surface totale de 139 km^2. Ce barrage est destiné pour de la Mitidja orientale. Le barrage a été construit en 1878 **(ANBT 2018).**

II.4.2.3. Barrage de Beni Amrane

Est une retenue d'eau, qui se localise à l'est de la wilaya de Boumerdès de la commune de Beni Amrane, faisant partie du système Alger - Keddara -Isser– Boudouaou ; avec une capacité de stockage de 11.8 millions de m^3. Le bassin versant à une superficie de 3710 Km^2. Le bassin versant de Beni Amrane est connu pour son réseau hydrographique très dense. Ce dernier est traversé par l'Oued Isser. Ce barrage est destiné pour l'alimentation en eau potable de la métropole algéroise. Le barrage a été construit en 1988**(ANBT 2018)**.

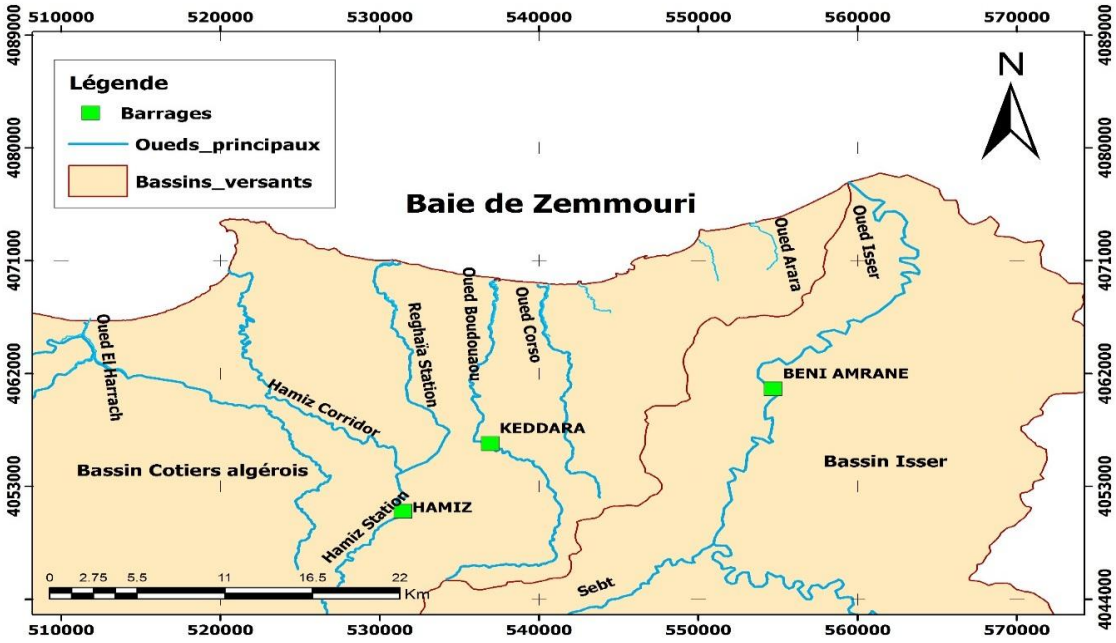


Figure II. 17 : Situation géographiques des barrages dans notre zone d'étude **(ANBT 2018)** (modifié).

II.5.Cadre Géomorphologique

La zone de Zemmouri présente une diversité de formes littorales (Falaises, plages sableuses et les dunes). On y trouve plusieurs systèmes morphologiques, qui sont le produit d'interaction entre les processus morpho-dynamiques et la nature géologique du site.

Cette diversité morphologique varie et évolue avec les processus hydrodynamiques (Vague, houles et les courants) et les processus climatiques (précipitation et température).

II.5.1. Morphologie sous-marine

La morphologie du plateau continental est liée à la tectonique et à la structure continentale. C'est le prolongement du relief terrestre sous la mer. Notre baie de Zemmouri se caractérise par l'étroitesse de son plateau continental, qui devient court au droit des îles Sanjas : 1.5 km **(Leclaire 1972)**. Il rétrécit au niveau du mont de Thénia où la tectonique est active, avec une largeur qui ne dépasse pas 3 km. Par ailleurs, la largeur du plateau peut atteindre 15 km en face de la zone est d'Isser **(MATE 2006).**

En effet, la forme du plateau sous-marin présente plusieurs aspects, convenable essentiellement aux conditions morphologiques, aux grands changements climatiques et à la dynamique sédimentaire spécifique **(MATE 2006)**. À cet effet, il existe dans la baie de Zemmouri :

- Un platier rocheux contournant le promontoire du Cap Matifou pour apparaitre sous forme de lambeaux formant ainsi le platier de l'île Aguéli et les îles Sanjas (**Fig II.18)** ;
- Une succession de dunes sous-marines atteignant la zone du Cap Blanc et celle du Rocher noir. Sous l'effet de la houle, ces sédiments forment de grands amas dunaires sous-marins qu'on retrouve seulement au niveau de Cap Djinet et au Cap Blanc ;
- Le reste du fond est constitué de sédiments meubles avec parfois une végétation clairsemée ;
- Le talus est intensément buriné par un réseau de canyons qui perturbe la régularité du plateau ainsi que l'évolution du trait de côte.

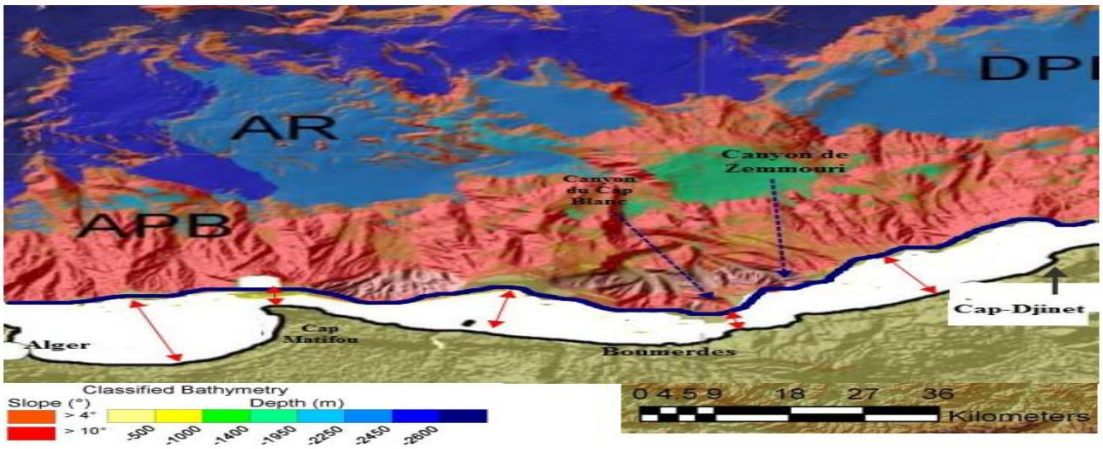


Figure II. 18 : Morphologie sous-marine de la Baie de Zemmouri **(Kherroubi et al. 2009).**

II.5.2. La géomorphologie littorale

La grande baie de Zemmouri se caractérise par une géomorphologie littorale présentant des paysages variés, correspondant à une alternance des trois grands types (des falaises, des plages et des dunes). (**Fig II.19).**

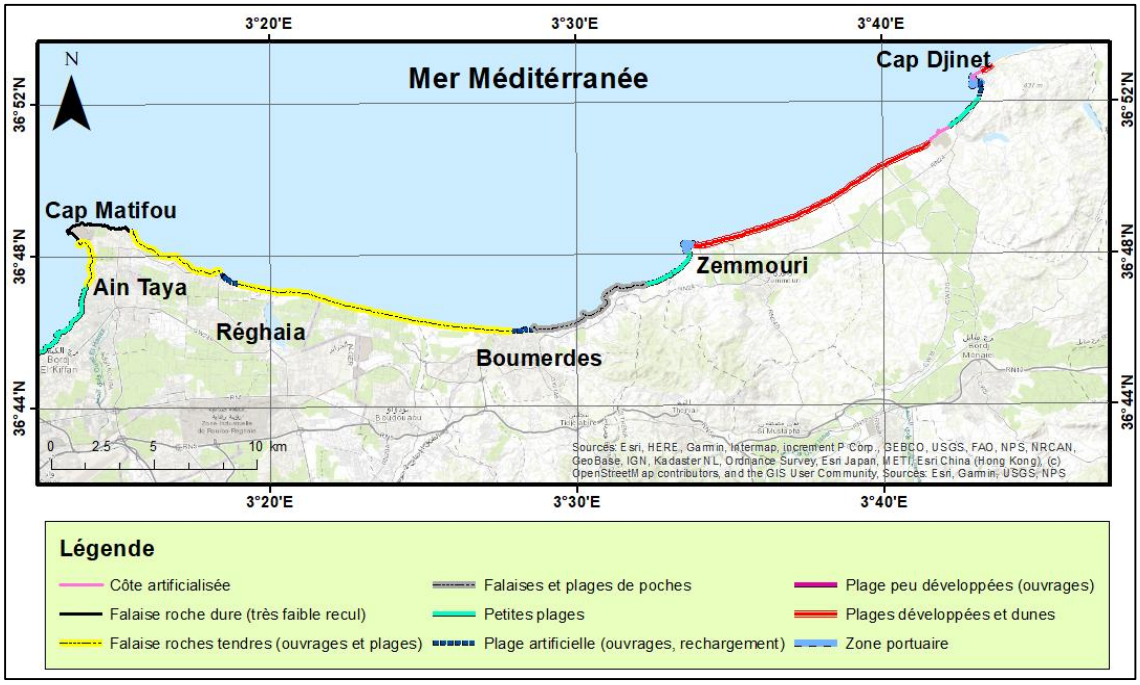


Figure II. 19: Carte typologie de la côte de Zemmouri**(Benallou 2020)**.

II.5.2.1. Les falaises

L'aspect géologique et géomorphologique laisse apparaître deux types de falaises qui peuvent être rangées dans deux catégories, en l'occurrence : les falaises entaillées en formation meuble et les falaises édifiées en roches dures.

II.5.2.2. Les falaises entaillées dans des roches tendres

Ce type de falaises s'étend sur toute la côte ouest de Boumerdès, elles se situent au niveau de Réghaïa plage (**Fig II.20)**, Boumerdès plage et Sid Khider, Ain Taya. Elles atteignent une hauteur moyenne de 20 mètres.

II.5.2.3. Les falaises entaillées dans des roches dures

Sont caractérisées par la prédominance de pointements rocheux et une hauteur moyenne de 30 m. Les falaises formées dans des roches très anciennes et altérées présentent un risque d'effondrement très avancé, elles sont en contact direct avec l'agitation de la mer. Elles se situent au niveau du Cap Matifou (**Fig II.20)**, Cap Djinet, rocher noir et cap Blanc.

II.5.2.4. Le système sablonneux

Le long de la côte de la zone d'étude entre le Cap Matifou à l'ouest et le Cap Djinet à l'est ; est constituée essentiellement de plages sableuses. Le premier secteur de système sableux commence au niveau de la plage de Surcouf jusqu'à l'est de Réghaïa plage avec une longueur d'environ 05 km. Le deuxième secteur c'est celui entre Figuier et Boudouaou EL

Bahri en passant par Boumerdès avec une longueur de plage de 15 km. Le dernier secteur commence au niveau de la plage Zemmouri Ouest (**Fig II.21)** jusqu'à l'extrémité est de Cap Djinet, s'étalant sur une longueur d'environ 07 km.

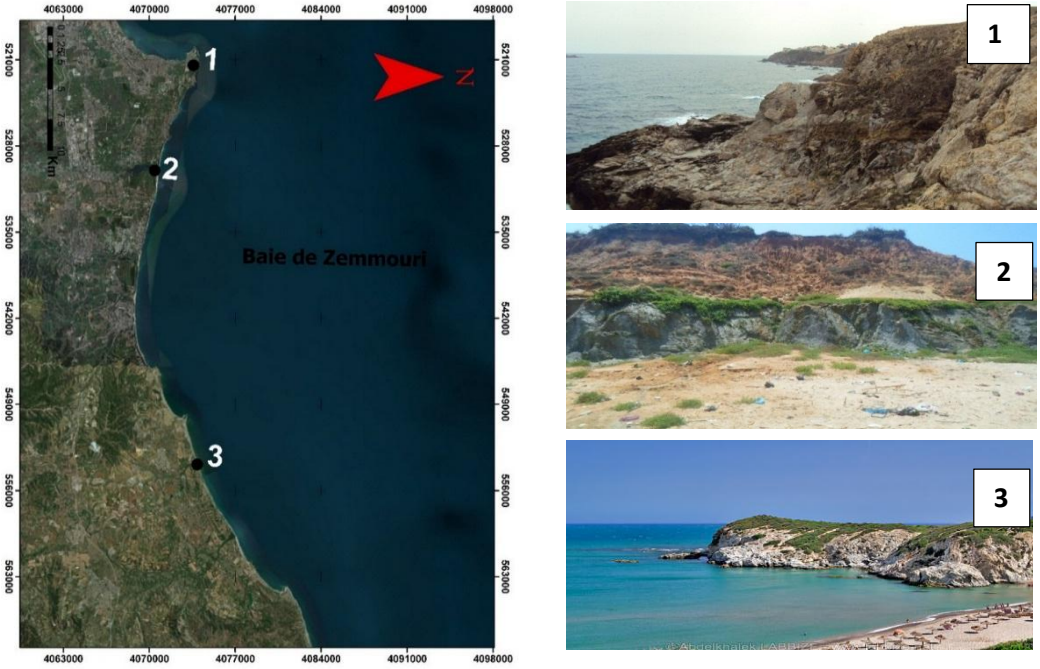


Figure II. 20: 1- Falaise entaillée dans des roches dures (volcanique et métamorphique) de Cap Matifou, 2- Falaise entaillée dans des roches tendres de Réghaia, 3- Falaise entaillée dans des roches dures de Cap Blanc.

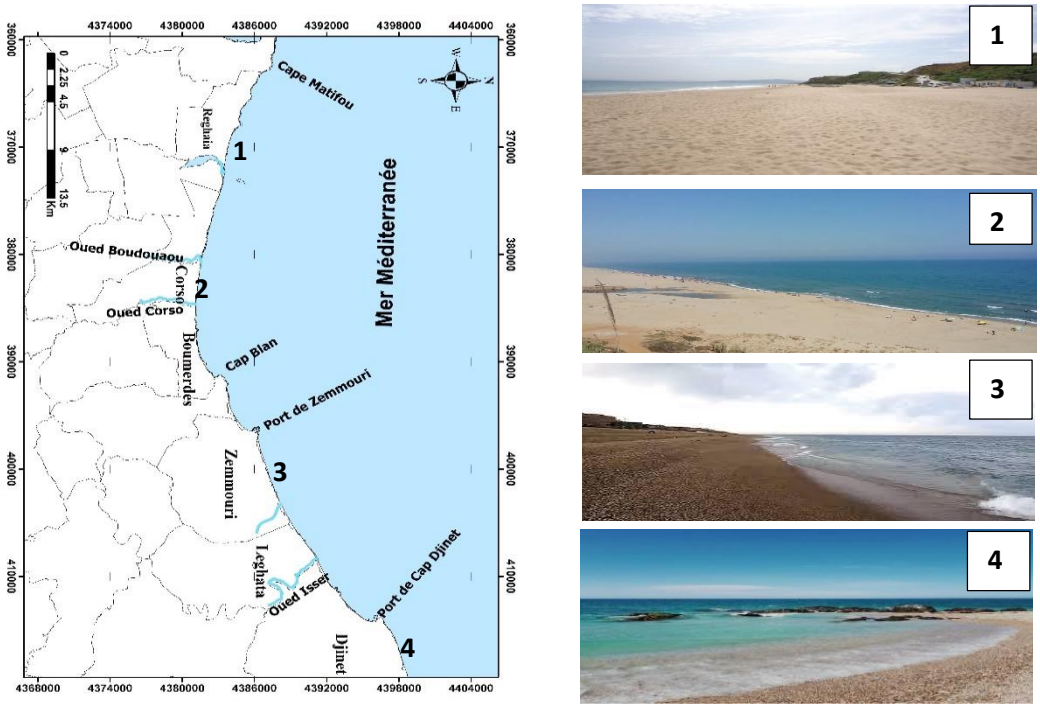


Figure II. 21 Le système Sablonneux : 1-Plage de Réghaia, 2-Plage de Corso, 3-Plage de Zemmouri, 4-Plage de Djinet.

II.5.2.5. Cordons dunaires

Les dunes littorales sont des accumulations de sables éoliens, elles sont disposées parallèlement à la côte. Elles se trouvent au niveau de Heraoua au sommet de la falaise de Réghaïa, il s'étend sur 1800 m de longueur avec une hauteur de 10m. Ainsi, le cordon dunaire de Saf Saf Nabi et enfin, le cordon dunaire de Zemmouri qui est le plus important et le mieux développé dans la wilaya de Boumerdès. Il s'étend sur une longueur de 1600 m et une largeur de 1050 m, avec une hauteur moyenne de 10 m (**Fig II.22).**



Figure II. 22 : Cordon dunaire de Zemmouri, (Extrait de la carte topographique à 1/25000).

II.6. Aménagements littoraux

II.6.1. Les ouvrages portuaires

La côte de notre zone d'étude compte un certain nombre de ports, dont le port de Zemmouri et le port de Cap Djinet.

Port de Zemmouri : est situé à 48 km à l'est d'Alger et à 12km à l'est du chef-lieu de la wilaya de Boumerdès ; il a été construit en 1987, avec une capacité de production de 12 904,07 T/an.

Le port de Cap Djinet : est situé à 25 km à l'est du chef-lieu de la wilaya de Boumerdès, c'est un port de pêche et de plaisance. Il a été construit en 2009, avec une capacité de 115 unités de pêche.

II.6.2. Les ouvrages de protection

Deux types d'ouvrages de protection ont été installés sur le long de la côte de Zemmori, l'un par SOGREAH et l'autre par le LEM.

Le premier consiste en un mur de soutènement d'enrochements naturels résistants aux houles. Cet ouvrage a été mis en place pendant les années 1980 par SOGREAH, pour protéger la falaise de Boudouaou El Bahri contre l'action des houles.

Le deuxième type d'ouvrages est une série de brise-lames. Ces ouvrages ont été installés entre 2003- 2005 au niveau de la plage de Boumerdès par le LEM et les autres ont été réalisés pendant la période allant de mars 2002 à mai 2005 au niveau de la frange côtière de Bordj El Kiffan, afin de limiter la dissipation de l'énergie des vagues.

II.7.Occupation du sol

Le littoral de l'Est algérois compris entre Cap Matifou à l'Ouest et Cap Djinet à l'Est, s'étire sur 55 km et a connu un développement économique important, accompagné d'une industrialisation et d'une urbanisation considérables, ainsi qu'une croissance démographique. Ces activités anthropiques ont conduit à une dégradation de l'environnement et des modifications de l'espace naturel.

Deux types d'utilisation ou d'occupation du sol par l'homme influent particulièrement sur la dynamique du milieu naturel du littoral : l'urbanisation et l'agriculture.

Pour la cartographie de l'occupation du sol ; nous avons utilisé des documents cartographiques (cartes topographiques aux échelles 1/25 000), une image satellitaire de l'année 2017 et le PDAU. À partir de ces documents, et à l'aide de l'outil de cartographie Arc Gis, trois classes d'occupation du sol sont cartographiées et numérisées sous forme de couches d'information **(Fig II.23).**

Zones urbanisées : habitat collectif, habitat individuel, équipements (scolaires et formation, sanitaires, administratifs, culturels, sportifs et hydrauliques).

Espaces arborés : forêts, végétation et terre agricole.

Voirie et réseaux divers : routes nationales, chemin de Wilaya et des chemins vicinaux.

L'occupation du sol de notre zone d'étude est caractérisée par une urbanisation côtière intensive, qui se trouve dans la plaine de la Mitidja et dans la plaine occidentale des Issers. De vastes terres agricoles se trouvent dans les plains Sud des Issers et sur les plaines du Sahel. L'espace forestier couvre une surface assez faible, les majeures parties forestières se localisent au sud de la commune de Tidjelabine, Thénia, et Djinet.

La zone métropole algéroise (Tipaza, Alger, Boumerdès) est l'une des régions d'Algérie munies d'une grande importance socio- économique et une dynamique spatiale importante. C'est une artificialisation incontrôlée, étalée d'une manière anarchique. Les communes qui sont enregistrant une superficie artificialisée plus importante ; sont les communes de Boumerdès, Corso, Boudouaou El Bahri, Ain Taya et El Marsa **(Fig II.24).**

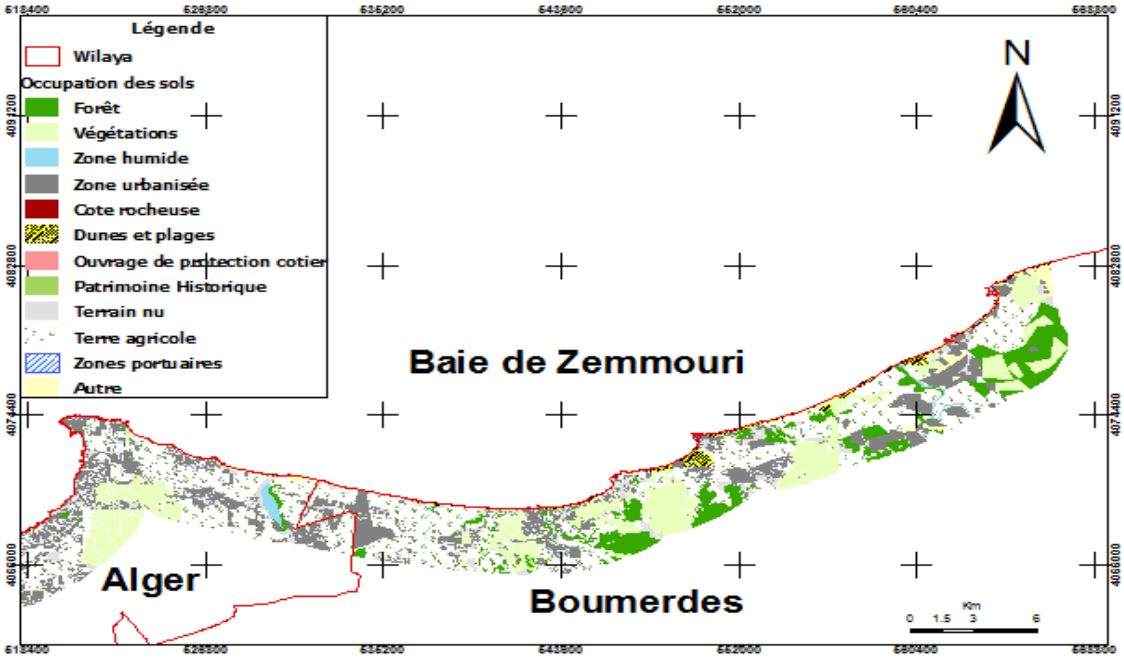


Figure II. 23 : Carte d'occupation du sol dans le secteur d'étude de l'année 2017.

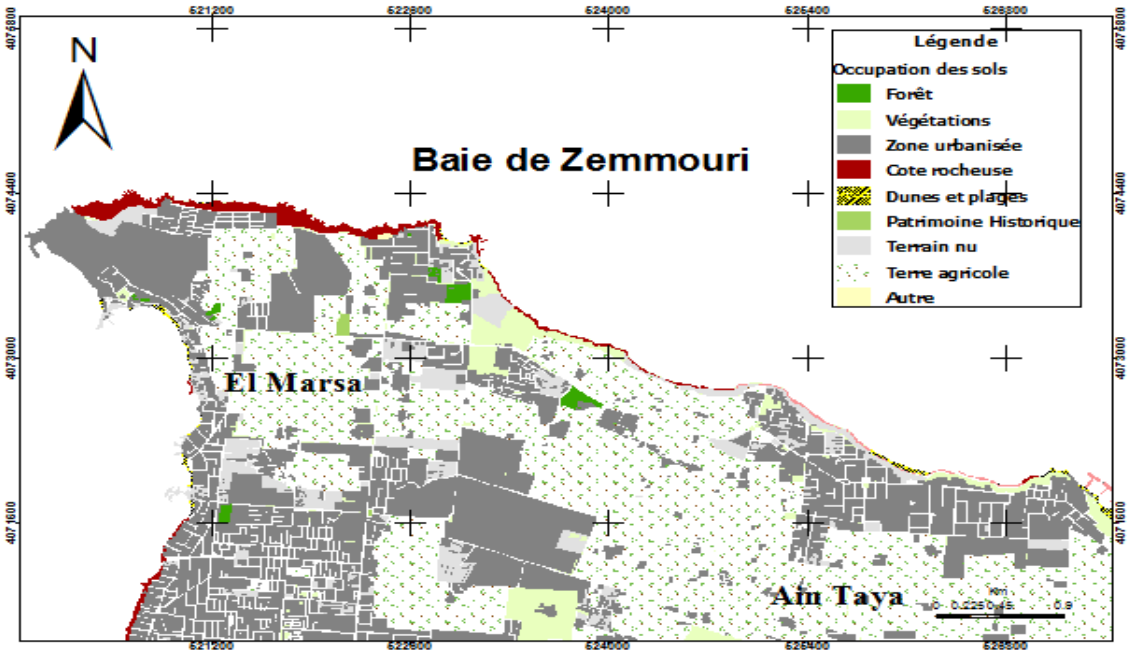


Figure II. 24 : Zones fortement urbanisées dans le secteur d'étude de l'année 2017.

II.8.Artificialisation et l'urbanisation du domaine littoral

Au cours des dernières années, les zones côtières du bassin méditerranéen connaissent un phénomène d'artificialisation intensive. La baie de Zemmouri est exposée à de fortes pressions anthropiques en raison de l'attractivité socio-économique de la capitale algérienne. Ce qui donne lieu à une urbanisation incontrôlée.

L'artificialisation dans la zone côtière de Zemmouri a engendré des dysfonctionnements urbains, une dégradation des zones naturelles et une perte des terres agricoles.

La préservation de l'environnement et des ressources naturelles est une partie importante du développement durable. L'une des principales décisions adoptées dans ce cadre est la mise en place des textes législatifs, des lois, parmi lesquels nous pouvons citer :

La loi relative à la protection et à la valorisation du littoral promulguée en février 2002,

La loi relative à la protection de l'environnement dans le cadre du développement durable, promulguée le 19-07-2003.

En Algérie, pour mieux contrôler l'urbanisation des zones côtières, la loi n°02-02 du 5 février 2002 relative à la protection et à la mise en valeur du littoral a été adoptée dite : loi « littoral », cette loi est basée sur plusieurs indicateurs tels que les plaines littorales, les zones humides, les versants des collines et les montagnes. La loi délimite le littoral en trois bandes (article 07) (**Fig II.25)**.

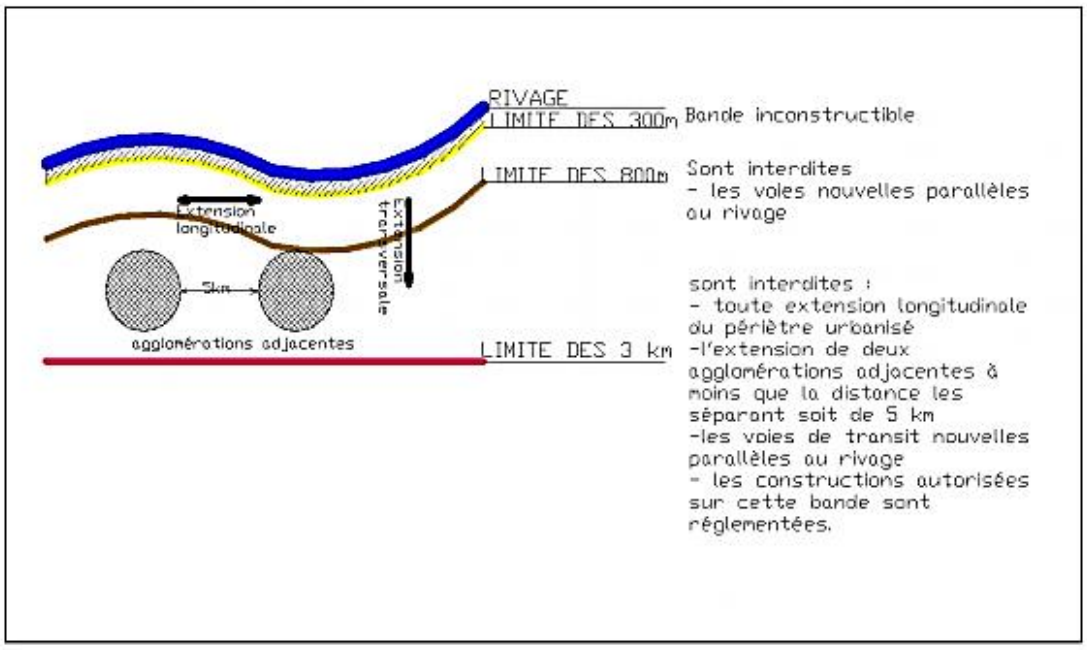


Figure II. 25 *:* Bandes délimitées par la loi 02-02 du 05-02-2002 **(Kacemi, 2013)**.

Bande 1 : Elle correspond à la bande non constructible des 100 mètres, peut atteindre 300 mètres de large, cette bande comprend le rivage naturel où la circulation et le stationnement des automobiles sont interdits (sauf pour les véhicules de sécurité, de service d'entretien ou de nettoyage des plages et d'urgence).

Bande 2 : D'une largeur de 800 mètres où les nouvelles voies carrossables parallèles au littoral sont interdites. Toutefois, cette disposition est autorisée avec des exceptions en raison de contraintes topographiques liées à la configuration des lieux ou des besoins des opérations qui nécessitent une proximité proche de la mer.

Bande 3 : D'une largeur de (03) trois kilomètres, cette bande est interdite à :

- Toute étendue longitudinale du périmètre urbanisé (parallèle au rivage) ;
- Aux voies de transit nouvelles et parallèles au rivage ;
- Au prolongement de deux agglomérations adjacentes localisées sur la côte, lorsque la distance qui les sépare est à moins de cinq (5) kilomètres ;

Selon cette délimitation, le domaine littoral du territoire côtier étudié, il s'étend sur une superficie de 196.54 km^2 côté terre, soit 2.93 % du domaine littoral correspondant à une zone des 100 m, 8.53% à celle des 300 m et 22.08 % à celle des 800 m.

Concernant le phénomène d'urbanisation dans le domaine littoral et après l'analyse des données extraites à partir de la carte d'occupation du sol de l'année 2017 (**Fig II.26),** nous constatons que la surface urbanisée pour la zone de 100 m est de 28.64 ha, et 310.8 ha pour la zone de 300 m et 773.26 ha pour la zone de 800m.

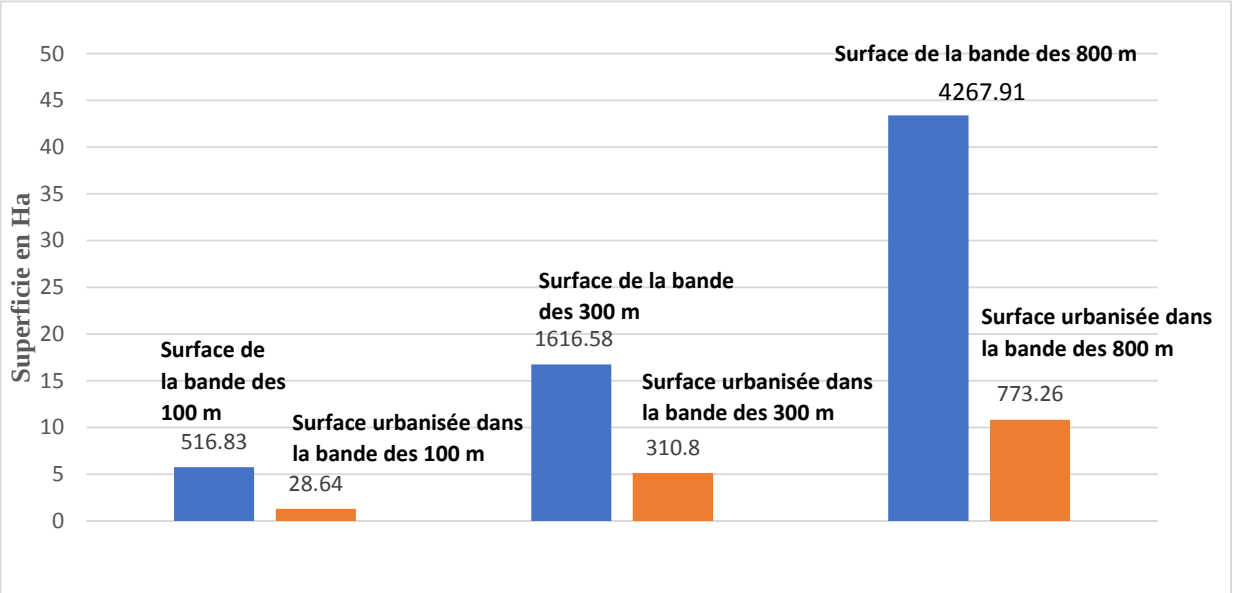


Figure II. 26 : Urbanisation des bandes des 100m, des 300m et des 800m.

L'analyse de la dynamique spatiale de l'agglomération récente de la zone d'étude (**Tab II.7)** montre que le tissu urbain s'est étendu et élargi d'une manière aléatoire et brutale. L'étalement urbain est remarquable dans les communes de Réghaïa, Heraoua, Boudouaou El Bahri et Boumerdès avec un taux d'urbanisation dans la zone de servitude des 800 m s'élevant respectivement à 24.37%, 21.32%, 22.43 % et 26.13%. Les facteurs principaux qui peuvent conduire à l'expansion et la croissance urbaines sont mentionnés dans la (**Fig II.27).**

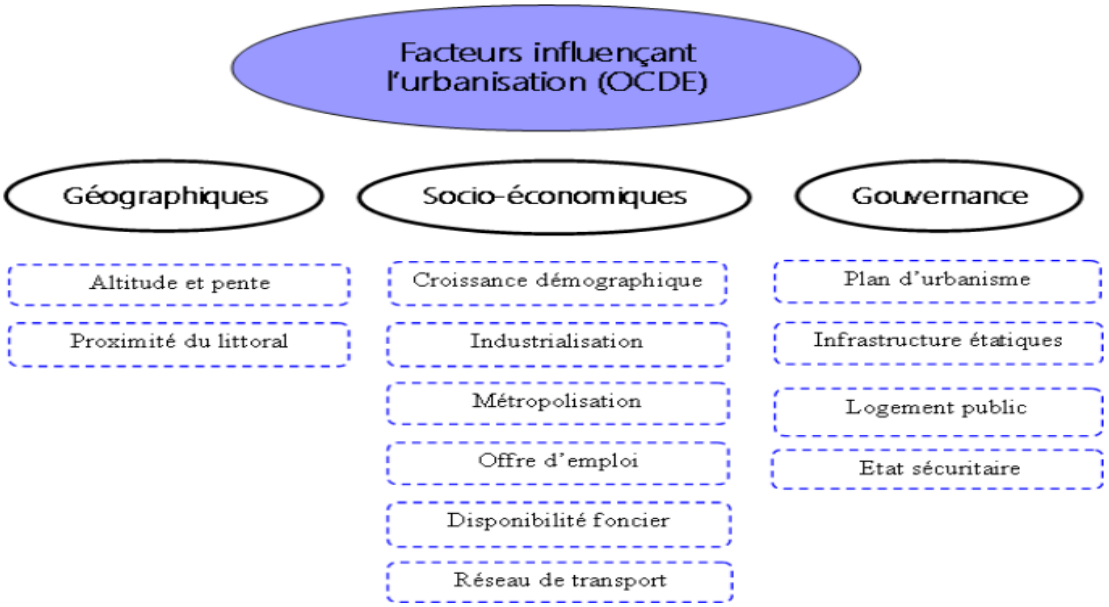


Figure II. 27 Facteurs stimulants l'urbanisation **(Courtin and Guengant 2011)**.

II.9. Les prélèvements de sable sur la côte de Zemmouri

L'extraction des sables des dunes littorales et des plages et de gravier fluvial, pour des intérêts de construction, provoque un déséquilibre du littoral déjà vulnérable et l'expose à l'action de la mer. Le cas du littoral de Zemmouri, la demande des matériaux de construction après le séisme de l'année 2003 avait fortement augmenté. Au départ, les matériaux étaient prélevés à la main, par la suite, cette activité s'est vue mécanisée depuis le séisme de 2003 ; ce dernier a exercé des pressions sur les autorités nationales et locales pour la mise en place d'une carrière sur le cordon dunaire de Saf Saf Nabi.

Entre (1999-2002) les besoins en sable de construction **Pho II.1** et **Pho II.2** et de fabrication du parpaing représentent 1.2 million m^3/an sur le long de la baie de Zemmouri**.** Dans ces conditions, il est évident que l'extraction du sable allait devenir le premier impact (conséquences) sur l'environnement côtier.



Photo II. 1: Le cordon dunaire de Zemmouri. **(CNL, 2015).**



Photo II. 2 : la plage Mandoura. **(CNL, 2015)**

Tableau II. 7 *:* Le domaine du littoral de la zone d'étude.

Commune	Surface communale (ha)	Surface du domaine littoral (ha)	% du domaine littoral/ Commune	Surface zone de servitude des 100 m	Surface zone de servitude des 300 m	Surface zone de servitude des 800 m	Surface urbanisée dans la zone des 100m	Surface urbanisée dans la zone des 300m	Surface urbanisée dans la zone des 800m	% surface urbanisé/ Zone des 800m
El Marsa	378	378	100.00	49.78	135.52	299.37	4.22	18.25	36.58	13.47
Haraoua	1250	1250	100.00	80.58	238.56	604.86	8.62	58.15	149.91	24.38
Reghaia	2695	866.01	32.13	16.67	54.17	161.98	0.26	11.55	91.03	21.32
Boudouaou El Bahri	1371	1371	100.00	48.88	155.48	439.76	2.79	34.88	135.78	22.43
Corso	2195	930.08	42.37	32.66	103.76	263.26	0.03	2.40	10.60	2.31
Boumerdes	1888	1795.80	95.12	57.05	176.81	505.15	4.65	46.21	162.99	26.14
Thenia	4362	661.16	15.16	43.16	117.66	255.14	1.59	18.76	29.60	15.94
Zemmouri	5545	2843.33	51.28	81.63	261.12	725.09	2.28	20.34	52.93	7.79
Leghata	5 062,00	1162.56	22.97	32.98	100.07	275.21	0.00	0.00	0.00	0.00
Djinet	7205	2620.80	36.37	73.44	273.43	738.09	4.20	34.26	67.84	9.19

II.10. Conclusion

L'analyse du cadre géologique et structural de la baie de Zemmouri indique la présence de corps sédimentaires d'âge Mio-Plio-Quaternaire, caractérisés par une lithologie variée et peu résistante.

L’analyse des conditions du vent au large montre que la baie de Zemmouri est soumise au régime de vents des secteurs Nord-Est, Est-Nord-Est et Sud-Ouest-Ouest.

L’analyse des conditions d’agitation montre que la baie de Zemmouri est soumise au régime de fortes houles provenant principalement des secteurs Nord Est et secteurs Ouest.

Les houles dominantes sont caractérisées par des hauteurs significatives oscillant généralement entre 0.25 et 2.5m.

L'analyse des rythmes hydrologiques des principaux oueds qui se déversent dans la baie de Zemmouri montre que les apports sédimentaires terrigènes transportés vers la mer sont faibles. Cette situation de déficit sédimentaire a été aggravée par la construction des nouveaux barrages sur les lits des principaux oueds qui se jettent dans la mer.

Sur le plan morphologique, la baie de Zemmouri est formée de falaises, des plages sableuses et des dunes littorales.

L'analyse de la dynamique urbaine récente à l’aide de l’imagerie spatiale et du SIG montre une croissance spatiale importante équivalente à 28.64 ha des surfaces urbanisée dans la zone des 100 m.

Chapitre 3
Le niveau de la mer et le changement climatique dans les zones côtières

III. Le niveau de la mer et le changement climatique dans les zones côtières

III.1. Introduction

Le niveau global moyen de la mer s'est monté d'au moins 10 cm au cours du 20e siècle, et cette augmentation devrait se poursuivre et très probablement s'accélérer en raison du réchauffement induit par l'homme. Dans le troisième rapport d'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), l'augmentation prévue de 1990 à 2100 est de 9 à 88 cm, avec une estimation moyenne de 48 cm **(Houghton, 2005).** Donc, l'élévation du niveau de la mer aura un impact direct sur la zone côtière.

III.2. Changement climatique

Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat **(GIEC 2007)** a défini le bassin méditerranéen comme une zone sensible, elle est particulièrement vulnérable à l'érosion côtière, aux submersions marines et aux changements climatiques. Ces derniers sont définis comme un changement ou une variation de l'état moyen du climat pendant 30 ans ou plus dans une région donnée. Le changement climatique peut être causé par des phénomènes internes naturels ou des contraintes externes.

La Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC 1994) a défini le changement climatique dans son Article 1 comme suit : « les changements climatiques sont liés de manière directe ou indirecte à l'activité humaine, qui influe sur la composante de l'atmosphère globale, aggravés par la variabilité naturelle du climat observé sur des périodes similaires ».

Les observations du changement climatique font ressortir une modification de la composition de l'atmosphère (augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, comme (CO_2, CH_4 et N_2O), ainsi que le réchauffement climatique mondial (précipitations, sécheresses températures, vague des chaleurs, élévation du niveau de la mer ; etc.).

III.3. Définition du niveau de la mer

Le niveau de la mer est l'altitude de la surface de la mer à une référence donnée. Il existe deux principaux types de variations du niveau de la mer (NM) : les variations absolues (Eustatisme) et relatives **(Cazenave et al. 2009).**

Les variations absolues du NM, correspond la variation de la masse d'eau dans les bassins océaniques. La variation relative représente la variation de la hauteur de la mer par rapport au sol (**Fig III.1)**.

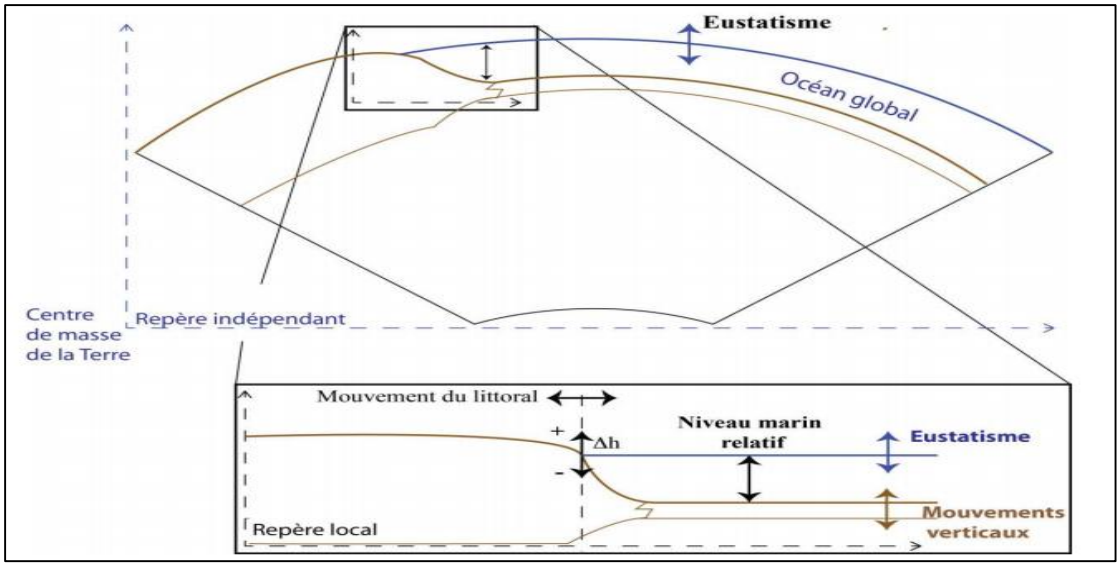


Figure III. 1 Schéma illustrant les différences entre le niveau marin relatif et l'eustatisme. Δh, variations du niveau marin relatif.

III.4. Composantes du changement du niveau de la mer

Le changement local du niveau de la mer dans tout espace côtier dépend de la somme des changements mondiaux, régionaux et les conditions locales **(Nicholls and Ferguson 2002).**

III.4.1. Élévation moyenne du niveau de la mer à l'échelle mondiale

Elle signifie une augmentation du volume global de l'océan au cours des 20/21$^{e\ siècle}$, cela est essentiellement causé par la dilatation thermique de la couche supérieure de l'océan, et la fonte des petites calottes glaciaires en raison du réchauffement climatique **(Bull and Church 2001) (Fig III.2).**

III.4.2. Facteurs météorologiques et océanographiques régionaux

Ils incarnent la variation spatiale des effets de la dilatation thermique. Ces facteurs sont les changements des champs du vent et de la pression atmosphérique à long terme, et les changements de la circulation océanique comme le Gulf Stream **(Gregory 1993)**.

III.4.3. Mouvement vertical des terres (affaissement / soulèvement)

Ils sont dus aux processus géologiques variés tels que la tectonique, la néotectonique, l'ajustement glaciaire isostatique (GIA2) et la consolidation **(Emery and Aubrey 1991), e**n plus des changements naturels et le prélèvement d'eau souterraine.

III.5. Variabilité spatio-temporelle du niveau de la mer

Sur des échelles des ères géologiques, la variation du niveau de la mer a évolué d'une manière rapide, elle est contrôlée par le mouvement tectonique des plaques : collision des continents, subduction des plaques tectoniques, formation dorsale et l'ouverture de nouveaux océans. **(Cazenave and Llovel 2010), (Cazenave et al. 2012).**

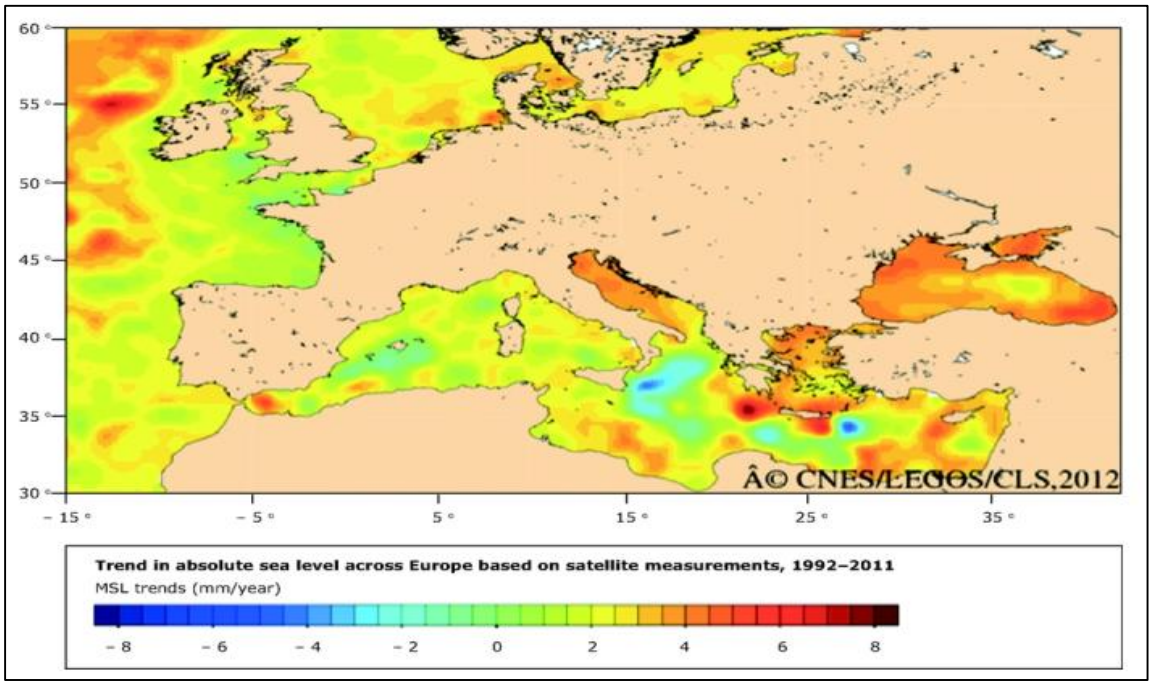


Figure III. 2 Données particulièrement précises de Topex/Poseidon et Jason-1 à la caractérisation des variations temporelles du niveau moyen de la mer Méditerranée (1922-2011) **(Source : LEGOS 2012).**

Sur des échelles temporelles, plusieurs études ont été menées pour reconstruire la variation du niveau de la mer. Ces études sont basées sur l'analyse des roches sédimentaires**,** en utilisant une technique de stratigraphie séquentielle **(Vail and Mitchum Jr 1979).** Elles montrent que le niveau de la mer varie plus ou moins rapide depuis 600 millions d'années **(Fig III.3).**

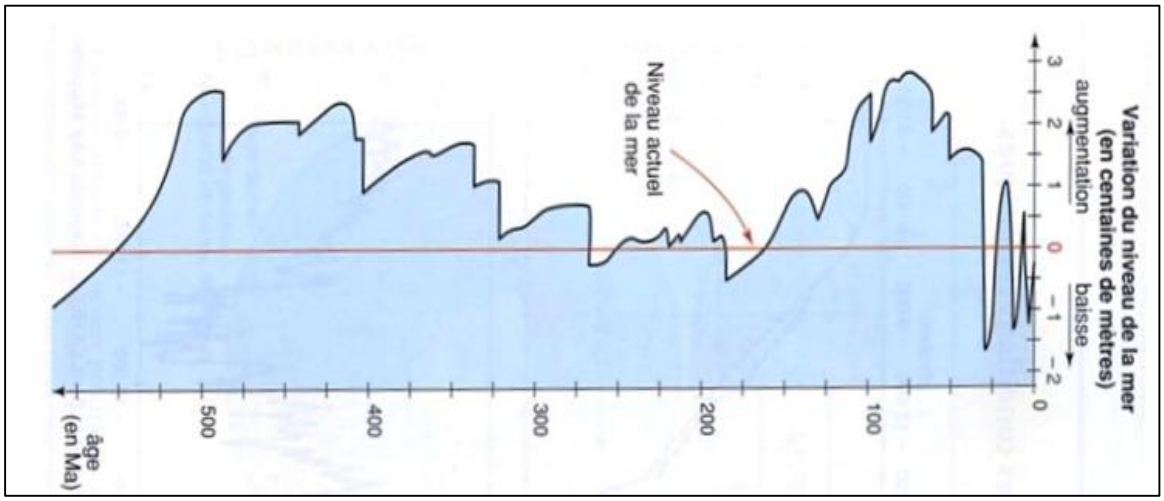


Figure III. 3 : Evolution temporelle du niveau de la mer depuis 600 millions d'années, d'après **(Vail and Mitchum Jr 1979)**.La courbe rouge représente le niveau actuel de la mer.

III.6. Méthodes d'observations des variations du niveau de la mer

Les moyens (techniques) d'observations du niveau de la mer datent du XXe siècle. Ils sont principalement limités à deux grandes catégories : les marégraphes et les altimètres spatiaux.

III.6.1. Observations à partir des marégraphes

Les mesures marégraphiques sont disponibles depuis un siècle. Ces mesures permettent de le suivre la variation du niveau de la mer à long terme et d'une façon permanente.

Ces marégraphes fournissent des mesures relatives du niveau de la mer, il est nécessaire de corriger ces données de variation verticale afin d'avoir d'accès directement aux données absolues (**Fig III.4)**.

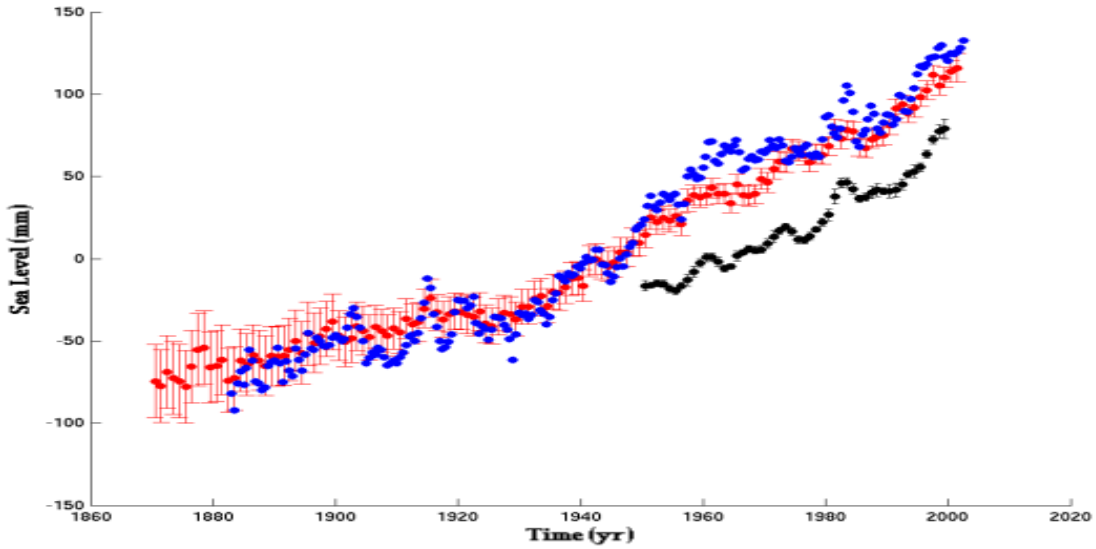


Figure III. 4 : Evolution du niveau de la mer basée sur les données marégraphiques au ´ cours du XXème siècle. Courbe rouge : **(Church and White 2006),** courbe bleue :**(Jevrejeva et al. 2006)**, courbe noire : **(Holgate and Woodworth 2004)**).

III.6.2. Données satellitaires

Depuis les années 1980, les mesures marégraphiques sont complétées par des mesures et des observations trop précises par des satellites altimétriques (Topex-Poseidon, Jason-2, Jason-1). Topex-Poseidon a été lancé en 1992 (**Fig III.5).** Ces mesures montrent que le niveau de la mer a augmenté de 3 mm/an en moyenne ces dernières années.

À Zemmouri, il n'existe aucun marégraphe opérationnel pour fournir des données sur l'évolution locale du niveau de la mer. Les valeurs utilisées dans cette étude sont celles des données satellitaires de Topex-Poseidon **(Fig III. 6).**

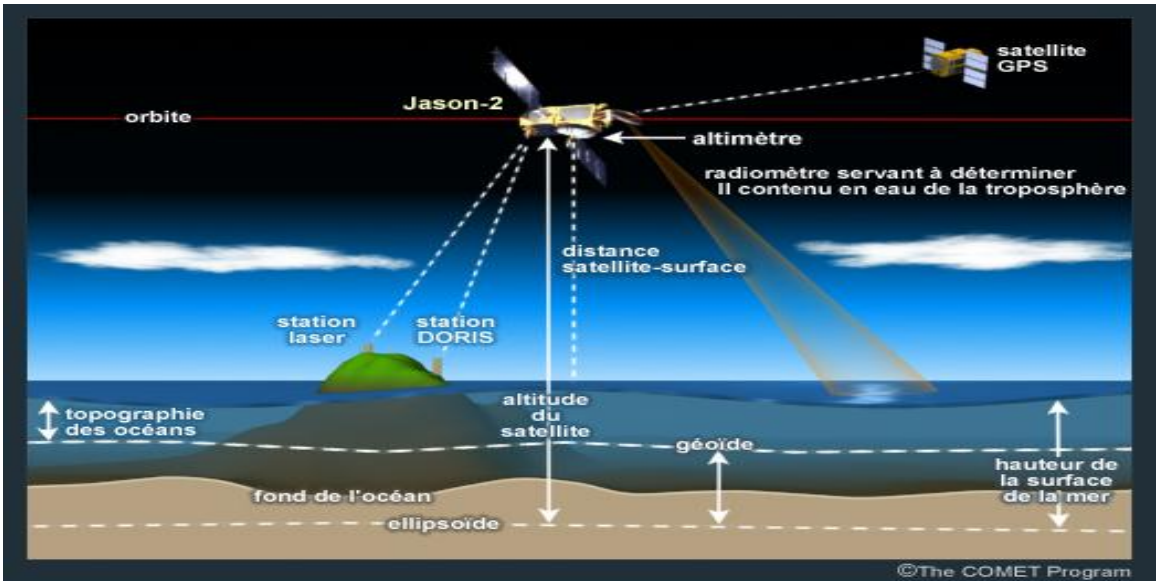


Figure III. 5 : Principe de la mesure altimétrique **(Lefevre 2000).**

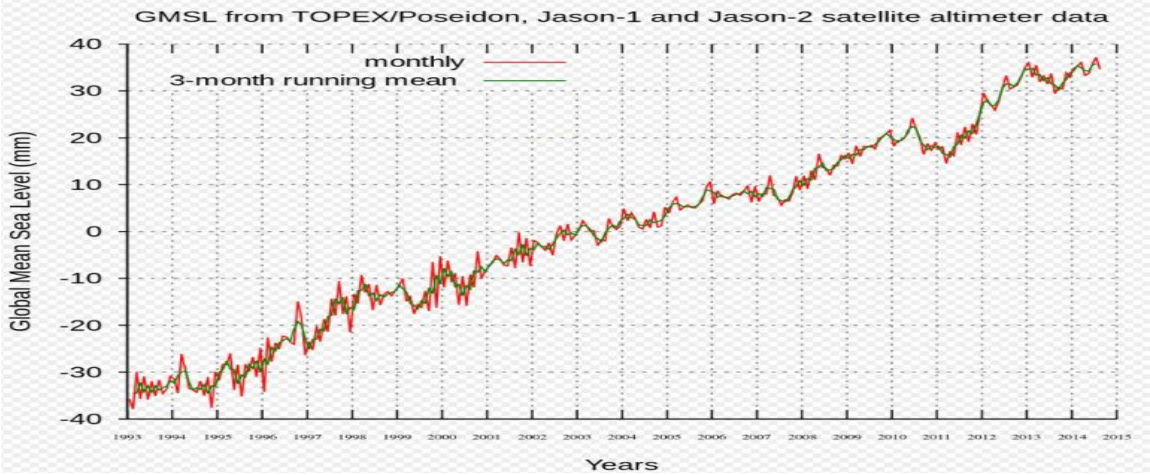


Figure III. 6 : Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer d'après les observations des satellites altimétriques TOPEX/Poséidon, Jason- 1 et Jason 2 entre 1993 et 2012**. (Guo et al. 2015).**

III.7. Impacts liés au changement du niveau de la mer sur la zone côtière

Plusieurs phénomènes naturels seront accentués par l'élévation de niveau de la mer dans les zones côtières. **(Abraham et al. 1995)** a regroupé ces phénomènes en trois classes ; le risque d'érosion côtière, la submersion marine et l'intrusion saline.

III.7.1. L'érosion côtière

La dynamique des plages et la côte (l'érosion ou l'accrétion) est un phénomène naturel, qui peut être accentué par les activités anthropiques, les aménagements côtiers, facteurs hydrodynamiques et par l'élévation du niveau de la mer **(Leatherman 2001)**. Les effets actuels de l'augmentation du niveau de la mer peuvent être étudiés par différentes approches méthodologiques (évaluation de la vulnérabilité physique, modélisation numérique, Ets…).

III.7.2. Les intrusions salines

L'intrusion saline représente l'un des phénomènes environnementaux affectant les côtes du monde. Ce phénomène est dû à l'élévation du niveau de la mer et la surexploitation des aquifères côtiers. Généralement, l'élévation du niveau de la mer va causer une infiltration de l'eau salée dans la nappe phréatique **(Fig III.7)**.

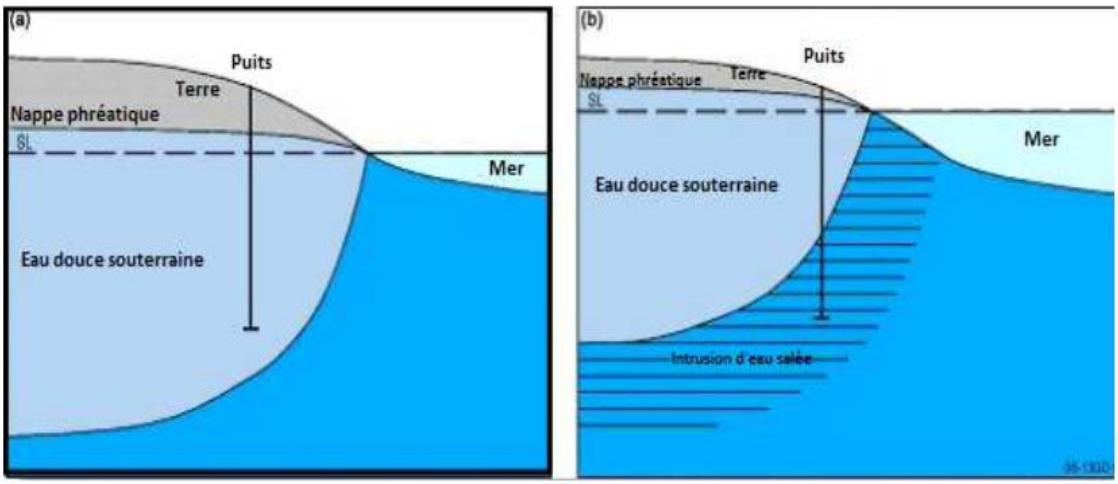


Figure III. 7 : Intrusion d'eau salée causée par l'élévation de niveau de la mer.

III.7.3. La submersion marine

La submersion marine est définie comme une inondation temporaire de la zone côtière, par les eaux marines. Son origine est liée à des conditions météorologiques extrêmes (tempête et cyclone), ou d'origine géologique (glissement de terrain, tremblement de terre ou éruptions volcaniques) **(Wöppelman 1997) (Wöppelman 1997), (Nicolas 2000).**

III.7.3.1. Les différents modes de submersion

D'après **(Cariolet 2011b),** il est possible de classer les submersions marines en trois mode (**Fig III.8) :** la submersion par débordement, la submersion par rupture d'un cordon dunaire ou d'un ouvrage de protection, et la submersion par franchissement discontinu de « paquets de mer ».

Les submersions marines apparaissent lors du passage des tempêtes près de la côte. Les conditions météo marines liées à ces perturbations atmosphériques , provoquent une surélévation temporaire du plan d'eau près de la côte, et peuvent entraîner des niveaux d'eau extrême lorsque les coefficients de marée sont importants **(Cariolet and Suanez 2009).**

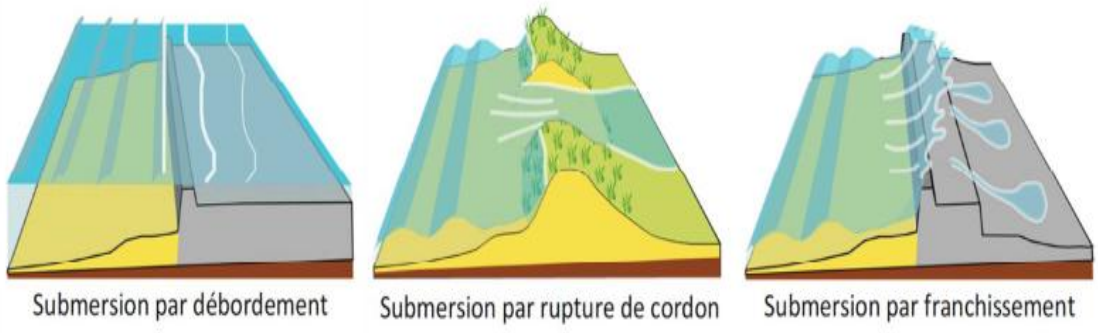


Figure III. 8 : Différents modes de submersion marine provoquée par des tempêtes avec surcotes associées **(Cariolet 2011a)**.

III.7.3.2. Le phénomène responsable de ces submersions marines : La surcote

Les niveaux d'eau sur la côte reposent principalement sur un événement astronomique prévisible, la marée. Dans les environnements macro et méga-tidal, les phénomènes de submersion se produisent habituellement pendant la période de vives eaux. Néanmoins, il existe certains phénomènes météorologiques marins, plus difficiles à prévoir (le phénomène des surcotes), qui peuvent provoquer une élévation du niveau de la mer à la côte, puis générer un niveau qualifié d'extrême lorsqu'ils sont combinés avec une pleine mer de vive-eau. Le phénomène de surcotes est généré par l'action fréquemment combinée de la basse pression atmosphérique et du renforcement des vents soufflants **(Fig III.9)(Caspar et al. 2007).**

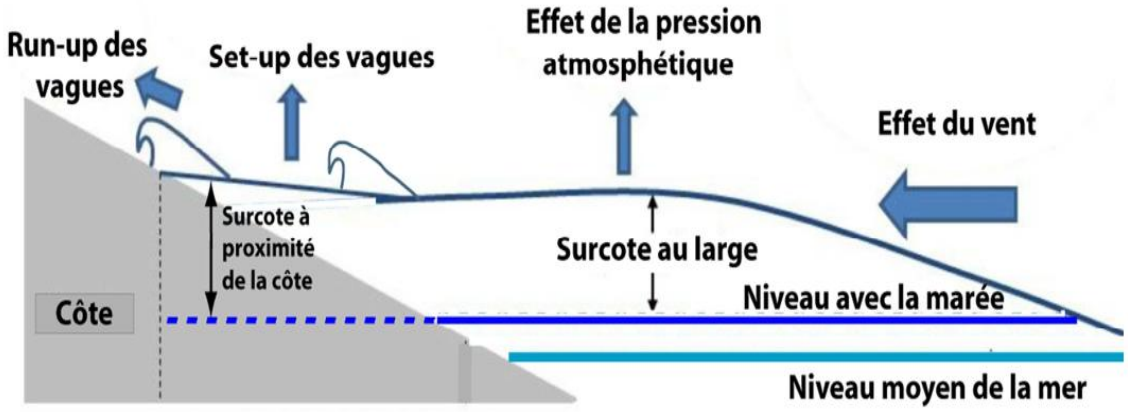


Figure III. 9 : Représentation schématique des différents paramètres rentrant en compte ou non dans l'estimation des surcotes.

Les surcotes sont produites par l'action de deux phénomènes météo-marins différents : l'action de la basse pression atmosphérique et l'action d'un vent entrant. Nous pouvons envisager deux types de surcotes, la surcote barométrique et la surcote d'origine anémométrique. Ces deux phénomènes peuvent se conjuguer et amplifient donc la surcote totale.

Il y a deux manières de déterminer une surcote. La méthode la plus sécuritaire et plus précise exige l'utilisation d'un marégraphe. Celui-ci fait la mesure de la marée observée, qui contient les effets météorologiques et maritimes. Pour obtenir la valeur de la marée, il suffit donc de soustraire la marée prédite (marée astronomique) à la valeur de la marée observée. En l'absence de marégraphes, il est possible d'estimer la surcote en calculant séparément la part de la surcote barométrique et la part de la surcote anémométrique, en utilisant des formules empiriques. Cette approche a été déjà appliquée par **(Benavente et al 2006)** sur une plage de la côte andalouse (Espagne).

La surcote barométrique est calculée à l'aide de la loi du "baromètre inversé". Chaque hectopascal inférieur à 1013 hPa fait monter le plan de « 1 cm » d'eau.

La surcote provoquée par la force des vents entrants peut être déterminée à partir de l'expression de **(Bowden 1983).**

$$d\xi = (\rho_a C_D W^2 / g\, \rho h) d_x \quad \textbf{(éq III.1)}$$

Où :

- ρa = densité de l'air (1,21 kg/m3)
- W = vitesse du vent en m/s 10-3
- C_D = fonction de la vitesse du vent **(voir Tab III.1)**
- g = accélération de la pesanteur (9,81 m/s²)
- ρ= densité de l'eau de mer (eau à 12° = 1026 kg/m 3)
- h = profondeur de fermeture du profil en m, calculé par l'expression h = 2,28 He 68,5
- (He²/gTe²) où He et Te sont la hauteur et la période associée des vagues excédantes seulement 12h par année.
- dx = fetch du centre de la dépression à la côte en m

Tableau III. 1 : Conversion du paramètre Cd en fonction de la vitesse du vent.

CD	W (m/s)
1,1 10^{-3}	5
1,4 10^{-3}	10
2 10^{-3}	20
3,2 10^{-3}	40

III.7.3.3. Etat de l'art sur la question du risque de submersion marine en Méditerranée

Depuis la fin du XIXe siècle, le niveau de la mer a remonté de 15 à 20 cm, en raison de la fonte des glaciers et le réchauffement des eaux océaniques, engendrées par le changement climatique anthropique. Bien que les projections futures du niveau de la mer restent incertaines, le niveau de la mer continuera à remonter au cours du 21e siècle **(Marcos et al. 2016).** Il s'agit là d'une préoccupation essentielle au futur pour la gestion des côtes à basse altitude. Ces dernières seront plus exposées aux submersions marines durant les événements maritimes extrêmes.

Dans ce contexte, le bassin méditerranéen est un exemple, qui mérite une certaine attention concernant l'élévation du niveau de la mer, la submersion côtière et aux changements climatiques.

Parmi les exemples récents, qui montrent l'exposition des zones côtières de faible altitude en bassin méditerranéen aux submersions marines sont :

Le cyclone Ianos, également connu sous le nom de Medicane Ianos, était un cyclone rare de type tropical méditerranéen, qui a frappé la Grèce du 17 au 20 septembre 2020, touchant principalement les zones autour des villes de Karditsa et Farsala. Le cyclone Ianos s'est déplacé vers le sud, vers l'île de Crète. Il a généré des vents violents atteignant 120km/h, des inondations et des pluies torrentielles. Ce cyclone a été détecté par les deux modèles Copernicus de prévision des vagues, et des courants en mer Méditerranée, produits respectivement par le HCMR en Grèce et CMCC en Italie. Ils ont signalé que le niveau de la mer a remonté jusqu'à 30 cm près de la côte ; et la hauteur significative des vagues a atteint 6,5 mètres.

La tempête Klaus nommée Klaus Schumann est une cyclogenèse, qui a touché surtout le sud-ouest de la France (une partie du Languedoc-Roussillon, Midi-Pyrénées et Poitou-Charentes), une partie de l'Italie et le nord de l'Espagne entre le 23 et le 25 janvier 2009. Elle a généré des vents violents atteignant 150km/h **(Leone et al. 2010).**

En France, le Gulf de Lion est exposé à des dizaines d'épisodes de tempêtes. Nous pouvons citer à titre d'exemple les tempêtes du 06 au 11/11/1982 et du 16 au 18/12/1997 et la tempête du 26/12/2008, elles ont été parmi les plus fortes et les plus dommageables de ces dernières années **(Balouin et al. 2011).**

En Algérie, la partie occidentale du Grand Alger a connu l'une des inondations les plus importantes survenues dans le bassin méditerranéen au cours de la dernière décennie, cette région a connu une situation météorologique exceptionnelle les 9 et 10 novembre 2001. Il s'agit d'un événement pluviométrique important à caractère orageux **(Menad et al. 2012)** .

Au cours des dernières décennies, de nombreux plans et des stratégies nationales ont été menés. Ces programmes ont été effectués dans le cadre des politiques de prévention des risques majeurs dont le but principal était de limiter les impacts socio-économiques de ces phénomènes extrêmes sur les communautés humaines **(Coquet 2019)**.

Parmi les exemples, des outils et mesures de gestion du risque côtier sont : la stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte (2012) en France, la mise en place des réseaux des observatoires du trait de côte, la création des organismes et des observatoires qui réalisent un suivi des risques côtiers comme (l'observatoire de la côte Aquitaine, l'Observatoire régional des Risques côtiers en Pays de la Loire, CNRS, le BRGM, l'ONF, le CEREMA, IEO ; CSIRO Marin, DOD, OGS-NODC).

III.8. Projections du niveau de la mer

L'élévation du niveau de la mer au futur, va continuer à augmenter d'après le cinquième rapport de GIEC **(Stocker 2014).** Les chercheurs et les scientifiques estiment que le niveau marin peut augmenter en moyenne de +26 à +98 cm à l'horizon 2100. Ce rapport indique que: « les activités humaines sont les principales causes de réchauffement climatique (à 95 %) enregistré depuis le milieu du 20e siècle».

Les projections des composantes du niveau de la mer au futur sont basées sur quatre scénarios climatiques : les RCP 2.6, 4.5, 6.0 et 8.5 **(James 2015).** Les résultats de l'estimation de l'augmentation du niveau de la mer à l'horizon 2100 sont représentés dans le (**Tab III.2)**.

Tableau III. 2 : Projections de **(James 2015)** à l'échelle globale du niveau marin (cm) à partir du GIEC-5.**(Mali et al. 2013)**).

	RCP2.6	**RCP4.5**	**RCP6.0**	**RCP8.5**
Élévation globale du niveau marin d'ici 2100	0.44 [0.28 to 0.61]	0.53 [0.36 to 0.71]	0.55 [0.38 to 0.73]	0.73 [0.52 to 0.98]

Deuxième partie

Comportement et Évolution spatio-temporels du littoral de la baie de Zemmouri

Chapitre 4
Evolution de la bathymétrie de la baie de Zemmouri entre 1922 -2020

IV. Évolution de la bathymétrie de la baie de Zemmouri entre 1922 -2020

Cette partie a fit l'objet d'une publication scientifique publiée sous forme d'un article scientifique au mois d'octobre 2018, dans la revue Arabian Journal of Geosciences.

IV.1. Introduction

La zone côtière est une interface complexe entre la terre et la mer ; cette complexité est due aux différents acteurs et facteurs qui interviennent dans l'évolution de cet espace. Les systèmes côtiers sont des entités en équilibre dynamique à l'égard des facteurs hydrodynamiques, sédimentaires et géomorphologiques **(Carter et al. 1989)**. Toutefois, cet équilibre est fragile, comme en témoigne l'érosion côtière sévère qui affecte les littoraux des différentes régions côtières du monde **(Stone and Orford 2004).**

Le littoral algérien s'étend sur un linéaire côtier de 1622 km. Il représente un écosystème fragile et constamment menacé de dégradation en raison de la concentration de la population, des activités économiques et des infrastructures le long de la bande côtière **(Larid 2010).**

En outre, le littoral de la baie de Zemmouri est en particulier la région centrale (Boumerdès), a subi une anthropisation croissante, occupation du sol, qui intervint dans la dégradation et l'érosion des plages **(Mujabar and Chandrasekar 2013).**

La côte de Zemmouri comme les autres côtes sont soumises à l'érosion côtière. Ce phénomène est causé par des processus naturels d'une part (tempêtes, élévation du niveau de la mer et la submersion marine…), il est accentué par des interventions humaines (occupation forte du linéaire côtier, et implantation des ouvrages de protection, etc.) **(Boutiba and Guendouz 2006).**

Ces facteurs influent sur la circulation côtière des processus hydrodynamiques. Ces agents sont importants dans la redistribution et la classification des sédiments à petite et à grande échelle. À cet effet, l'étude de l'évolution de la bathymétrie est indispensable dans la résolution du problème lié à la fragilité du système côtier. Elle nous permet de donner un aperçu sur la classification et la typologie des plages (**Hemdane 2006**).

La variabilité spatio-temporelle de la morphologie sous-marine de Zemmouri est basée sur l'utilisation de trois levés bathymétriques de différentes dates**(Liu et al. 2017),** ces levés sont effectués en 1922, 2017 et 2020.

IV.2. Acquisition et traitement des levés bathymétriques

Depuis le début du XXe siècle, l'extraction et l'exploitation des données bathymétriques se font par des Sondes Mono-Faisceau. Puis au début des années 80, de nouvelles méthodes utilisées telles que : Sonar Multifaisceaux sur les navires, la technologie LIDAR. Cependant, il n'est pas toujours possible d'utiliser ces moyens classiques de sondages, soit en raison des difficultés d'accès direct aux fonds marins et de navigation, soit à cause des limites d'utilisation des échosondeurs.

IV.3. La collecte des données

L'étude de la dynamique sédimentaire et la morphologie du fond marin est basée sur des mesures in situ et des observations et des traitements de données nécessaires à employer. Trois levés bathymétriques ont été effectués ; le premier est délivré par le Service

hydrographique des forces navales (S.H.F.N) en 1922 qui recueille plus de 400 points. La méthodologie adoptée pour le traitement et l'extraction des points des fichiers numériques est la suivante : l'ancienne carte bathymétrique a été scannée et rectifiée par l'Institut National de cartographie et de télédétection (INCT) en utilisant un outil cartographique (ERDAS Imagine).Un fichier bloc a été créé dans un Arc GIS 10.4 sous format vecteur (.shp), ce fichier rassemble tous les points collectés. Le deuxième levé a été réalisé en mai 2017 ; il recueille plus de 10000 points de profondeur. En utilisant un système de positionnement global (GPS 72H GRMIN) **(photo IV.1)** et un échosondeur hydrographique opérant en bi fréquence de 20 KHZ à 220 KHZ de marque SIMRAD **(photo IV.2)**, Le dernier levé a été obtenu à partir des cartes marines électroniques de Navionics SonarChart (www.navionics.com).



Photo IV. 1 : Positionnement par GPS.



Photo IV. 2 : Un échosondeur.

IV.4. Traitement des données

Le traitement des données bathymétriques a été effectuées dans un logiciel SIG (ArcGIS 10.4), ces données ont été sauvegardées et converties sous forme d'un tableau (format xlsx). Le fichier produit Excel a été converti au fichier vecteur (.shp) et géoréférencé avec une référence spatiale (projection *UTM*, ellipsoïde Clarke 1880, *Datum* Carthage et, WGS 84, zone 31) **(Ayadi et al. 2015).**

Deux fichiers vecteurs (point.shp) ont été créés pour les levés bathymétriques. En utilisant la méthode d'interpolation de Krigeage, un Modèle numérique d'Élévation (MNE) a été produit pour chaque fichier. Cette méthode a été choisie après un test de différents algorithmes d'interpolation **(Louati and Zargouni 2009).** Ces modèles (MNE) ont été coupés à la même taille et dans la même zone de couverture. Sur la base des MNE, des comparaisons topographiques et des calculs de surface (zones d'accumulation et d'érosion) ont été effectués.

En parallèle, une série des profils bathymétriques a été réalisée, elle nous permet de percevoir l'évolution des petits fonds et les chenaux sous-marins, qui sont parfois difficiles à déterminer sur une carte bathymétrique **(Bertier 2009)**. Ces profils sont répartis sur toute la zone d'étude, tous sont perpendiculaires au trait de côte.

IV.5. Détermination de la marge d'erreur

Avant toutes les analyses, il était primordial d'évaluer les erreurs de chaque levé bathymétrique. Les erreurs de données bathymétriques anciennes (1922) sont d'environ 1 à 3 mètres. Ceci est exprimé par le type de sondeur utilisé et le niveau d'élévation du niveau de la

mer **(Crapoulet 2015).** Ces erreurs sont corrigées par l'Institut National de Cartographie et Télédétection (INCT). Pour les données bathymétriques récentes (2017), les erreurs sont à l'ordre de 58 cm, elles sont liées au balancement de l'embarcation et le marnage **(Bouakline and Boutiba 2014)**.

IV.6. Cartographie de la bathymétrie des fonds marins

IV.6.1. Cartographie de la bathymétrie 1922

La carte bathymétrique de 1922 (**Fig IV. 1**) est caractérisée généralement par des isobathes régulières parallèles au rivage. Ces isobathes sont relativement espacées avec une pente douce et plus ou moins douce jusqu'à huit mètres de profondeur. Par contre, on distingue des zones un peu accidentées avec des isobathes rapprochées au niveau du port de Zemmouri, Cap blanc, et au niveau de plage de Boumerdès, cela peut être expliqué par l'action des vagues.

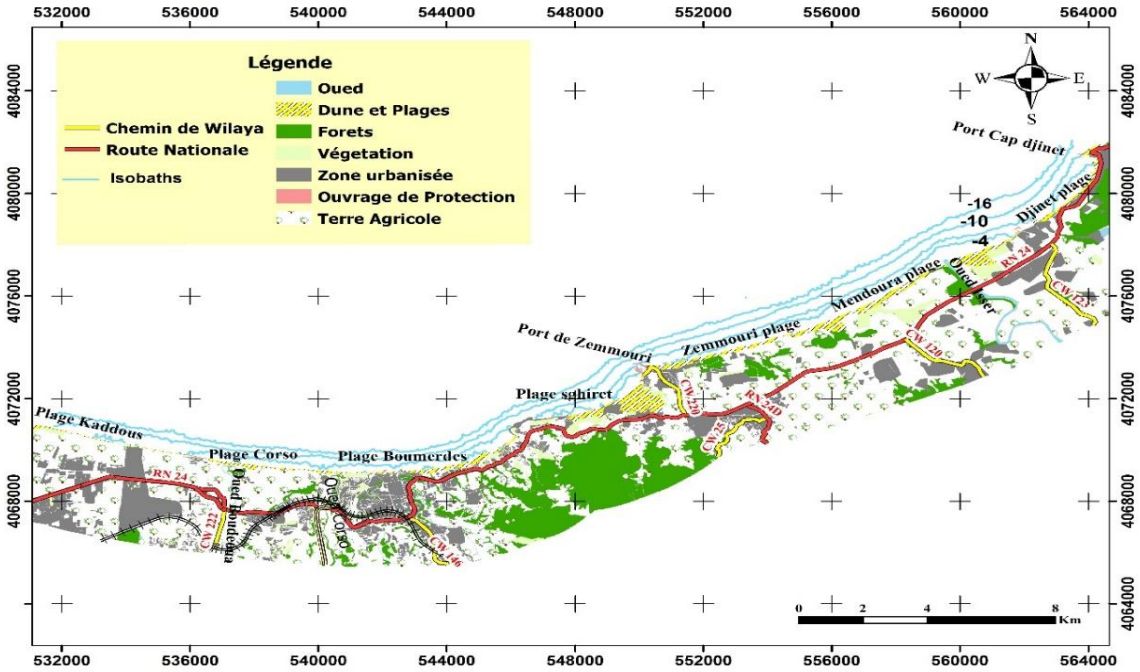


Figure IV. 1 : Carte bathymétrique de la grande baie de Zemmouri 1922.
Echelle (1/125000) **(S.H.F.N, 1922)**.

IV.6.2. Cartographie de la bathymétrie 2020

L'analyse de variation du levé récent permet de comprendre la dynamique sédimentaire de la zone d'étude, et déterminer les zones d'accumulations ou d'abaissements des fonds marins près de rivage. La carte bathymétrique récente (**Fig IV.2)** montre que les isobathes sont généralement perturbées près de la côte à -10m de profondeur, avec une pente abrupte. La morphologie sous-marine montre l'existence de deux unités sédimentaires en fonction de la profondeur :

- Un prisme sableux avec une pente faible, évoluée et régulière ;

Un fond rocheux (zone à falaise) se caractérise par des isobathes irrégulières, avec une pente abrupte.

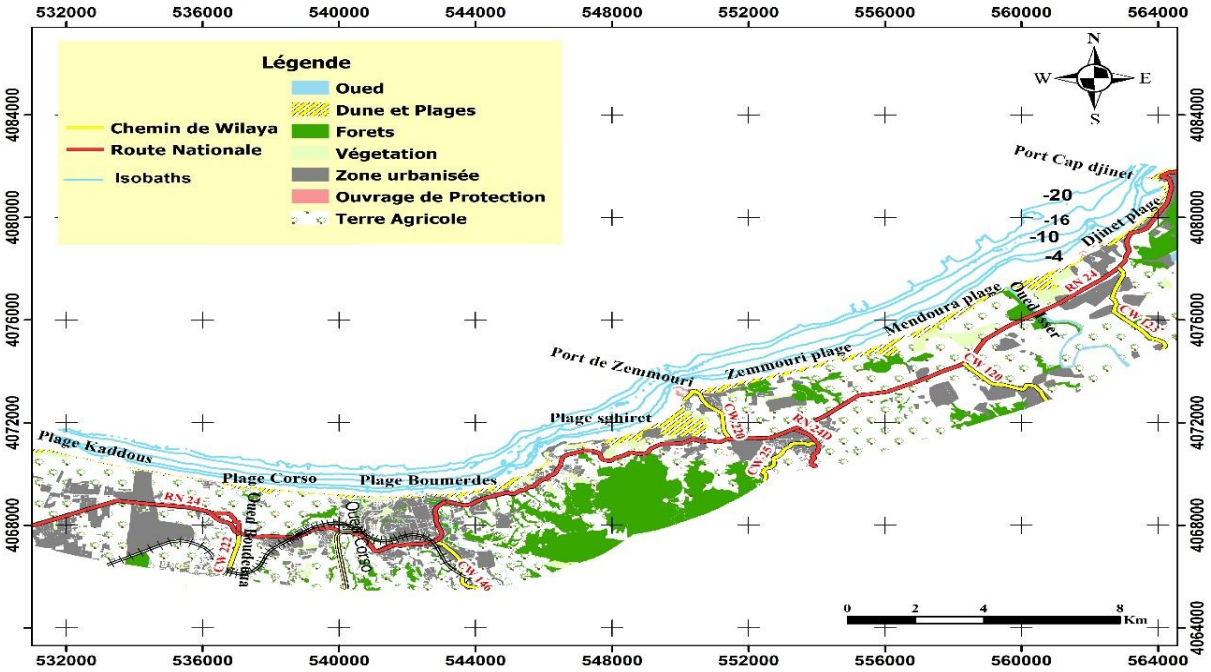


Figure IV. 2 : Carte bathymétrique de la grande baie de Zemmouri 2020. Echelle (1/125000) (www.navionics.com).

IV.7. Évolution entre 1922 et 2020 (superposition et comparaison des deux bathymétries)

À travers l'analyse de l'évolution des levés bathymétriques, il est également possible de comprendre la variation de la morphologie des petits fonds à long terme, mais pas les variations à court terme. Des cartes différentielles établies à partir de différentes campagnes de données bathymétriques, ces cartes permettent d'observer les zones d'exhaussement ou d'abaissement des fonds marins. Nous avons réparti notre zone d'étude en trois parties (Occidentale, Centrale et Orientale).

IV.7.1. Partie Occidentale

La partie occidentale est localisée entre la plage de Kaddous jusqu'à la plage de Boumerdès. Elle couvre une zone de superficie $16.17*10^6$ m^2, elle est essentiellement formée par des zones d'accumulation au large ($11.7*10^6$ m^2) et des zones d'érosion mesurables sur le fond peu profond ($5*10^6$ m^2) **(Fig IV.3)**.

Pour mieux comprendre la dynamique morpho-sédimentaire, la partie occidentale a été divisée en quatre zones ; la première zone est située entre Sidi Khider et Boudouaou El Bahri Ouest, elle s'étend sur une distance comprise entre 0 à 500 m avec des profondeurs d'environ -6 m, elle est visible sur les profils 1 et 2 **(Fig IV.4)** avec un abaissement très fort de la pente. Ceci est expliqué par l'existence d'un mur de soutènement le long de la côte de Boudouaou El Bahri sur une longueur d'environ 655 mètres.

La deuxième zone se situe entre Boudouaou El Bahri et Corso centre avec une superficie d'environ 0,38 million m^2. Elle est caractérisée par une pente plus ou moins douce visible sur le profil 03 **(Fig IV.4)**, avec l'apparition d'une accumulation importante de sédiments entre les deux plages.

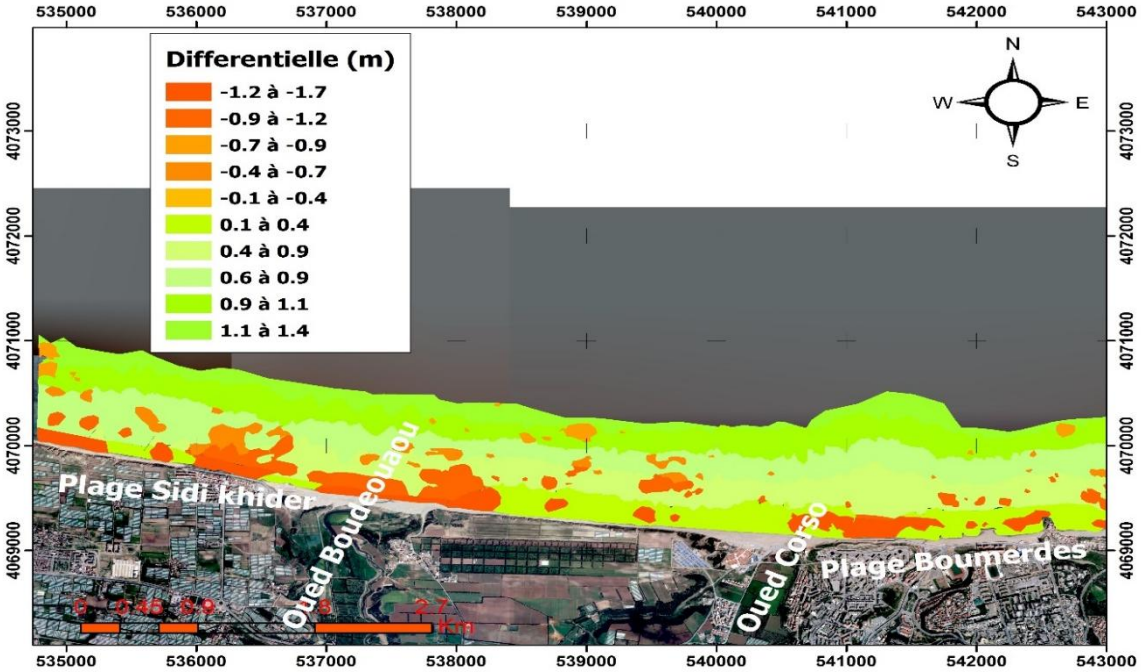


Figure IV. 3: Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Occidentale **(Boumerdes, 2017).**

La troisième zone se trouve entre Oued Corso jusqu'à Boumerdès avec une pente plus ou moins douce avec une apparition d'accumulation plus ou moins importante entre les deux épis à une profondeur inférieure à 4 m et une distance comprise entre 0 et 250 m, donnant la naissance des barres d'avant côte entre 5 et 6 mètres de profondeur **(Fig IV.4)**.

La dernière zone se situe entre la plage de Boumerdès et Boumerdès Ouest, elle se caractérise par une pente plus ou moins abrupte, donnant la naissance d'une petite fosse entre 2 et 5 mètres de profondeur, elle est visible sur le profil 04 **(Fig IV.4)**.

Discussion des résultats de la Partie Occidentale

L'analyse de l'évolution de la morphologie des petits fonds près de la côte entre 1922 et 2017 nous a permis de diviser cette bande littorale en quatre zones. Sachant que la première zone entre Sidi Khider et Boudouaou El Bahri Ouest a connu une grande variation morphologique, ces modifications des fonds sont liées principalement aux activités anthropiques ; l'urbanisation anarchique dans la zone côtière, l'extraction abusive du sable au niveau de la plage de Boudouaou El Bahri, la réalisation d'une route principale à l'Ouest de cette zone, et l'implantation du mur de soutènement **(Fig IV.5a).** Le changement de la morphologie est lié également aux phénomènes naturels sous l'effet des agents hydrodynamiques, tels que les vagues et les courants **(Bruneau 2009)** ;les houles les plus intenses et les plus érosives sur la baie de Zemmouri sont essentiellement celles du Nord-Ouest **(Bouhmadouche 2012),** ces houles ont généré un courant de retour plus fort que celui de la dérive littorale et qui ramenez les sédiments vers le large. Cela provoque des effondrements au pied du mur de soutènement.

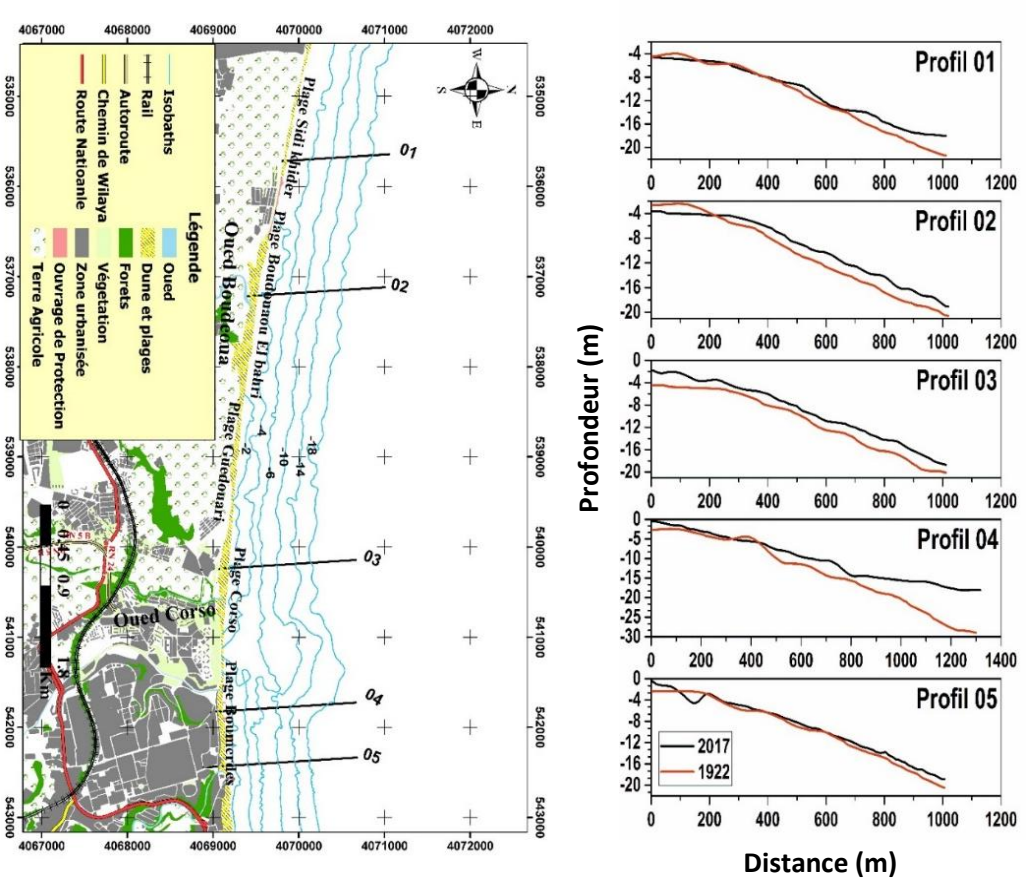


Figure IV. 4 : Profils bathymétriques 01 à 05.

Dans la deuxième zone entre Boudouaou El Bahri et Corso, on observe un déplacement des bancs sableux longitudinaux du large vers la côte, ces modifications liées principalement à des apports terrigènes d'Oued Boudouaou El Bahri, qui déverse dans la plage de Boudouaou El Bahri, avec un volume du transport solide de 0,21 million m^3 par an **(ANRH 1992).** En parallèle, une accumulation assez faible due aux apports terrigènes moins importants d'oued corso ; ils sont évacués dans la plage de corso centre avec un volume du transport solide de 0,11 million m^3 par an **(ANRH 1922).** Cependant, une érosion plus ou moins importante entre les deux plages est remarquée, c'est une conséquence de la morphologie de la côte sous forme d'une falaise où les houles frontales provoquent des effondrements au pied de cette falaise **(Fig IV.5b),** cette dernière est le résultat de l'impact de la construction des épis dans la partie est.

Dans la zone troisième, des variations importantes dans la morphologie de l'avant-côte sont enregistrées au niveau de la plage de Boumerdès. Elles sont principalement liées aux ouvrages de protection notamment les deux épis et un brise-lame **(Fig IV.5c).** Ces ouvrages ont pour rôle la protection des habitats de l'avant-côte contre la submersion marine et l'érosion côtière. Un début d'un engraissement entre les deux épis et le brise-lame est observé. Il s'ensuit une augmentation de la largeur de la plage de Boumerdès, ce qui indique que les sédiments de dérive littorale sont piégés et stoppés par les épis.

Enfin, dans la région de Boumerdès Est, et malgré l'installation les différents types des ouvrages de protection, on assiste une érosion plus ou moins anthropique, résultant d'une part

par la perturbation des dunes ; provoquée par le passage des voitures en saison estivale (**Fig IV.5d**), et par l'extraction du sable. Et d'autre part par l'impact des ouvrages de protection sur les mouvements sédimentaires longitudinaux, ceci peut être expliqué par les variations saisonnières, sachant que dans la période hivernale, les houles de secteur Ouest ont transporté les sédiments vers l'est. En période estivale, les sédiments provenant de l'Est par les houles, sont piégés au niveau des épis **(Hemdane 2006).**



Figure IV. 5 : **a-** Mur de soutènement ; **b-** Falaise du Corso ; **c-** Protection dure, brise-lames et épis ; **d-** Perturbation de la dune.

IV.7.2. Partie Centrale

La partie centrale se situe entre Cap blanc Ouest et port de Zemmouri Est, cette zone est très mobile, la majeure partie centrale est en érosion. Elle représente une superficie d'environ 925.63 ha, contrairement aux zones d'accumulations qui représentent que 236.48 ha **(Fig IV.6)**. On observe une forte perturbation du fond marin dans la côte rocheuse du cap blanc, et au niveau du jeté principal du port de Zemmouri, ainsi assez perturbé dans la plage de Sghiret et à l'Ouest de la plage de sable d'Or, cette dernière s'étend sur une distance comprise entre 0 à 800 m, elle est caractérisée par une pente plus ou moins abrupte jusqu'à 7 mètres de profondeur, visible sur le profil 6 **(Fig IV.7)**. Toutefois en allant vers l'Est, on observe une naissance d'une zone en accrétion avec une superficie de 2.02 ha, cette zone s'étend sur une distance comprise entre 0 à 380 m jusqu'à une profondeur d'environ -1.9 m, visible sur le profil 7**(Fig IV.7)**.

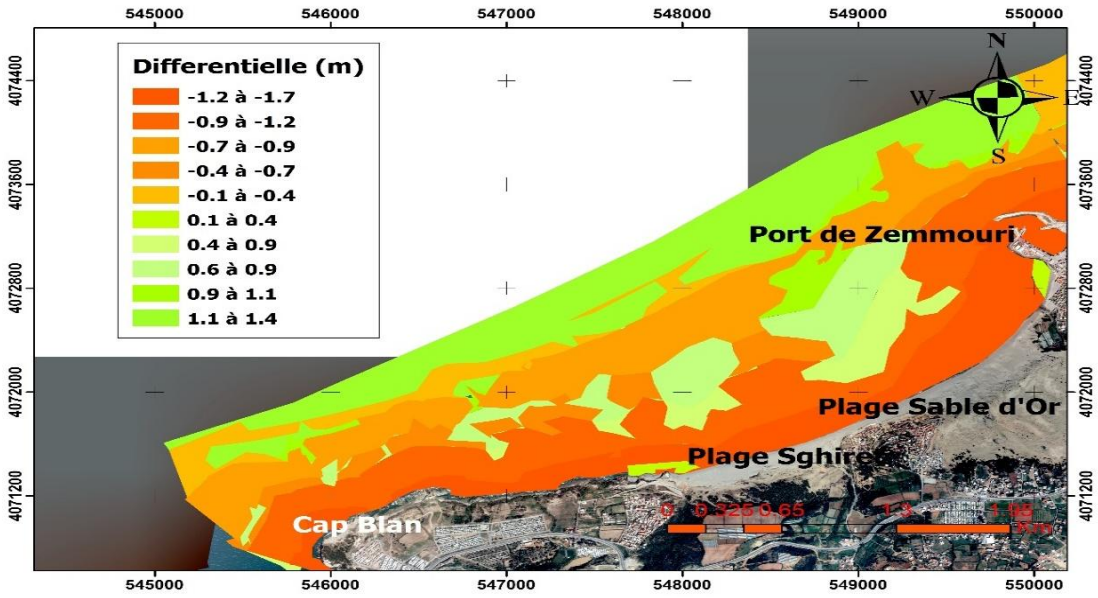


Figure IV. 6 : Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Centrale (**Plage Sghiret, 2020**).

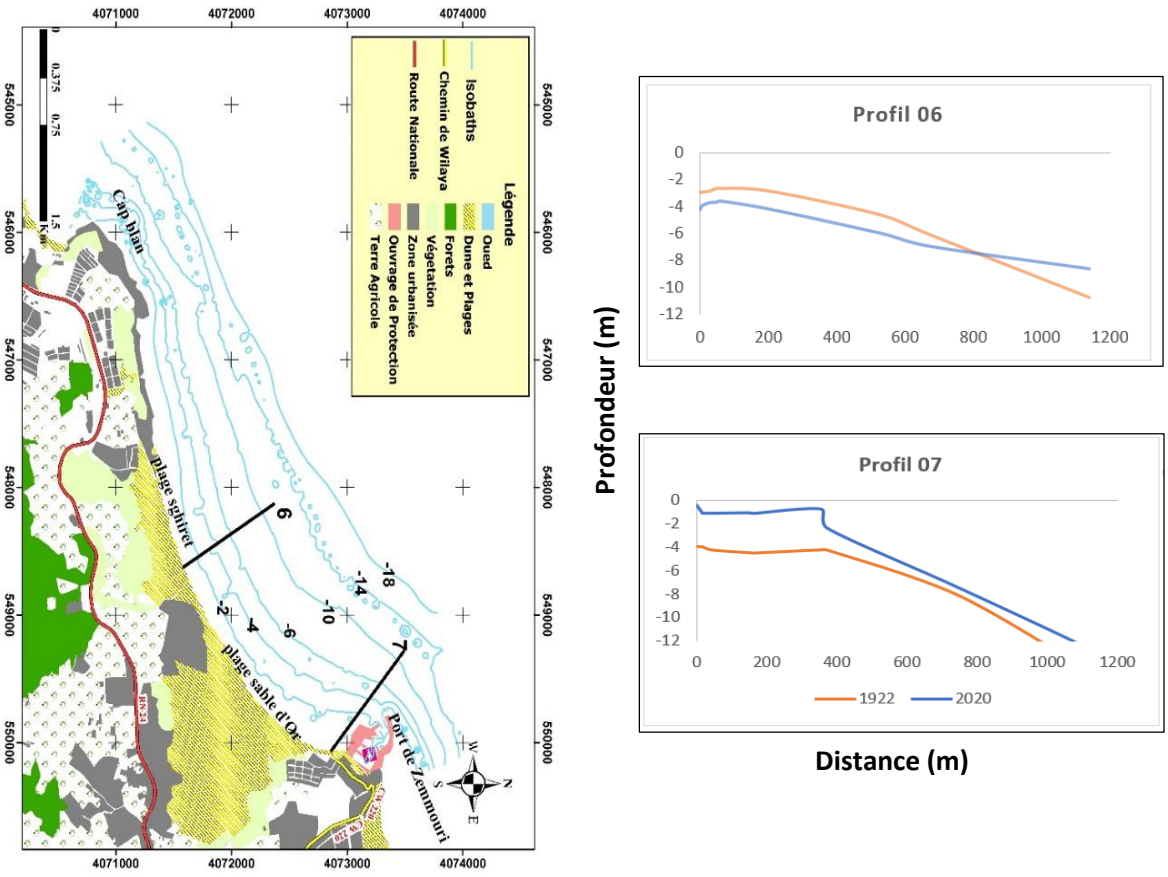


Figure IV. 7: Profils bathymétriques 06 à 07.

Discussion des résultats de la Partie Centrale

L'analyse diachronique de l'évolution du fond marin de la partie centrale montre une érosion accentuée sur la majorité de la zone d'étude. Au large, des secteurs vastes sont caractérisés par un abaissement des fonds. Parmi les facteurs contrôlant la dynamique du fond marin : les spécificités lithologiques du substrat rocheux et la construction du port de Zemmouri, l'implantation de ce port a pu modifier la dynamique sédimentaire locale, cet ouvrage lourd peut modifier les conditions des houles au niveau de la plage de Sghiret. La rotation des vagues autour du musoir de la jetée principale du port résulte de la création d'un courant de retour qui a transporté les sédiments de ces plages vers le large. Ainsi, l'extraction du sable au niveau des cordons dunaires de Saf Saf Nabi et l'urbanisation anarchique sur ces cordons dunaires **(Fig IV.8)**, par contre, les zones en accrétion sont situées dans la partie Est de la plage sable d'or, et l'autre dans la partie Ouest de la plage de Sghiret. La première zone en accrétion se trouve près de la jetée secondaire du port. La deuxième partie se localise entre des enrochements recouvrant les extrémités de cette zone et qui permettent de créer une zone à faible agitation **(Fig IV.9)**.

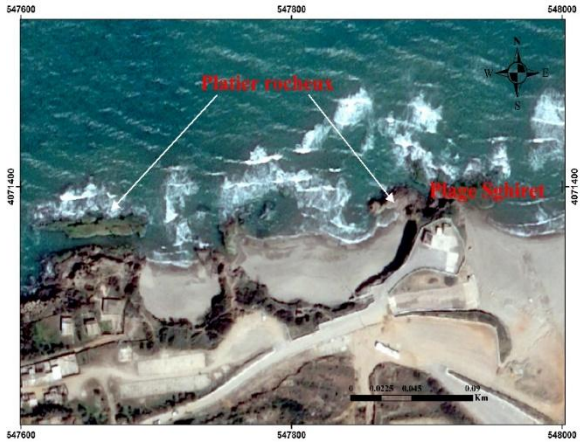


Figure IV. 8 : Enrochements protégeant **(Google Earth, 2021)**

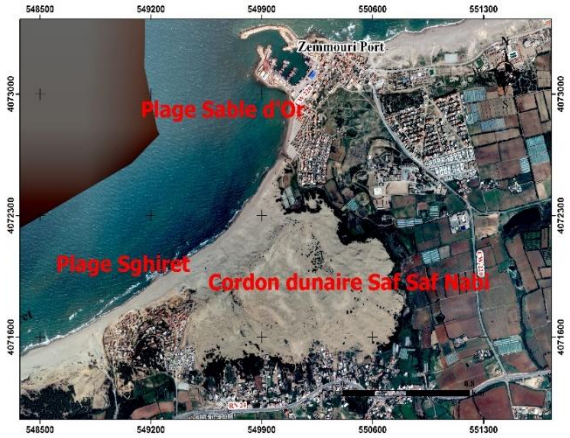


Figure IV. 9 : Cordon dunaire **(Google Earth, 2021)**.

IV.7.3. Partie Orientale

La partie orientale est localisée entre port de Zemmouri et port du Cap Djinet, cette zone est très vaste par rapport aux autres parties. Elle s'étend sur une superficie globale d'environ 2931.31 ha **(Fig IV.10)**. Les zones en érosion sont réparties inégalement sur l'avant-plage, elles couvrent une superficie d'environ 1425.20 ha. La première zone d'abaissement est située au Nord-Est de la jetée principale du port de Zemmouri, elle couvre une superficie d'environ 329 ha ; et elle est comprise entre 170 et 1400 m de la ligne de rivage, elle varie entre 2 et 8m de profondeur, elle est visible sur les profils 08 et 09 **(Fig IV.11)**. La deuxième zone en exhaussement est située au large de la plage de Mandoura, elle est contigüe à la côte dans la limite Ouest de la zone, elle s'étend jusqu'à la plage de Zemmouri, avec une superficie d'environ 754 ha. La troisième zone Est localisée au nord de la jetée principale du port du Cap Djinet, avec une superficie d'environ 198 ha. Par contre, les exhaussements des fonds marins sont en général concentrés à l'embouchure de l'Oued Isser, avec une superficie

d'environ 249 ha, elle est comprise entre 0 et 300 m par rapport à la ligne de rivage. Elle varie entre 0 et -1.5 m de profondeur, elle est visible sur le profil 10 **(Fig IV.11).** La même situation a été observée près de la jetée secondaire du port de Cap Djinet et à l'Est de la plage Djinet, avec une superficie d'environ 44 ha, elle est comprise entre 0 et 420 m, dans des profondeurs allant de 0 à 4 m elle est visible sur le profil 11**(Fig IV.11)**.

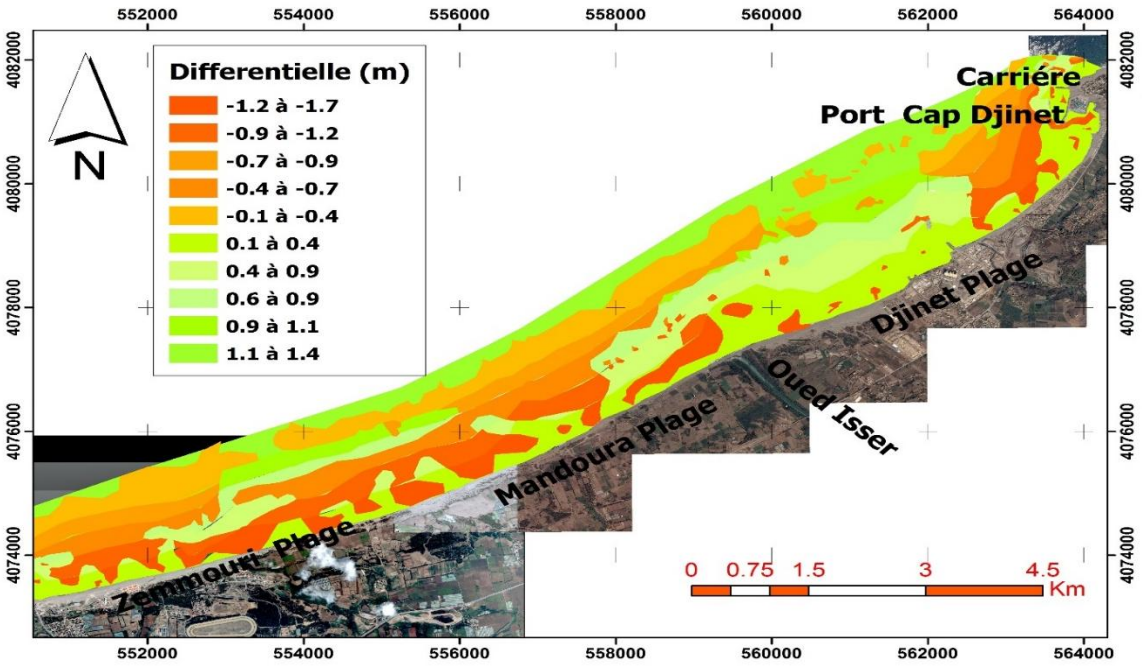


Figure IV. 10 : Carte différentielle de l'évolution du fond marin de la partie Orientale **(Plage Mandoura et Zemmouri, 2020)**.

Discussion des résultats de la Partie Orientale

La partie est de la zone d'étude a connu une érosion considérable ; elle est fortement exposée aux houles de Nord-Est. Plusieurs facteurs naturels et anthropiques peuvent contrôler l'évolution de la morphologie sous-marine de cette zone. Plus particulièrement la mise en place du port du Cap Djinet. La digue principale de ce port a modifié le bilan hydrosédimentaire de cette zone. La rotation des vagues autour du musoir de la jetée principale du port résulte à la création d'un courant de retour, ceci explique l'existence des épis à côté de la centrale électrique (**Fig IV.12a**). En parallèle, une accrétion considérable due aux apports terrigènes d'Oued Isser a été enregistrée ; ces apports sont déversés dans la plage de Mandoura Est avec un volume du transport solide de 11 millions m^3 par an. Cette tendance peut être liée à la construction du barrage en arrière-pays, l'extraction de matériaux. Ainsi, la même observation est faite pour la partie Ouest de la plage de Zemmouri (à côté de la jetée principale du port de Zemmouri), celui-ci est interprété par la conséquence des houles Nord-Est, qui se transportent les sédiments d'Oued Isser de l'Est vers l'Ouest. Par contre, le secteur central plus ou moins stable (érosion accrétion), ce secteur est caractérisé par des dunes bordières, bien développées sous forme des zones forestières (forêt du Sahel, forêt de Mizrana) (**Fig IV.12b**), cela permet d'assurer la compensation des sédiments par les courants.

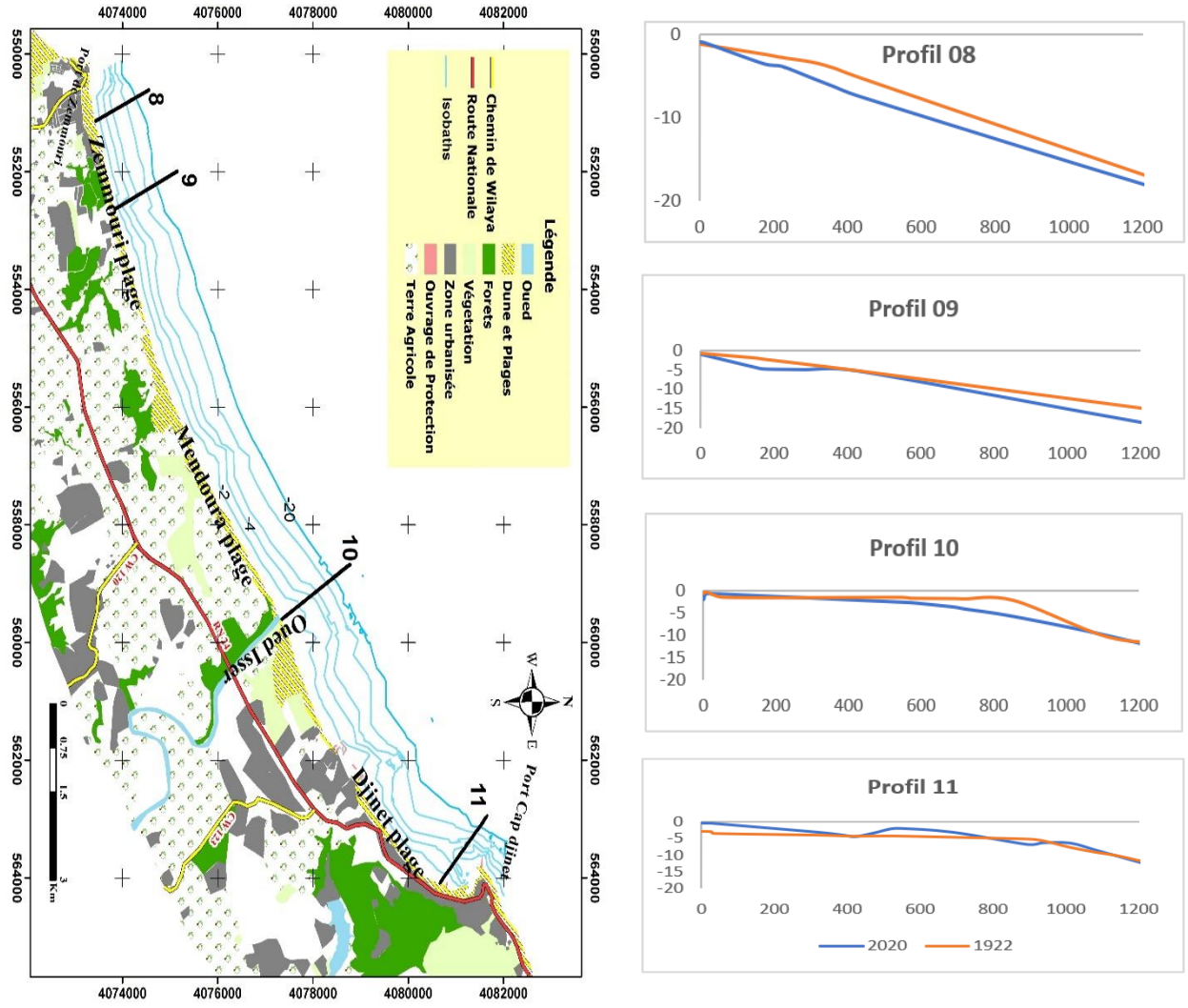


Figure IV. 11 : Profils bathymétriques 08 à 11.



Figure IV. 12 : Ouvrages de protection de type épis **(Google Earth, 2021).**



Figure IV. 13 : dunes bordières (forêt du Sahel) **(Google Earth, 2021).**

IV.8. Conclusion

Les données bathymétriques des années 1922 et 2017, et 2020 ont été utilisées pour évaluer et étudier l'évolution des fonds marins dans la baie de Zemmouri. À cet égard, les résultats ont montré que l'évolution de la morphologie des petits fonds est très importante, résultante principalement par des activités anthropiques (mur de soutènement, épis, brise-lames, les ports, et la centrale électrique) et par des phénomènes naturels, comme les houles de Nord-Est et les courants de retour.

Pour mieux analyser et compléter l'évolution du fond marin, nous avons effectué 11 coupes transversales sur le long de la côte de Zemmouri.

Les résultats obtenus nous ont apporté des informations et des données intéressantes sur le fond de la baie de Zemmouri, ils nous permettent d'obtenir une vision globale sur les plages sous-marines. Toutefois, les résultats seraient plus précis, si l'on a recueilli des données bathymétriques avant l'implantation des ouvrages de protection.

Les processus d'érosion, les mécanismes de dépôt dans notre zone d'étude restent difficiles à comprendre, cependant d'autres études devraient être envisagées comme : l'évolution du trait de côte à long, à moyen et à court terme, le mouvement et répartition des sédiments dans la zone côtière, la simulation de la propagation des houles.

Chapitre 5
Quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme

V. Quantification des variations du rivage et des bilans sédimentaires à long terme

V.1. Classification morphologique des plages et de la zone du déferlement

V.1.1. La formation des barres d'avant-côte

Les barres sableuses d'avant-côte sont des dépôts sédimentaires situés dans la zone de déferlement de la houle. Elles sont nombreuses sur les côtes sablonneuses, et plusieurs hypothèses mettent des mécanismes dans leur formation.

La typologie morphologique des barres d'avant-côte la plus utilisée est celle qui a été définie par **Wright 1984.** La morphologie et le type des barres sont basés sur la pente des plages. Ce paramètre est parfois mal déterminé en fonction des études, et de la nature des données bathymétriques. Pour toutes les zones d'étude, nous avons pris la pente comme suite :

$$\tan \boldsymbol{\beta} = (\boldsymbol{B}/\boldsymbol{D}) \qquad \textbf{(éq V.1)}$$

- tan β : Pente ;
- D : Distance mesurée (m) entre la ligne de rivage et la ligne des -10 m ;
- B : Bathymétrie (m) à -10 m = 10.

Les plages à pente faible (**tan β** ~ 0,01 à 0,03) présentent une plus forte dissipation des vagues, et qui est plus appropriée à la création **de barres simples rectilignes**. D'autre part, lorsque les plages à pentes élevées (**tan β** ~ 0,1) présentent une plus forte réflexion de la houle, ce qui favorise souvent **des barres rythmiques**.

La plupart des plages micro-tidales ont deux barres sableuses **(Short and Wyllie-Echeverria 1996)**, mais leur nombre peut atteindre 3 ou 4. Le nombre de barres croît lorsque l'énergie de la vague est élevée, ou lorsque la période de la vague est réduite.

Au niveau du monde, les études montrent qu'il existe un lien entre la pente et le nombre de barres, avec des pentes faibles favorisant les barres multiples sédimentaires **(Barusseau and Saintguily 1981)** (**Tab V.1**)

Tableau V. 1 : Relation entre la pente de la plage et le nombre de barres **(Barusseau and Saintguily 1981).**

Pente	> 2 %	1.6 à 2 %	0.9 à 1.6 %	< 0.9 %
Nombre de barres	0	1	2	3

L'analyse de la pente des plages submergées et le type des barres observées sur 21 sites montrent également une forte corrélation (R=0,775) entre les deux paramètres (la pente de la plage et le nombre de barres) **(Fig V.1).** Ces résultats sont en bonne conformité avec la théorie de **(Barusseau and Saintguily 1981)**.

Sur les 21 sites, seuls douze (12) montrent un système à plusieurs barres ; ce qui correspond à 57.14 %. Trois autres sites ne possèdent qu'une seule barre (**Tab V.2)**. Par contre, cinq sites ne possèdent aucune barre sableuse, cela confirme que le nombre de barres sableuses diminue lorsque la pente de la plage augmente.

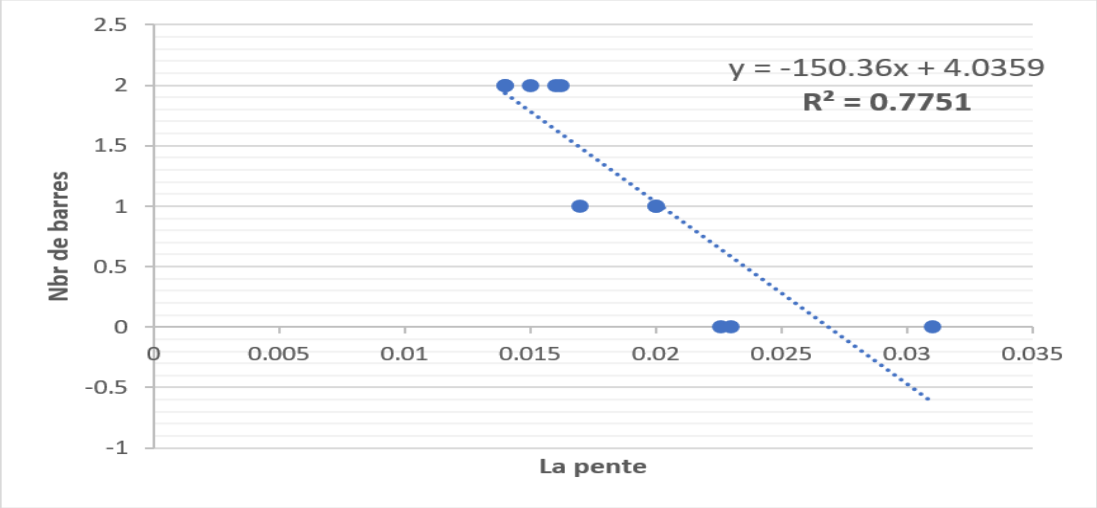


Figure V. 1 : Corrélation entre la pente de la plage immergée et le type de barre observé pour les sites.

Tableau V. 2 : Nombre de barres observées et pente pour les sites.

Nom de site	Pente	Type de Pente	Nbr de barres
Décaplage	0.0226	Moyenne	0
Surcouf	0.031	Forte	0
Réghaia	0.014	Moyenne	2
Sidi khider	0.015	Moyenne	2
Boudouaou El Bahri Ouest	0.02	Moyenne	1
Boudouaou El Bahri	0.02	Moyenne	1
Guedouari	0.016	Faible	2
Corso	0.0162	Faible	2
Boumerdes	0.014	Faible	2
Figuier	0.017	Moyenne	1
Figuier Est	0.023	Forte	0
Cap blan	0.032	Forte	0
Sghiret	0.012	Faible	2
S'able d'Ord	0.01	Faible	2
Zemmouri Ouest	0.014	Faible	2
Zemmouri sahel	0.013	Faible	2
Zemmouri Est	0.012	Faible	2
El Keb Kab	0.012	Faible	2
Dar El Mendil	0.007	Moyenne	3
Djinet	0.012	Faible	2
Carriere	0.023	Moyenne	0

V.1.2. Détermination du type de plage à partir du paramètre Ω

Les côtes sableuses sont nombreuses dans notre zone d'étude. L'approche de la classification morphodynamique des plages s'appuie sur un certain nombre de plages. Elles illustrent la diversité hydrodynamique, les mouvements sédimentaires. Cependant, l'étude de la classification morphodynamique de ces plages peut donner des illustrations sur les processus mis en jeu dans l'évolution des plages.

Dans la présente étude, les prélèvements des échantillons de sédiments de surface ont été prélevés lors des différentes missions effectuées sur le terrain. Au total 36 échantillons de sédiments superficiels a été collecté dans les différents systèmes morphologiques, comme indiqué sur la **Fig V.2**.

Les résultats des paramètres morphodynamiques des plages sableuses de la côte de Zemmouri sont consignés dans **le Tab V.3**, **Fig V.3** et **Fig V.4**.

D'après ces résultats, la valeur du paramètre morphodynamique adimensionnel Ω fait ressortir un comportement plus ou moins intermédiaire le long de la côte de Zemmouri. La valeur de l'indice Ω diminue en allant de l'Est vers l'Ouest (**Fig V.3)**. L'indice de Ω a enregistré une valeur inférieure à 01 au niveau de la plage de Carrière et plage de Djinet familiale, par contre, il a marqué une valeur plus haute dans la plage Boudouaou El Bahri **(Fig V.4).**

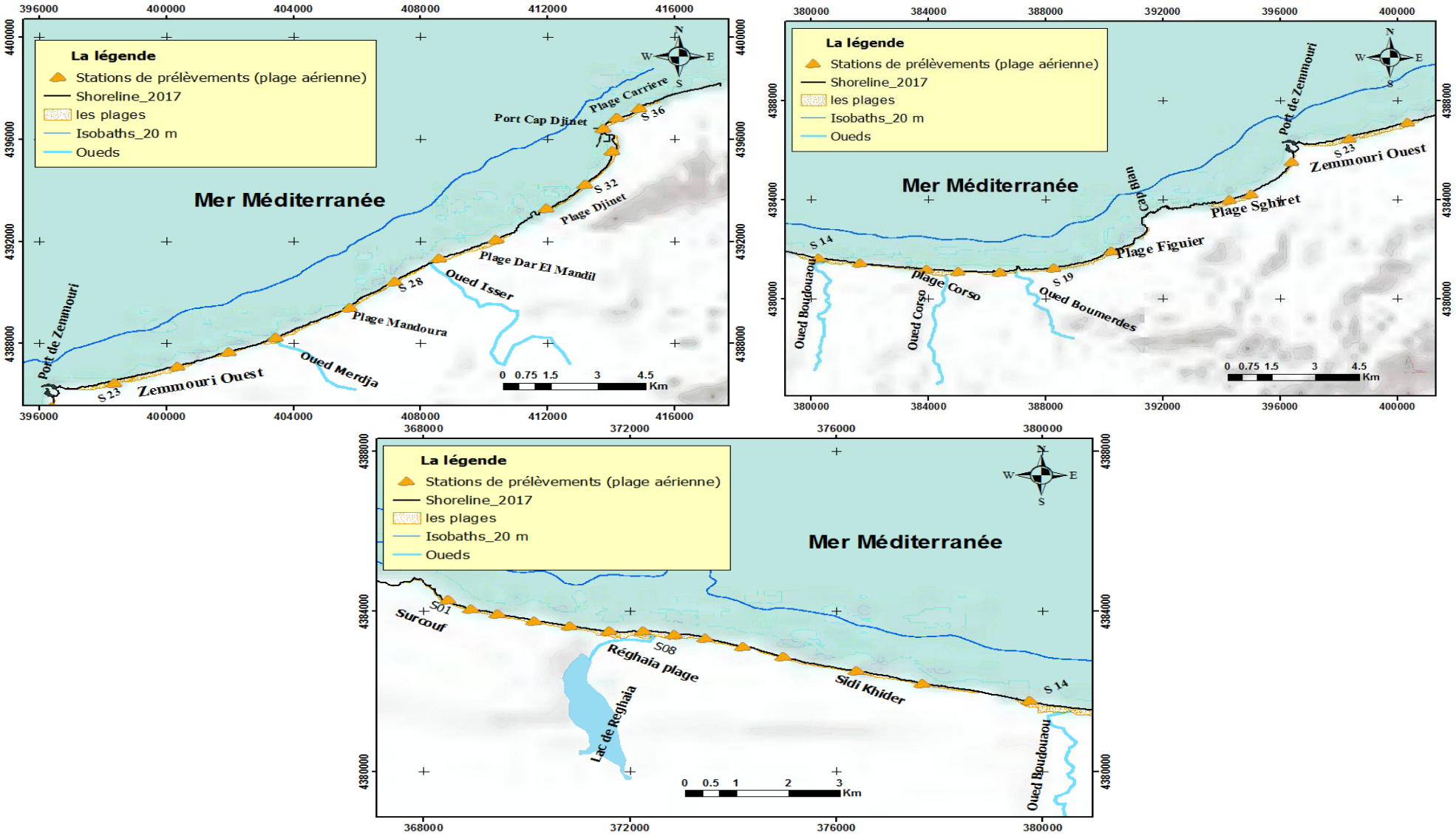


Figure V. 2 : Localisation des échantillons prélevés le long la côte de Zemmouri (plage aérienne).

Tableau V. 3: Régionalisation des plages sableuses de la côte de Zemmouri en termes de la morphotype de la plage.

N° de la station	Nom de la plage	Paramètre adimensionnel (Ω)	Morphotype
1	Surcouf	0.32	Réflective
2	Décaplage	0.81	Réflective
3		1.03	Intermédiaire
4	El Kaddous	1.01	Intermédiaire
5		0.66	Réflective
6		1.66	Intermédiaire
7		1.13	Intermédiaire
8	Réghaia	2.65	Intermédiaire
9		0.91	Réflective
10		1.56	Intermédiaire
11		1.42	Intermédiaire
12	Sidi Khider	2.21	Intermédiaire
13		2.21	Intermédiaire
14	Boudouaou El Bahri Ouest	10.17	Dissipative
15	Boudouaou El Bahri	10.17	Dissipative
16	Corso	2.41	Intermédiaire
17		2.74	Intermédiaire
18	Boumerdes	2.21	Intermédiaire
19		1.85	Intermédiaire
20	Figuier	2.03	Intermédiaire
21	Sghiret	1.84	Intermédiaire
22	Sable d'Or	2.99	Intermédiaire
23	Zemmouri	2.81	Intermédiaire
24		1.73	Intermédiaire
25		1.13	Intermédiaire
26	Mandoura	2.21	Intermédiaire
27		2.21	Intermédiaire
28		3.76	Intermédiaire
29	Dar El Mandil	1.16	Intermédiaire
30		1.03	Intermédiaire
31	Djinet	1.24	Intermédiaire
32		0.91	Réflective
33		0.91	Réflective
34	Carrière	0.45	Réflective
35		0.48	Réflective
36		0.73	Réflective

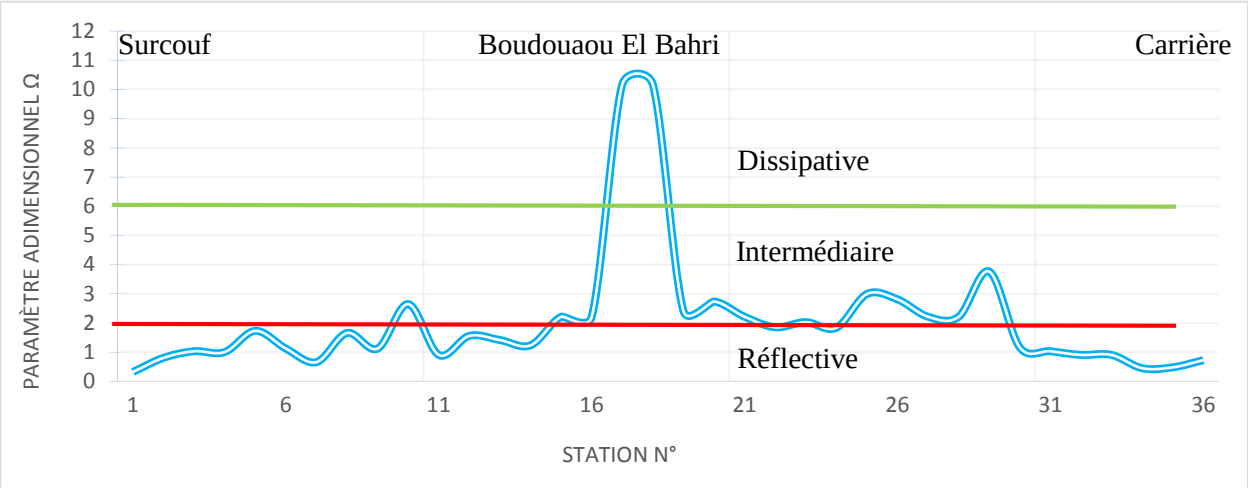


Figure V. 3 : Tendance des valeurs calculées du paramètre morphodynamique adimensionnel pour les plages de la baie de Zemmouri.

V.1.3. Relation entre le paramètre Ω et les types de barres :

La relation entre le paramètre morphométrique Ω et le système de barres d'avant-côte a été étudié par **(Masselink et al. 2005)**.dans notre cas, Nous avons analysé la répartition du type de barres sableuses obtenues selon leur classification (**Tab V.4).**

Tableau V. 4 : Discrétisation des valeurs de Ω et morphologie associée.

Ω Intervalles selon Masselink et Hughes (2005)	Morphologie	Abréviation de ce type de barres
> 6	Dissipative	**D**
4,7 à 6	Longshore bar & trought	**LBT**
3,5 à 4,7	Rythmic Bar &Beach	**RBB**
2,2 à 3,5	Transverse Bar & Rip	**TBR**
1 à 2,2	Low Ride Terrace	**LRT**
< 1	Reflective	**R**

Sur les dix-neuf sites sableux dans la baie de Zemmouri **(Tab V.5)**, l'analyse des barres montre que les barres de type *Longshore Bar and Trough* **LBT,** les barres du type **Dissipatif** sont les plus dominants le long de la zone d'étude ; soit 52.62% d'occurrence pour 10 sites. Alors que les barres de type Low Ride Terrace, Rythmic Bar &Beach ; Transverse Bar & Rip sont moins importantes.

.

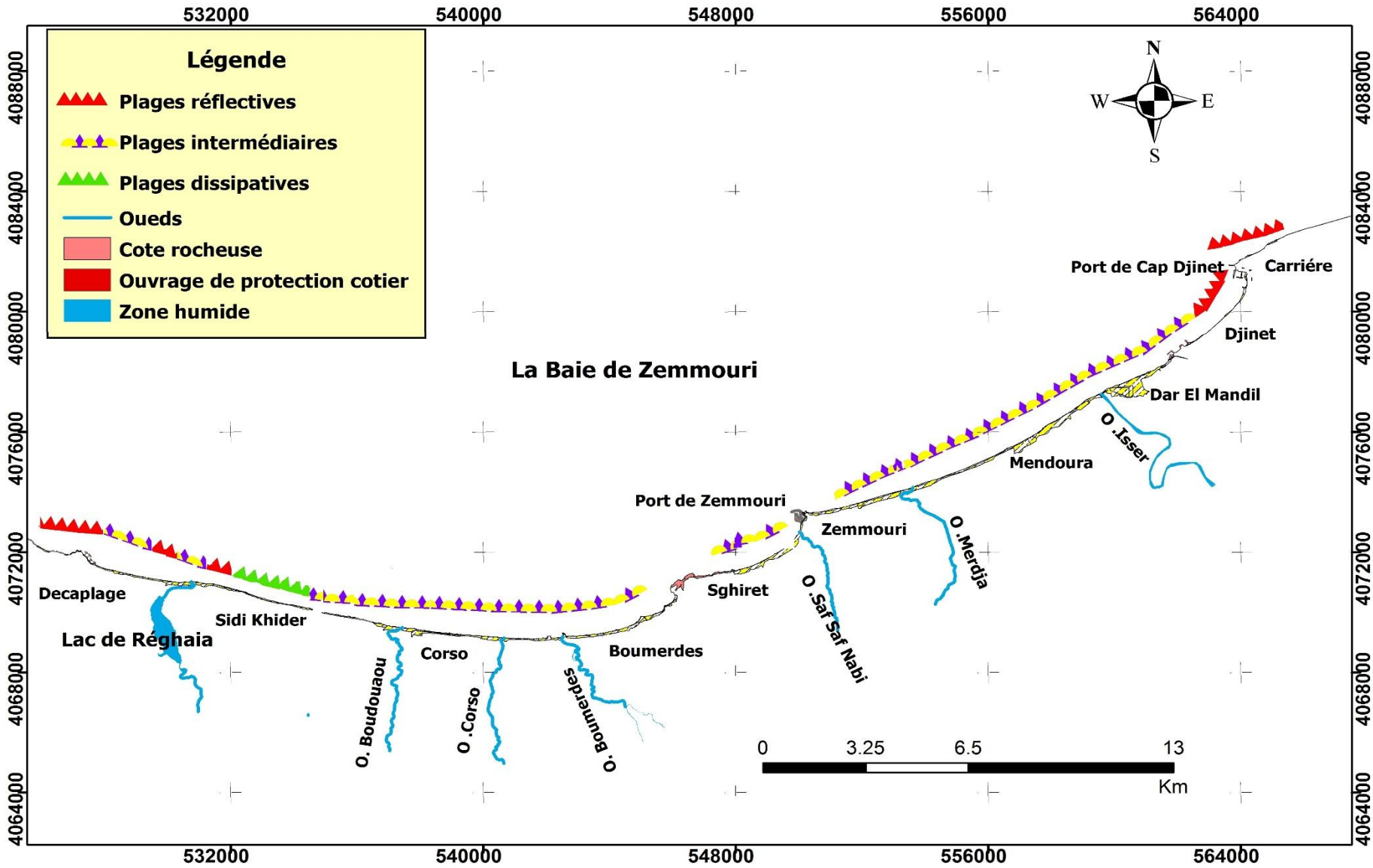


Figure V. 4: Classification morphodynamique des plages sableuses de la baie de Zemmouri+.

Tableau V. 5 : la valeur calculée de Ω et le type de barre observé.

Nom de la plage	Paramètre adimensionnel Ω	Morphologie
surcouf	0.67	R
Décaplage	1.91	LRT
El Kadous	2.53	TBR
Reghaia	3.23	TBR
Sidi Khider	5.18	LBT
Boudouaou El Bahri Ouest	4.15	RBB
Boudouaou El Bahri	9.88	D
Corso	5.35	LBT
Boumerdes	4.23	RBB
Sghiret	5.78	LBT
sable d'Or	7.03	D
Zemmouri Ouest	6.9	D
Zemmouri Sahel	7.6	D
Zemmouri Est	5.23	LBT
EL Keb Kab	4.8	LBT
Mandoura	4.4	RBB
Dar El Mandil	1.63	LRT
Djinet Familiale	6.57	D
Carriére	0.8	R

V.2. Bilan sédimentaire : détermination des capacités de transport sédimentaire

V.2.1. Estimation du transport sédimentaire longshore

Dans la zone côtière, des quantités importantes de sable sont transportées par l'action des courants et de la houle. Lorsque les vagues arrivent à la côte, et se déferlent sur la plage, elles provoquent des courants côtiers qui agissent avec les vagues incidentes pour transporter les sédiments **(Masselink and Puleo 2006)**. Lorsque les crêtes de ces ondes créent un angle marqué avec la côte, elles provoquent d'un courant côtier parallèle à la côte.

Les variations longitudinales (augmentation ou diminution) de la vitesse de transport des sédiments (gradients dans la dérive littorale) résultent à la fois des zones d'érosion si le taux de transport est plus élevé et des zones d'accrétion si le taux de transport est moins élevé.

Le calcul du taux de transport de sédiments longitudinaux (LSTR) est un élément fondamental dans le domaine de génie côtier et la gestion du littoral. De nombreux formules et modèles de calcul du transport sédimentaire ont été proposés par différents auteurs : **(Bijker 1971; Dibajnia and Watanabe 1997; Engelund and Hansen 1967; Komar 1998).**

V.2.2. Les formules d'estimation (LSTR)

Le calcul du transport sédimentaire longitudinal dans notre étude est basé sur l'utilisation de quatre formules bien reconnues : **(CERC 1984; Kamphuis 1991; Kamphuis 2013; van Rijn 2014)**. Cette analyse est basée sur les données relatives aux courants, aux vagues, la bathymétrie et la sédimentologie.

V.2.2.1 La formule du CERC (1984)

La formule du CERC (1984) est l'une des formules les plus couramment utilisées pour estimer le transport de sédiments longitudinaux **(Thieler and Danforth 1994).** C'est une équation empirique, c'est celle du Centre de Recherche en Génie côtier (CERC) **(Center 1984)**. Elle repose essentiellement sur les conditions énergétiques de la houle pour une côte rectiligne avec des pentes régulières. Cette méthode ne prend pas en considération, la taille du grain, la morphologie de la côte (barres et pente) et la vitesse des courants du fond **(Deigaard et al. 1986).** Elle est applicable uniquement aux conditions sableuses. Selon la formule du CERC, le LSTR est donné par :

$$Q = \frac{KA\rho g {H_b}^2 T \sin(2\alpha_b)}{64\pi} \qquad \textbf{(éq V.2)}$$

Où :
Q= LST= (m3/an), K constant égale 0.39

$$A = \frac{1}{(\rho_s - \rho) g (1-\rho)} \qquad \textbf{(éq V.3)}$$

ρ_s = densité des sédiments (2650 kg/m3), ρ = densité de l'eau (1030 kg/m3), g = accélération en raison de la gravité (9,81 m/s2) et p = facteur de porosité (0,4).

V.2.2.2 La formule de Kamphuis (1991)

Kamphuis (1991) a développé une formule empirique, elle comprend la pente de la plage, la période des vagues et la granulométrie des sédiments. La formule de Kamphuis est donnée (valable pour les vagues régulières) :

$$\frac{I_m}{\frac{\rho H^3}{T}} = K^* \left(\frac{H}{L_{0*}}\right)^p m_b^q \left(\frac{H}{D_{50}}\right)^r sin^s(2\alpha_b) \qquad \textbf{(éq V.4)}$$

où I_m est la masse submergée de sédiments transportés le long du littoral. Exprimée en kg/s. Im est lié au débit volumétrique (Q en m3/s) via :

$$Q_l = \frac{I_m}{(\rho_s - \rho)(1-p)} \qquad \textbf{(éq V.5)}$$

T la période de la vague, H représente la hauteur de la vague, d la profondeur de l'eau, ρ la densité du fluide, m la pente de la plage, p, q, r et s sont des exposants (déterminés empiriquement) et k∗, un coefficient d'étalonnage, Lo_* est la longueur d'onde des eaux profondes (pour les ondes régulières). La granulométrie adoptée était D50 et la pente de la plage considérée dans la zone de surf : $m_b=d_b/\lambda_b$ où λ_b est la distance du rivage jusqu'au point de déferlement.

Pour les vagues irrégulières. Les paramètres significatifs de la vague ont été pris en compte au point de déferlement de la vague. Kamphuis (1991) présente la formule :

$$\frac{I_m}{\left(\frac{\rho H_{sb}^3}{T_p}\right)} = 1.3 * 10^{-3} \left(\frac{H_{sb}}{L_0}\right)^{-1.25} m_b^{0.75} \left(\frac{H_{sb}}{D_{50}}\right)^{0.25} sin^{0.6}(2\alpha_b) \quad \textbf{(éq V.6)}$$

Où H_{sb} est la hauteur de vague significative au point de déferlement, Tp est le pic de la période et $L_0 = g\,T_p^2/2\pi$, c'est-à-dire la longueur d'onde en eau profonde correspondant au pic de la période. Cette formule peut être rédigée de façon très simple $K = K^* \rho (g/2\pi)^{1.25} = 2.27$

$$I_m = 2.27 H_{sb}^2 T_P^{1.5} m_P^{0.75} D_{50}^{-0.25} sin^{0.6}(2\alpha_b) \quad \textbf{(éq V.7)}$$

V.2.2.3 La formule modifiée de Kamphuis (2013)

La formule de Kamphuis (2013) est applicable aux plages de sable, mais elle n'est plus valable pour les plages de gravier et de galets. D'après les travaux de Schoonees et Theron (1993, 1996), les formules de Kamphuis donnent un bon rapport entre les taux de transport calculés et mesurés. Récemment **(Milhomens and de Paiva 2013)** a révisé la formule de Kamphuis.

$$Q_{t,mass} = 0.15\,\rho_s/\rho_s - p\,T_p^{0.89} \tan m_p^{0.86} d_{50}^{-0.69} sin^{0.5}(2\alpha_{br}) \quad \textbf{(éq V.8)}$$

V.2.2.4 La formule de Van Rijn (2014)

La formule proposée par Van Rijn en 2014 implique dans une côte droite et uniforme, avec des contours de profondeur parallèle à la côte et qui prend en compte un certain nombre des conditions aux limites, pour obtenir le flux solide transporté par l'action combinée de la houle et du courant. Van Rijn (2014) présente la formule :

$$Q_{t,mass} = 0.0006 K_{swell} \rho_s \left(\tan m_p\right)^{0.4} (D_{50})^{-0.6} \left(H_{s,br}\right)^{2.6} V_{wave}$$

$$\mathrm{V_{wave}} = 0.3\left(gH_{s,br}\right)^{0.5} sin(2\alpha_{br})$$

$$\mathrm{K_{swell}} = 1.5(P_{swell}/100) + 1(1 - P_{swell}/100) = 0.015 P_{swell} + (1 - 0.01 P_{swell}) \quad \textbf{(éq V.9)}$$

Avec :

V_{wave} = d'après les travaux de Bagnold (1963) et Komar (1979), c'est la vitesse du courant côtier induit par les vagues (m/s) moyennées sur la section transversale de la zone de déferlement.

P_{swell} = pourcentage des hauteurs de houle de basse période par rapport à l'enregistrement total de la hauteur des vagues (environ 10 à 20 % pour les côtes maritimes et 20 à 30 % pour les côtes océaniques). Certaines valeurs sont : K_{swell} = 1,05 pour P_{swell}= 10% ; K_{swell} = 1,1 pour P_{swell}= 20% et K_{swell} = 1,5 pour P_{swell}= 100%. Si la houle est absente (ou inconnue), alors K_{swell} = 1.

V.2.3. Récapitulatif des données acquises

L'estimation du transport longitudinal est en fonction des données de la houle utilisées (hauteurs, angle d'incidence des houles, périodes, coefficients de réfraction). Les données ont été obtenues à partir de la base des données de l'Infoplaza Marin Weather (2017), disponible sur internet www.waveclimate.com. Ces climats de houles sont analysés et traités pour définir les hauteurs significatives des houles pour chaque direction et le nombre d'observations par jours (**Tab V.6).**

Tableau V. 6 : Hauteurs significatives (Hsig) et directions (Dire) des houles utilisées en fonction des nombres d'apparition en jour.

Hs/dir	N	NNE	NE	ENE	E	W	WNW	NW	NNW	Nbr des jours
0-0.5	0.10	0.30	0.30	1.20	0.50	1.30	2.80	1.40	1.80	9.70
0.5-1	8.00	7.00	18.00	4.00	0.78	5.18	4.80	2.30	2.80	52.86
1-1.5	18.07	20.00	43.00	8.00	0.80	19.00	10.00	4.70	6.00	129.57
1.5- 2	16.44	14.00	20.00	2.44	0.09	19.00	7.00	3.00	5.00	86.97
2 -2.5	10.02	4.70	5.37	0.33	0.00	13.00	4.00	1.80	2.86	42.09
2.5- 3	5.59	1.49	1.14	0.03	0.00	7.00	2.00	1.37	2.00	20.62
3- 3.5	3.73	0.29	0.26	0.00	0.00	4.10	1.22	0.90	1.20	11.71
3.5 - 4	1.81	0.12	0.08	0.00	0.00	2.24	0.60	0.43	0.60	5.88
4 - 4.5	1.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.98	0.40	0.23	0.30	3.00
4.5 - 5	0.51	0.01	0.00	0.00	0.00	0.54	0.20	0.17	0.20	1.63
5 - 5.5	0.26	0.01	0.00	0.00	0.00	0.17	0.07	0.04	0.10	0.65
5.5 - 6	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.03	0.19
6 - 6.5	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.12
6.5 -7	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	365 jours

L'analyse statistique des données des houles, nous a permis encours de définir les hauteurs significatives (Hsig) en fonction de la période **(Tab V.7)**.

L'estimation potentielle du transport sédimentaire longitudinal a été calculée par un modèle appelé **LITTORAL**, développé par **Van Rijn (2014)** https://www.leovanrijn sediment.com/page4.html, Un model composé de quatre formules empiriques pour estimer la dérive littorale CERC (1984), Kamphuis (1991), la Kamphuis modifiée (2013) Van Rijn (2014).

Tableau V. 7 : Hauteurs significatives (Hsig) en fonction de la période.

Hs (m)	Tp moyenne (s)
0-0.5	5.66
0.5-1	6.04
1-1.5	6.36
1.5- 2	6.53
2 -2.5	6.63
2.5- 3	6.69
3- 3.5	6.72
3.5 - 4	6.74
4 - 4.5	6.765
4.5 - 5	6.766
5 - 5.5	6.767
5.5 - 6	6.768
6 - 6.5	6.769
6.5 -7	6.770

Le linéaire côtier de la baie de Zemmouri a été découpé en 71 points de calcul (**Fig V.5)** , pour le transport longitudinal avec un espacement de 500 à 1000 m. Sur chaque point, l'angle entre la ligne de rivage et le nord géographique a été pris en compte (**Fig V.6)**. Ainsi, on a défini l'angle incident entre la direction de la houle et le nord géographique (angle directionnel).

Sur chaque point de calcul, on a calculé le transport sédimentaire potentiel pour chaque classe de hauteur des vagues (14 classes) et pour les neuf directions des houles (N, NNE, NE, ENE, E, W, WNW, NW et NNW). La dernière étape consiste à déterminer le transit sédimentaire annuel potentiel des 9 directions et pour les quatre formules empiriques. Cela est applicable pour chaque point de calcul (71 points).

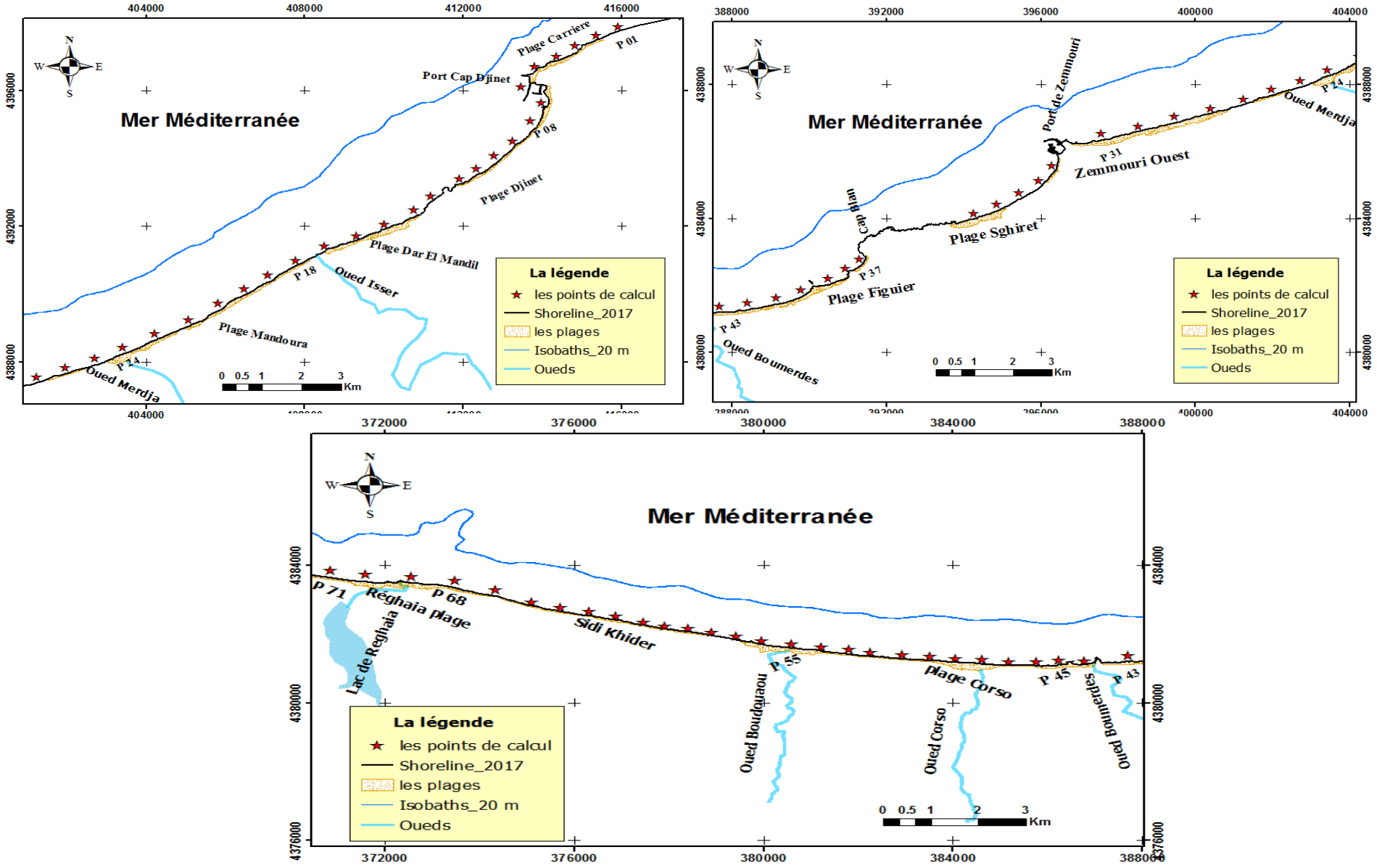


Figure V. 5 : Points de calcul du transport sédimentaire longitudinal.

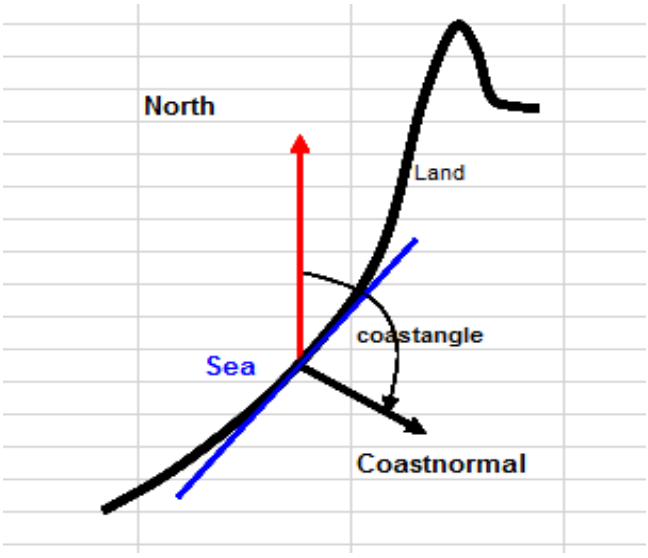


Figure V. 6 : L'angle entre la ligne de rivage et le Nord géographique.

V.2.4. Résultat de calcul du transit littoral

Le transit sédimentaire annuel est défini en m^3/an. Le transit sédimentaire de l'Ouest vers l'Est est précédé d'un signe positif et celle de l'Est vers l'Ouest d'un signe négatif (**Tab V.8)**.

Le transport sédimentaire total brut, calculé dans la baie de Zemmouri à travers la zone de surf, montre une intensité moyenne de 260293.43 m^3/an pour les quatre formules (Max : 1871071.46 $m^3.an^{-1}$, Min : 397.30 $m3\ an^{-1}$) (**Fig V.7)**. 65% de ces points ont enregistré des valeurs supérieures à 50000 $m^3.an^{-1}$ **(Fig V.8)**. Les valeurs les plus importantes sont localisées dans les profils 51, 52, 62 et 64 et entre les profils 70 et 71 avec une intensité moyenne de 721403.05 $m^3\ an^{-1}$.

Le CERC présente un taux de six fois supérieur à celui de l'équation de Kamphuis modifiée (2013) et trois fois à celle de Van Rijn (2014).

Les meilleurs résultats sont obtenus par la formule empirique de KAMPHUIS 2013, ce dernier a modifié les autres formules CERC 1984 et KAMPHUIS 1991 en ajoutant de nouveaux paramètres clés tels que : D_{50}, la pente de la plage.

Tableau V. 8 *:* Volume du transport sédimentaire lié à la dérive littorale obtenu en m3/an *10

N de point	KAMPHUIS 1991	KAMPHUIS 2013	CERC	VAN RIJN 2014	N de point	KAMPH UIS 1991	KAMPH UIS 2013	CERC	VAN RIJN 2014
1	0.334	0.063	1.076	-0.645	**36**	1.108	1.243	4.403	1.536
2	0.284	0.052	1.076	-0.592	**37**	1.058	1.180	4.403	1.499
3	1.209	1.117	4.232	1.389	**38**	0.214	-0.166	1.901	-0.580
4	0.832	0.722	3.301	0.707	**39**	0.488	0.306	2.060	0.020
5	0.795	0.685	3.301	0.690	**40**	1.097	1.180	4.030	-5.299
6	1.108	0.722	1.076	4.147	**41**	0.719	0.621	2.868	0.515
7	0.241	0.722	1.076	0.305	**42**	-0.104	-0.793	-0.825	-2.679
8	0.174	-0.12	3.656	0.197	**43**	0.005	-0.753	-0.137	-2.386
9	0.105	-0.155	2.753	-0.164	**44**	-0.917	-1.529	-6.915	-6.345
10	0.345	0.203	2.225	0.085	**45**	1.264	1.259	3.588	0.280
11	0.409	0.247	2.225	0.093	**46**	1.181	0.911	3.273	-0.331
12	0.485	0.360	2.225	0.125	**47**	-0.370	-0.993	-2.886	-3.757
13	0.816	0.860	4.146	1.371	**48**	0.883	0.378	2.597	-0.761
14	0.156	-0.248	3.325	0.140	**49**	-0.618	-1.342	-4.248	-4.900
15	0.312	0.157	1.733	-0.169	**50**	-0.705	-1.410	-4.923	-5.299
16	0.894	0.955	4.335	1.455	**51**	-1.575	-2.188	-10.698	-9.137
17	1.266	1.462	4.359	1.443	**52**	-1.185	-1.765	-8.843	-7.591
18	0.470	0.251	1.733	-0.210	**53**	0.946	0.409	2.597	-0.789
19	0.965	1.003	3.163	0.859	**54**	-2.639	-3.166	-15.873	-11.825
20	0.889	0.932	3.301	0.901	**55**	-1.186	-1.847	-8.208	-7.491
21	0.259	-0.004	1.454	-0.695	**56**	-1.624	-2.266	-10.698	-9.287
22	1.011	1.177	4.030	1.382	**57**	-0.803	-1.638	-4.923	-5.682
23	0.899	0.992	3.669	1.107	**58**	-1.437	-2.037	-10.087	-8.618
24	1.040	1.165	4.191	1.017	**59**	-1.102	-1.786	-7.565	-7.103
25	1.078	1.210	4.402	1.461	**60**	-1.263	-1.823	-9.469	-7.953
26	1.096	1.237	4.387	1.411	**61**	-2.639	-3.166	-15.873	-11.825
27	1.200	1.325	3.747	0.499	**62**	-3.567	-4.032	-18.711	-14.274
28	0.930	0.982	3.301	0.924	**63**	-1.331	-2.499	-6.257	-7.632
29	1.138	1.281	3.555	1.186	**64**	-3.140	-3.864	-15.873	-12.973
30	-0.834	-1.719	-5.593	-6.510	**65**	0.976	0.424	2.597	-0.803
31	-0.893	-1.859	-5.593	-6.751	**66**	-0.926	-1.771	-5.593	-6.202
32	0.485	0.360	2.225	0.912	**67**	2.000	2.320	3.870	1.669
33	0.533	0.448	2.553	0.324	**68**	1.913	2.142	4.191	1.269
34	0.805	0.796	3.018	0.697	**69**	1.211	0.543	2.597	-0.901
35	1.147	1.303	4.387	1.445	**70**	-2.460	-3.386	-12.513	-11.487

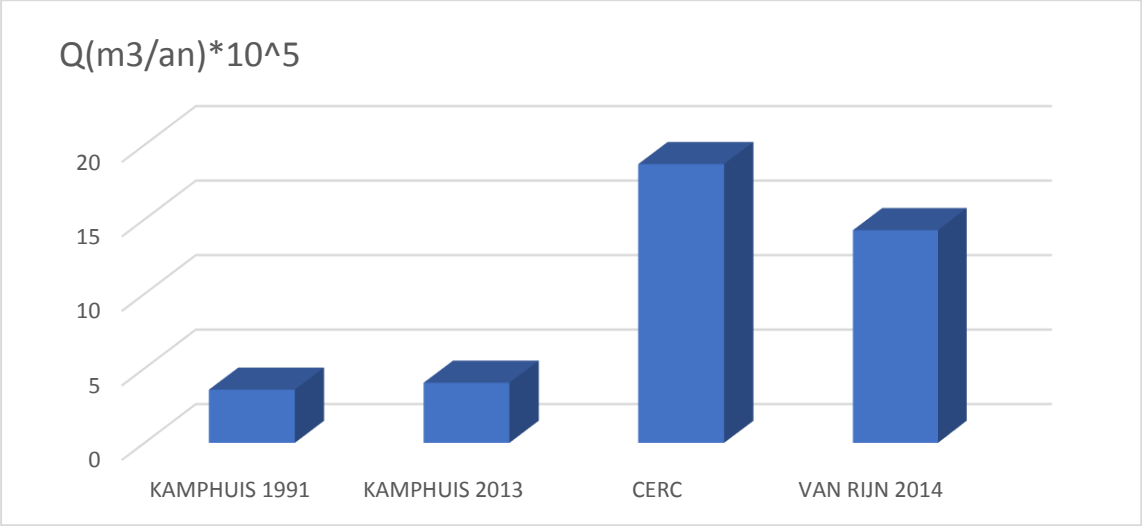


Figure V. 7 : Valeurs maximale de la LSTR calculé.

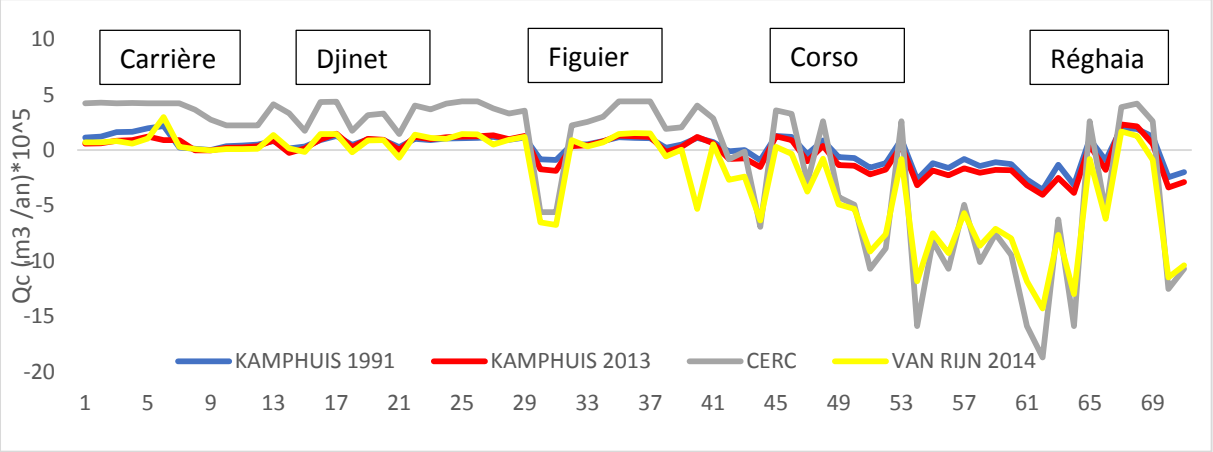


Figure V. 8 : Transport sédimentaire annuel théorique (m3/an).

Le transport sédimentaire résultant dans chaque point indique que deux directions sont dominantes selon l'orientation des plages, l'une de (NE vers SW) dans la partie orientale **(Fig V.9)**, et dans la partie centrale (**Fig V.10),** et l'autre de (Ouest vers l'Est) dans la partie occidentale (**Fig V.11)**.

Deux points de divergences observés, l'une (entre les points 8 et 9) au niveau de la plage de Djinet familiale, où le transport prend une direction de l'Ouest vers l'Est et l'autre point de divergence (entre les points 68 et 69), où le transport prend une direction de l'Est vers l'Ouest au niveau de la plage de Réghaïa, dans la limite de cette partie (Point de divergence), le volume du transport est supérieur à celui du transport résultant (>10000 $m^3.an^{-1}$), ce qui donne un transit bidirectionnel.

Le long de la côte de Zemmouri, la présentation du potentiel de **TSLr** montre cinq cellules sédimentaires lorsqu'on se réfère à la direction du transport longitudinal.

La première cellule s'étend depuis la plage de carrière jusqu'au port de Cap Djinet (P1 à P6), où le transport sédimentaire longitudinal est dirigé de l'Est vers l'Ouest avec une intensité moyenne assez représentative de l'ensemble de la cellule de $1.24*10^5$ $m^3.an^{-1}$, accompagné par une diminution régulière de l'Est en Ouest. La grande intensité de dérive

observée entre P1 et P6 est imputable à la forte inflexion de la côte à ces points-là, endroit qui marque le passage de cellule de l'Oued Sibaou vers celle de l'Oued Isser.

La deuxième cellule s'étend entre port du Cap Djinet et port de Zemmouri (P06 à P31), elle ne connaisse qu'une seule direction du potentiel du TSLr, qui se dirige de l'Est vers l'Ouest avec une intensité moyenne de $1.51*10^5$ $m^3.an^{-1}$. La majorité des points de la cellule aurait donc une dérive littorale orientée vers l'Ouest. Et peuvent être mis en relation avec le courant de dérive E-W qui naisse sous l'action des vagues provenant du NE **(Fig V.9)**.

Mais de façon détaillée, nous observons une petite partie caractérisée par un potentiel du transport sédimentaire très élevée au niveau de l'embouchure d'Oued Isser avec une intensité moyenne d'environ $4.39 *10^5$ $m^3.an^{-1}$.

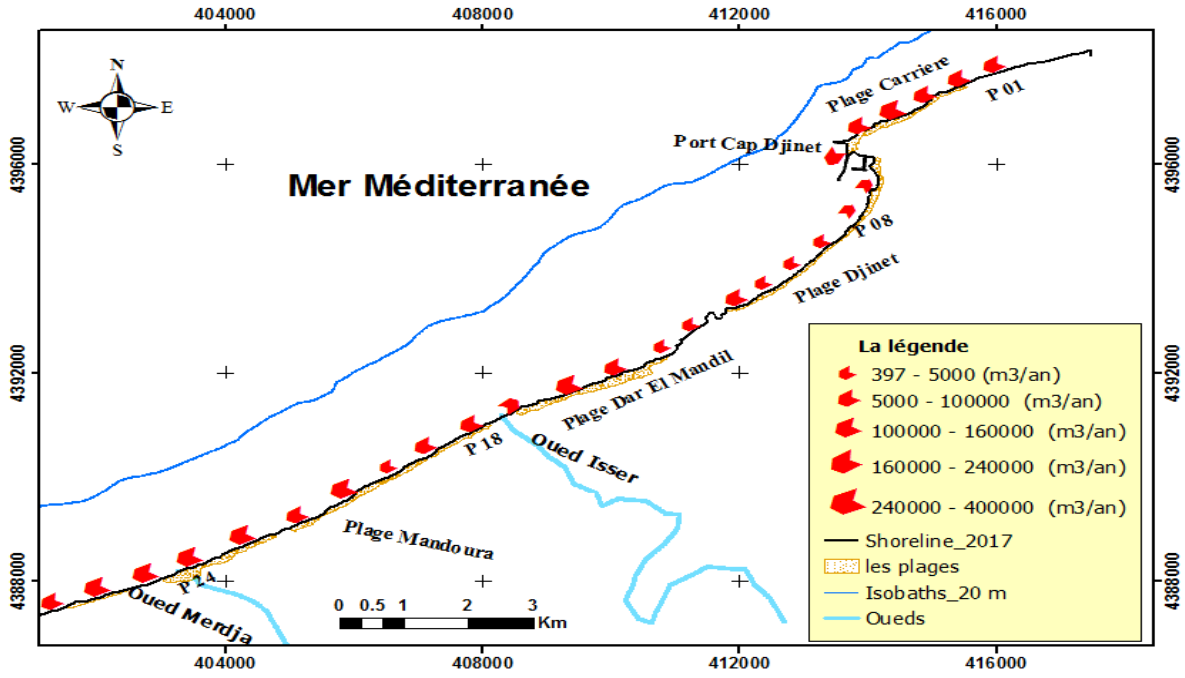


Figure V. 9 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Orientale.

La troisième cellule, qui commence au niveau de la jetée secondaire du port de Zemmouri jusqu'à cap Blanc, connaît une seule direction du potentiel de TSLr de l'Est vers l'Ouest avec une intensité moyenne de $1.69 *10^5$ $m^3.an^{-1}$ **(Fig V.10)**.

La quatrième cellule s'étend depuis la limite du cap Blanc jusqu'à l'Oued Boumerdès, cette portion du littoral connaît deux directions opposées du potentiel de TSLr, qui convergeant dans la partie du figuier, ou le sens de dérive littorale dirigée de l'Est vers l'Ouest le long des points P37 à P39 avec une intensité moyenne de $1.44 *10^5$ $m^3.an^{-1}$, puis la dérive littorale a changé sa direction de l'Ouest vers l'Est le long des points (P40 à P43) avec une intensité moyenne de $1.75*10^5$ $m^3.an^{-1}$. Le sens et l'intensité du transport sédimentaire sont certainement liés par la présence du cap rocheux (rocher noir) fermant la baie à l'Ouest **(Fig V.10)**.

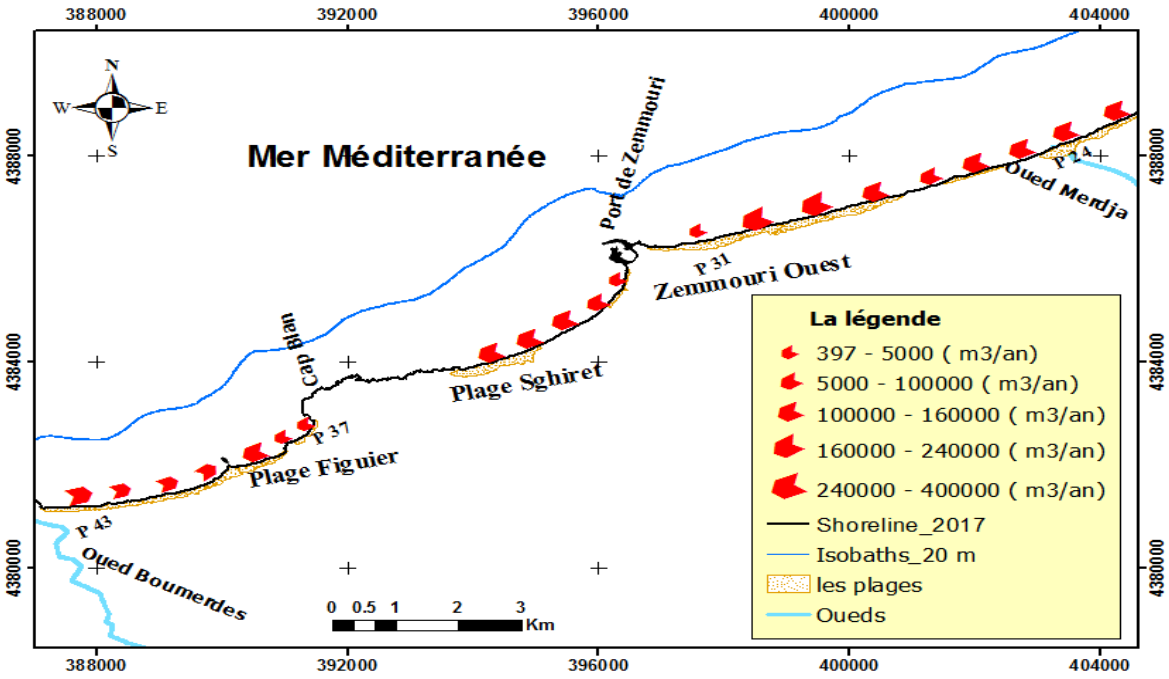


Figure V. 10 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Centrale.

La dernière cellule plus grande spatialement, elle a connu une seule direction du potentiel de TSLr : Ouest vers l'Est, avec une intensité moyenne plus élevée que celui des autres cellules de $4.41*10^5$ $m^3.an^{-1}$ (Max : 15.87 $*10^5$ $m^3.an^{-1}$, Min : 0.37 $*10^5$ $m^3.an^{-1}$). Et peuvent être mis en relation avec le courant de dérive W-E qui naisse sous l'action des vagues provenant du NW **(Fig V.11)**. .

Le long de cette cellule, le potentiel a continué d'augmenter depuis Kaddous Plage jusqu'à la plage de Sidi Khider. Les faibles valeurs du transport sédimentaire se trouvent entre les points (P45 à P47), sont la résultante des différentes composantes opposées de TSLr **(Fig V.11)**.

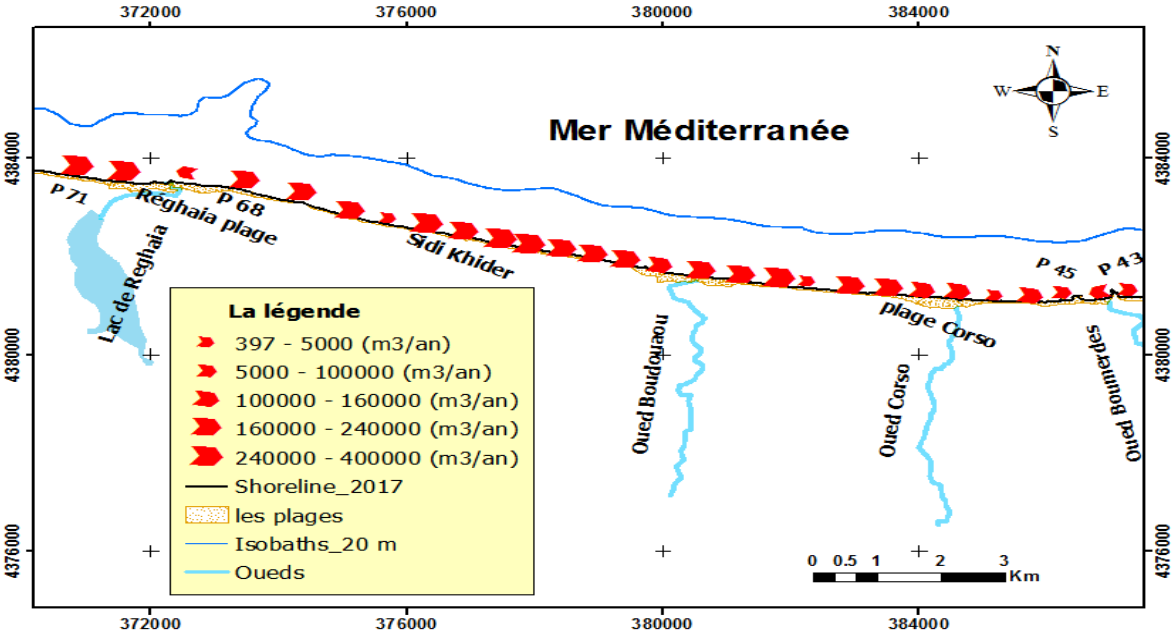


Figure V. 11 : Taux du transport sédimentaire potentiel annuel par la formule KAMPHUIS 2013 dans la partie Occidentale.

Synthèse du transport sédimentaire longitudinal

Par sa localisation géographique et sa morphologie côtière et son orientation, la baie de Zemmouri est plus touché par des houles frontales de direction NW dans la partie occidentale et de direction NE dans la partie Centrale et Orientale, après le déferlement de ces houles près de la côte, elles induisent un transport sédimentaire longitudinal dans le sens opposés à leur secteurs de provenance. Les variations longitudinales du taux de transport sédimentaire (un taux faible ou élevé) montrent l'existence des zones en accrétion lorsque le taux du transport sédimentaire longitudinale ou des zones en érosion lorsque ce dernier augmente.

V.2.1. Le rôle des différents forçages naturels et anthropiques dans les processus du transport sédimentaire longitudinal

Au niveau local, on constate également que les côtes à fortes potentielles de TSLr sont celles qui possèdent des embouchures des Oueds telles que : Sebaou, Isser, Boumerdès, Corso, Boudouaou El Bahri et Réghaïa.

D'une part, l'action de l'homme sur l'environnement joue un rôle actif dans le mouvement du transport sédimentaire; la construction des barrages en amont (barrage du Keddara, barrage de Beni Amrane et barrage de Hamiz) a engendré une diminution des apports terrigènes vers la mer, le phénomène de Littoralisation le long de la côte a également provoqué des dysfonctionnements les processus hydro sédimentaires et ainsi la mise en place des ouvrages portuaires le long du littoral de Zemmouri (port de Zemmouri , port du Cap Djinet).

Ainsi, l'action néfaste des ouvrages de protection notamment (des épis, des brise-lames et le mur de soutènement) sur la côte de Boumerdès **(Fig. V.12),** sur la côte de Djinet et la côte de Boudouaou El Bahri.

D'autre part, l'action des forçages naturels intervenant sur la variation et la direction des flux sédimentaires d'une zone à l'autre. D'une manière générale, il existe une très bonne corrélation entre le sens du transport sédimentaire longitudinal et la direction des houles dominantes, cependant la dérive littorale dans la partie orientale est orientée de l'Est vers l'Ouest et peut être mise en relation avec l'action des houles provenant de la direction NE. Par contre, la partie occidentale est caractérisée par une dérive littorale de l'Ouest vers l'Est sous l'action des houles provenant du NW.

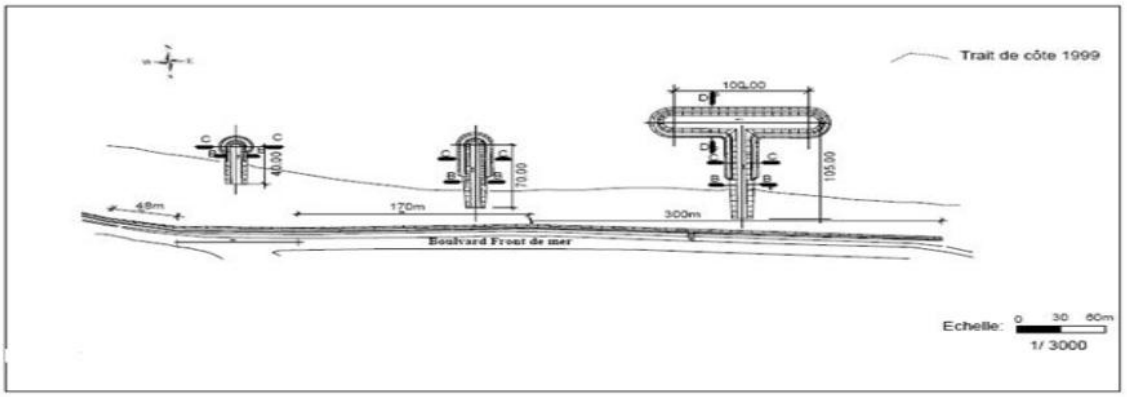


Figure V. 12 : Présentation des ouvrages de protection de la plage Front de mer de Boumerdès.

V.2.2. Mesure de flux sédimentaires et direction de transport observés

Cette partie a pour but d'étudier les mouvements hydro-sédimentaires au niveau du littoral de Boumerdès : la quantification du transport longitudinal par simulation statistique.

Pour mesurer les débits solides en relation avec les forçages hydrodynamiques, nous avons procédé à des mesures in situ par des pièges monodirectionnels associés à des campagnes de mesures de courants.

V.2.2.1 Méthodologie et protocole de piégeage

Afin de savoir si les modèles numériques peuvent mesurer le transport sédimentaire longitudinal, et de choisir la formule la plus adaptée dans notre zone d'étude, plusieurs mesures sur le terrain ont été effectuées sur la plage sous-marine de Boumerdès. Cette étude est basée sur des mesures directes de transport sédimentaire longitudinal à l'aide des pièges à sédiments de sorte que les pièges à sédiments apparurent comme une méthode plus adaptée et plus précise pour mesurer les transports sédimentaires longitudinaux dans la zone de surf. Le type de ce piège utilisé a été proposé par **(Kraus 1987)**.

(1) Mesures sur le terrain

Les pièges à sédiments de type «Kraus" sont composées d'une structure en acier inoxydable, d'une hauteur d'environ 1,4 m. Six ouvertures d'une longueur de 0,14 m et d'une largeur de 0,07 m sont réparties sur la hauteur de la structure. L'espace entre deux ouvertures adjacentes est de 0.13 m où le filet le plus bas était situé à 10 cm au-dessus du fond et le dernier était à 110 cm (**Fig V.13)**. Chaque ouverture est caractérisée par un filet d'une maille de 63 µm.

Les pièges à sédiments ancrées dans le sable jusqu'à une profondeur de 40 cm dans la partie inférieure, ils sont déployés sur une hauteur d'eau d'environ 1 m à 1,20 m. Les pièges à sédiments installés en face au courant dominant pendant 10 min sur des profils transversaux (2 points pour chaque profil).

En parallèle, une mesure des courants a été procéder in situ à l'aide d'un courantomètre type global water Fp101.



Figure V. 13 : Schéma des pièges à sable de type Kraus 1987 (modifié).

(2) Traitement en laboratoire

Chaque échantillon collecté est soumis à un rinçage à l'eau douce sur un tamis d'une maille de 63 µm. Les échantillons sont ensuite séchés, les sédiments ont subi une analyse granulométrique pour définir la taille des grains des sédiments (Norme AFNOR).

V.2.2.2 Calcul des flux sédimentaires à partir des mesures du piège à sédiments

Le taux du transport de sédiments longitudinaux **(LSTR)** total a été déterminé en intégrant les flux de sédiments horizontalement et verticalement. Le flux de sédiments entre deux sacs de sédiments adjacents a été déterminé par l'intégration linéaire **(Wang et al. 1998).**

$$F = \Delta h \sum_{k=1}^{n} F(k) + \sum_{k=1}^{n-1} \Delta a(k) * FE(k) \qquad \textbf{(éq V.10)}$$

F est le flux intégré sur la colonne d'eau (kg s-1 m-1), F(k) est le flux mesuré au niveau de chacun des pièges (kg s-1 m-2), FE(k) est le flux intermédiaire entre deux bagues (kg s-1 m-2).

$$FE(k) = \frac{F(k)+F(k+1)}{2} \qquad \textbf{(éq V.11)}$$

$$F(k) = \frac{S(k)}{\Delta h * \Delta w * \Delta t} \qquad \textbf{(éq V.12)}$$

S(k) représente le poids sec du sédiment collecté au piège (k), (w) représente la largeur du sac, (h) est la hauteur du sac et (t) est la durée d'échantillonnage.

Afin d'estimer le taux intégral du transport de sédiments longitudinaux dans la zone d'étude, nous avons considéré que le flux entre deux trappes adjacentes peut être représenté par le flux moyen entre les deux trappes **(Wang et al. 1998)**.

$$Q_{total} = \sum \frac{F_i + F_{i+1}}{2} A_i \qquad \textbf{(éq V.13)}$$

Où Fi est le flux intégré à la colonne d'eau (kg. s-1.m-1) ; A(i) est la distance entre deux filets consécutifs (m) i et i+1.

V.2.2.3 Les résultats des Mesures sur le terrain

Les résultats obtenus lors des mesures in situ du **LSTR** pour évaluer les formules empiriques prédictives ont été résumés en deux parties ; premier résultat, *les conditions hydrodynamiques*, dans lesquelles les mesures de la hauteur des vagues ont été effectuées visuellement en utilisant une barre graduée. Les mesures ont révélé que la hauteur variait de 0,2 à 0,8 m avec une faible énergie de vague à modérer. Le courant a été mesuré par un instrument hydrographique du type global water Fp101. Dans la partie orientale (entre le rocher noir à l'Est et le brise-lame en "T" à l'Ouest), la vitesse moyenne est égale à 0,48 m/s, et dans la partie occidentale (à l'Ouest de l'épi 1), elle est égale à 0,68 m/s. Le deuxième résultat, *le transport des sédiments*, dans lequel les profils établis ont été permit de prélever

42 échantillons de sédiments et d'obtenir 8 flux intégrés. Le flux de transport des sédiments longitudinal à travers la zone de surf est compris entre 5.10-2 et 1.16 10-1 kg/m/s, bien que la distribution verticale du taux de transport des sédiments présente une diminution du flux du fond vers les couches de surface. Le taux de sédiments correspondant au piège à sédiments placé à 0,10 m au-dessus du fond est varié de 0,012 à 0,04 kg/s/m, ce qui correspond respectivement à 34 % et 60 % du taux vertical total. Ces valeurs couvrent les mêmes intervalles que celles obtenues par (**Cartier, 2011)** dans ses études et qui sont différentes par rapport aux résultats obtenus par **(Komar, 1978).** Cela s'explique que les échantillons ont été plus souvent prélevés dans des conditions modérées avec un courant relativement élevé. Le taux vertical total mesuré de sable varie de 121 à 650 kg/jour.

La variation du taux de transport et aussi de l'intensité du courant mesuré dans les deux côtés de la zone d'étude a montré que la roche affleurant, le rocher noir, créait une zone abritée, qui provoque la diffraction de la houle et qui diminue encore son énergie en plus par la réfraction. Elle perturbe également le régime du courant par une diminution de son intensité, donc la quantité de sédiments en suspension est moins importante. La partie Ouest du site est plus exposée à l'énergie des vagues ; le courant moyen mesuré est d'environ 0,63 m/s.

Les taux du transport sédimentaire calculés à partir des quatre formules empiriques (**Fig. V.14)** présentent une grande variation entre eux. Le CERC présente un taux six fois supérieur à celui de l'équation de **(Kamphuis 2013)** et trois fois à celle de **(van Rijn 2014).** Pour l'estimation annuelle (**Fig. V.14)**, le CERC a estimé le transport sédimentaire brut à environ 2.10^6 m3/an, ce qui peut sembler surestimé. Une estimation basée **(van Rijn 2014)** sur donne un transport sédimentaire brut d'environ 1.10^6m3/an ; les formules de **(Kamphuis 1991)** et **(Kamphuis 2013)** donnent respectivement 3,6 $\times 10^5$m3/an et 3,28 $\times$ 10^5 m3/an.

L'étude hydrodynamique a montré que les houles des Secteurs NW, NNE et NNW sont responsables pour générer un taux de LSTR plus élevé (**Fig. V.14)**, et elles ont une obliquité favorable pour générer le courant de dérive.

Les taux calculés par les quatre formules présentent des valeurs très élevés par rapport aux taux mesurées in situ par piège à sédiments, cependant, les quatre formules choisis surestiment les taux du transport sédimentaire longitudinal. Le rapport entre le taux mesuré Qm et le taux calculé Qc est : 1,62 pour la formule de CERC, et 1.1 pour la formule de **(van Rijn 2014)** , et 0.73 pour la formule de **(Kamphuis 1991),** et 0.55 pour la formule de **(Kamphuis 2013).**

Le du rapport entre Qm et Qc indique que la formule de **(Kamphuis 2013)** présente la valeur la plus faible (RMS = 0.55), ce qui peux signifier que cette formule est la mieux appliquée dans notre Zone d'étude.

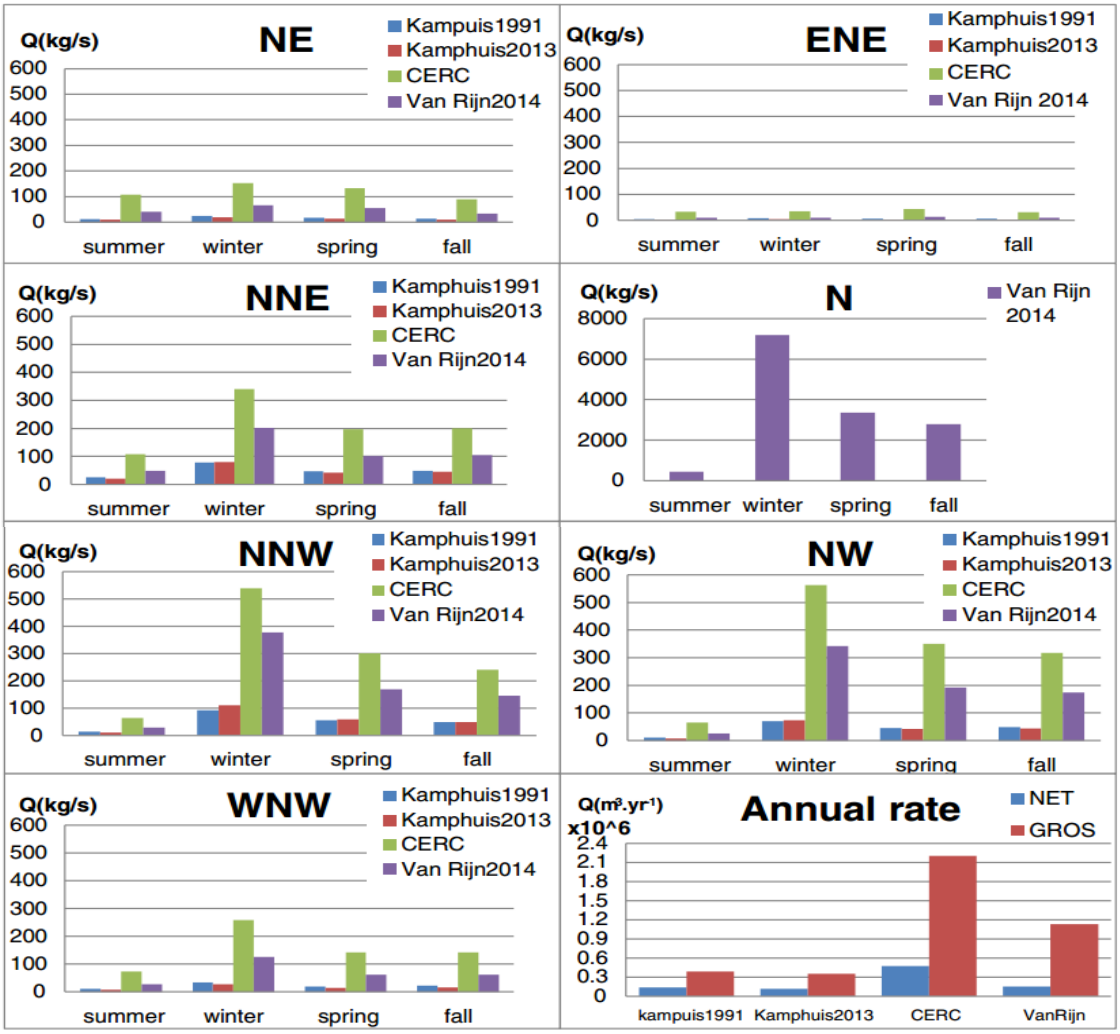


Figure V. 14 : Évaluation du transport de sédiments longitudinaux en fonction des saisons **(Plage de Boumerdes, Juin 2018).**

V.2.3. Conclusion

Au terme de ce chapitre, les différentes méthodes de calcul utilisées ont permis d'obtenir une description quantitative des mouvements sédimentaires le long de la côte de Zemmouri.

La formule de Kamphuis 2013 est basée sur des paramètres plus essentiels dans le transport du sédiment longitudinal (la taille du grain, caractéristiques de la houle, la pente de la plage). Toutefois, la quantification du transit sédimentaire, par cette formule donne des résultats, est très rapprochée à la réalité.

Le sens de la direction de dérive littorale dépend de la direction des houles dominantes par rapport au rivage, ce qui détermine à la fois la direction du courant côtier.

Pour mieux connaître et définir avec précision la distribution des sédiments dans les zones côtières, il est impératif de continuer les recherches par des mesures les flux sédimentaires sur le terrain (pièges à sédiments, profils de plage).

Chapitre 6
Evolution spatio-temporelle du trait de côte du littoral de la baie de Zemmouri

VI. Evolution spatio-temporelle du trait de côte du littoral de la baie de Zemmouri

VI.1. Introduction

Au cours des dernières années, les zones côtières sont devenues les plus vulnérables aux problèmes de variation de trait de côte. **(Pilkey and Hume 2001)**.Ce phénomène a été traité par plusieurs chercheurs **((Lawrence 1994) ;(Jana et al. 2014) ;(Moussaid et al. 2015) ;(Cowell and Kinsela 2018; Joevivek et al. 2018)).** Contrairement dans les côtes algériennes, il y a quelques études similaires **((Ayadi et al. 2015) ;(Kermani et al. 2016)).**

La côte de la baie de Zemmouri comme les autres côtes est caractérisée par une forte agglomération, une forte densité d'infrastructure et un grand changement de positionnement de la ligne de rivage au cours du dernier siècle, ces grands changements sont visibles sur les littoraux sableux (plage de Corso, Boumerdès et Kaddous).

L'objectif principal de ce chapitre s'articule, d'une part sur la théorie d'érosion côtière, et d'autre part sur l'analyse de l'évolution du trait de côte.

Dans ce chapitre, l'objectif spécifique est d'établir une analyse de l'évolution de l'érosion de la côte meuble de la baie de Zemmouri après 1980 en se basant sur une étude diachronique, ensuite pour avoir une information complémentaire sur le déplacement des sédiments, et les dynamiques morphologiques côtières.

Grâce aux nouvelles technologies, il est facile de générer la position du trait de côte exacte. Cependant, dans notre étude, le système d'information géographique et le DSAS (Digital Shoreline Analysis System) sont les meilleurs outils qui nous permettent de comprendre le comportement spatio-temporel de cette côte.

VI.2. Définition de trait de côte

Dans la documentation sur la reconnaissance des côtes, les notions de " littoral " et de " trait de côte " sont généralement considérées comme des synonymes **(Shalowitz 1964),** mais quelques chercheurs ont décidé qu'il était nécessaire de faire la différence entre eux. **(Lam and Qiu 1992)** pense que le rivage représente la frontière dynamique entre la terre et la mer, une ligne continue et souvent dentelée qui comprend de nombreuses petites baies et des points saillants.

La cartographie du littoral donne un aperçu de la limite entre la mer et la terre à un temps donné**(Moore 2000).** La localisation du trait de côte est une entité dynamique, et il peut être établi à l'aide des différentes définitions et critères.

La prise régulièrement des mesures de position de la côte en plusieurs points serait à la fois très longues et très coûteuses. Par conséquent, la détermination du trait de côte pourrait nécessiter une méthode rapide (et moins coûteuse), telle que la photographie aérienne et la télédétection.

L'indicateur de trait de côte la plus logique est basé sur la position de la marée, en particulier la position moyenne du trait de côte entre la marée haute et la marée basse **(Bonnot-Courtois and Levasseur 2002) (Fig VI.1)**. Mais la détermination de la position du trait de côte en fonction de la marée présente un certain nombre d'inconvénients, elle est nécessaire d'utiliser des valeurs précises, qui doit être prises en même temps sur toutes les pointes du littoral.

Dans des conditions réelles, il est pratiquement impossible de planifier une mission aérienne au-dessus de la côte pour recueillir des données pour tous les points de la zone d'étude.

D'autres facteurs qui influencent de manière temporaire sur le positionnement du trait de côte, telle que : la variation de l'amplitude des marées liée au cycle lunaire, les vagues au moment de la collecte des données et les vents locaux.

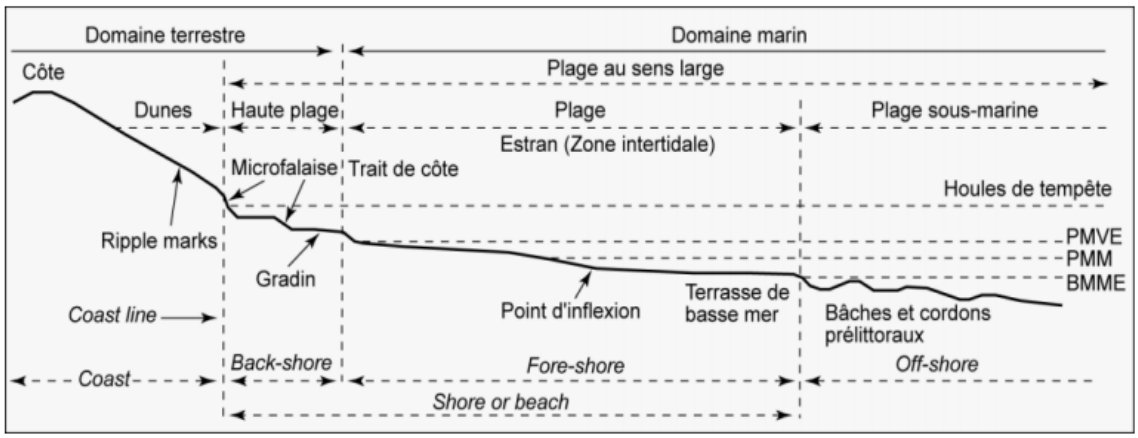


Figure VI. 1: Profil schématique d'une côte sableuse et terminologie anglo-saxonne équivalente d'après **(Bonnot-Courtois and Levasseur 2002).**

VI.3. Choix de la ligne de référence

L'étude de la cinématique du trait de côte est basée sur le choix de la ligne de référence **(Robin 2002)**, cette limite ne peut être déterminée que par un trait bien défini. La détermination d'une ligne de référence du trait de côte est difficile, par ce que la question de choix de la ligne de référence (indicateur) du trait de côte fait encore largement des débats **(Boak and Turner 2005).**

(Boak and Turner 2005) ont recensé 45 indicateurs du trait de côte figurant dans environ quatre-vingts publications, certaines reposent sur des éléments géomorphologiques ou sur la limite de végétation, d'autres sur la limite d'humections. **(Fig VI.2)**

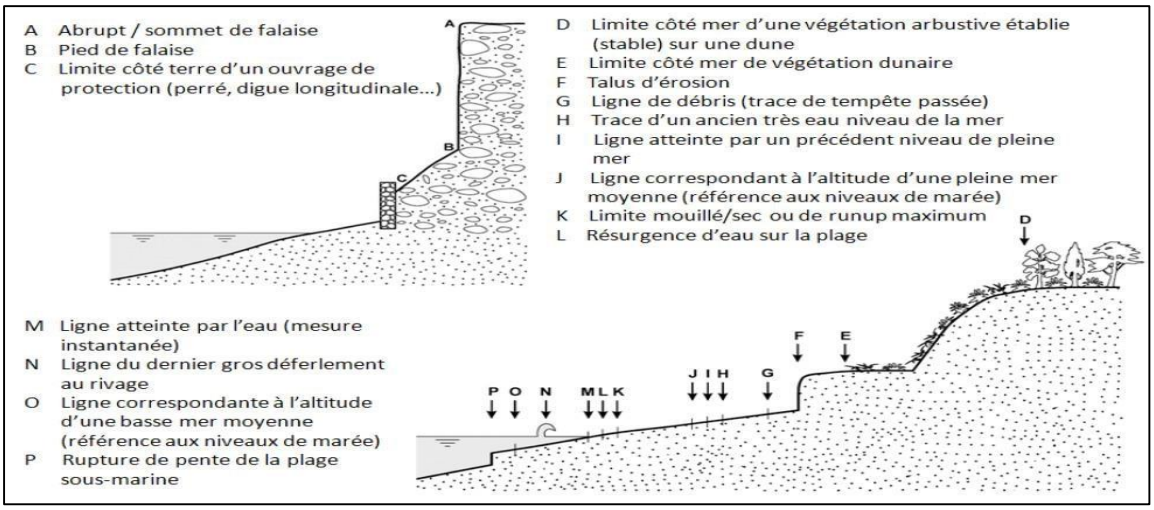


Figure VI. 2: Représentation schématique de différents indicateurs de trait de côte **(Boak and Turner 2005)** adapté et traduit par le **BRGM, 2012**).

VI.3.1. Les lignes de référence géomorphologiques

Ces éléments linéaires se réfèrent à des ruptures de pente se trouvant dans la zone infra-tidale, intertidale ou supra-tidale. Pour les plages délimitées par des cordons dunaires, il existe trois lignes de référence géomorphologique utile : le sommet de la dune ; le pied de la dune, et la crête de la dune. Le pied de la dune est situé à la jonction entre la pente relativement raide du front dunaire et celle de la haute plage qui sont plus douces **(Morton and Speed 1998; Stafford and Langfelder 1971).** Dans le cas des côtes de falaise ou des plages bordées par des falaises, le sommet de la falaise et la base de la falaise représentent alors les deux lignes de référence géomorphologique qui sont les plus souvent utilisées.

VI.3.2. Les lignes de référence botaniques

Il s'agit de limites de végétation (Vegetation line) qui se rattachent à des indicateurs biologiques comme traceurs de la position de trait de côte **(Durand-Delga et al. 2000).**Sur les littoraux sableux et meubles, la position du trait de côte soit la limite inférieure de la pelouse dunaire soit la limite supérieure de végétation pérenne (Arbre, arbustre) **(Boak and Turner 2005)(Fig VI.3)**.

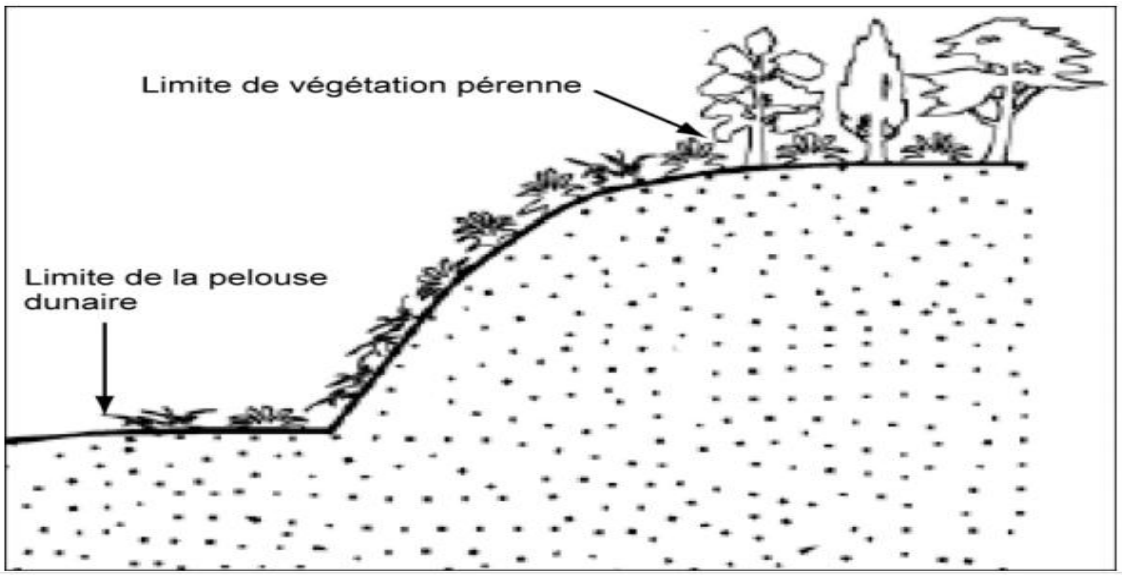


Figure VI. 3 Représentation schématique de la limite de végétation dunaire et pérenne (Source :**(Boak and Turner 2005)**; modifié).

VI.3.3. Les limites d'humectation et les lignes instantanées de rivage

La limite du trait de côte est définie comme l'interface terre /mer **(Delga 1969)**, cette limite est facilement identifiable sur les photos aériennes puisqu'elle représente la limite sable mouillé/sable sèche (sur les photos aériennes, elles apparaissent en gris foncé). Elle représente la limite du jet de rive à marée haute. Il y a deux méthodes les plus utilisées pour l'extraction manuelle du trait de côte.

VI.3.3.1 La méthode directe

Elle est basée sur des levés topo-bathymétriques (hebdomadaires, mensuelles, semestrielles, annuelles), à l'aide des appareils électroniques comme Lidar, Tachéomètre électronique ou des appareils optiques comme théodolites ou satellites. Les informations

recueillies par les levées de terrain sont absolument précises pour mesurer la mobilité du trait de côte, mais leur assimilation prend beaucoup de temps. Pour ce motif, elles sont limitées à un certain nombre de zones spécifiques pour des recherches à court terme.**(Dolan et al. 1979; Morton and Speed 1998).**

VI.3.3.2 La méthode indirecte

Elle se base sur des documents pictographiques, notamment des cartes, des images satellitaires, des photographies aériennes, plans cadastraux, des cartes marines, elles ont bénéficié des améliorations technologiques développées au cours de ces dernières décennies dans le domaine géospatial. La précision des lignes tracées par ces techniques dépend de la qualité des documents de base **(Moore 2000).** La ligne de rivage instantanée est repérée sur une image ou photographie aérienne, par les variations de couleur ou variations en niveau de gris.

VI.4. Facteurs qui influent sur la variation de la position du trait de côte

Le mouvement des matériaux le long de la côte est lié aux conditions naturelles telles que les vagues, les mouvements de marée, le vent et les courants littoraux et transversaux.**(Anders and Byrnes 1991)** a abordé cinq grands facteurs qui peuvent modifier la position du trait de côte :

1) la variation du niveau de la mer, 2) la géologie et la morphologie côtières, 3) les vagues et les courants, 4) interventions humaines 5) les apports sédimentaires.

Les vagues générées par le vent sont des facteurs plus importants de transmission d'énergie le long de la côte de Zemmouri. Ces vagues perdent leur énergie lorsqu'elles arrivent à la côte. Et elles provoquent une érosion longitudinale et transversale le long du littoral.

Une autre cause principale de l'érosion le long de la côte de Zemmouri Est l'action anthropique. Un certain groupe scientifique montre que la construction des infrastructures sur les côtes provoque des phénomènes d'érosion.

Les ouvrages artificiels comme les épis, les jetées, et les ports provoquent des modifications majeures dans le cycle de transport des sédiments. Ces structures produisant des changements imprévisibles de la position du rivage. La construction de barrages est considérée comme l'une des infrastructures artificielles qui peuvent affecter l'érosion côtière, puisque les barrages réduisent le débit de sédiments dans les zones côtières.

VI.5. Méthodes et données utilisées

VI.5.1. Techniques d'acquisition de données sur le littoral

Plusieurs techniques d'acquisition de données ont été élaborées pour cartographier la position du rivage à long terme. Ils comprennent les levés de terrain, l'imagerie satellitaire, les photographies aériennes, LIDAR aéroporté et le GPS mobile.

Les levés de terrain représentent la technique mieux adaptée à l'étude des petits processus dans les petites zones, mais cette technique exige de longues périodes de temps, elle ne peut recueillir qu'un nombre limité de points d'échantillonnage.

La technique la plus utilisée est celle de la photographie aérienne ; qui se prise à partir d'un avion à une vitesse relativement faible et à une altitude constante. Les photographies

aériennes permettent d'obtenir des résultats en deux ou trois dimensions, et elles ont l'avantage de recouvrir des zones très vastes par rapport à la méthode du levé de terrain.

Les photographies aériennes sont des documents historiques, elles montrent des objets à un endroit donné et à un moment précis. Mais elles comprennent certaines déformations, elles ne peuvent pas bien représenter les objets en mouvement, et elles nécessitent une rectification pour corriger les distorsions des photos.

Au cours des dernières années, L'imageries satellitaires ont été plus utilisées pour mesurer et d'observer le trait de côte sans contact direct. Les images satellites LANDSAT, SPOT et IKONOS à une résolution métrique peuvent être utilisées pour créer des modèles numériques de terrain (MNT).

L'image satellitaire et les photos aériennes sont soumises à une ortho-rectification avant l'extraction des entités du trait de côte. Ceci est essentiel pour ajouter des coordonnées géographiques à l'aide de points de contrôle au sol (GCP) et pour corriger les distorsions géométriques de l'image dues à plusieurs raisons.

La collecte de données sur le trait de côte est l'une des activités les plus consommatrices de main-d'œuvre dans les études côtières. Actuellement, la numérisation du trait de côte a effectué à partir de cartes topographiques ou des photographies aériennes ou des images satellitaires. Ces techniques permettent d'automatiser le processus par des méthodes de traitement numérique de l'image.

Une méthode (outil) automatisée pour l'extraction du trait de côte a été développée par **(Liu et Jezek 2003)**.

Actuellement, l'outil le plus pratique et le plus puissant est le système numérique d'analyse des traits de côte (DSAS), créé par **(Thieler and Danforth 1994)** et développé par **(Liu et Jezek 2003),** qui s'est traduit sous forme d'une extension sur l'Arc gis 10.4.

VI.5.2. Les données disponibles

VI.5.2.1 Les images satellitaires

Les images satellitaires permettent de détecter des objets dans d'une gamme décimétrique à métrique. Elles sont largement appliquées dans les domaines de l'urbanisme et de la défense. Elles sont données par les satellites commerciaux IKONOS et QUICKBIRD et dans le domaine militaire par les satellites (Hélios). Le **Tab VI.1** montre quelques caractéristiques techniques (bande spectrale, résolution spatiale, taille de la scène) du capteur satellitaire (Quickbird) qui sont utilisées dans notre cas.

Tableau VI. 1: Les caractéristiques techniques du satellite Quickbird.

Pays	**Usa – Earthwatch**
Date de lancement	«Avril 2000»
Altitude	600 Km
Type	Radiomètre A Barrettes (« Push Broom »)
Bandes spectrales	1 (B) [0,45-0,52 M] 2 (V) [0,52-0,60 M] 3 (R) [0,63-0,69 M] 4 (Ir) [0,76-0,89 M] Pan [0,45-0,90 M]
Résolution spatiale (Dimension des Pixels)	4 M Pan : 1 M
Dimension d'une Scène	16.5km*16.5km (‘Scène Seule’) 115km*16.5km (‘Bandeau’)
Stéréoscopie	Oui
Fréquence de Passage	1 à 5 Jours
Vocation	Occupation du Sol, Agriculture et Cartographie
Particularité	Très Grande Précision Spatiale

VI.5.2.2 Photographie aérienne

Il y a plusieurs techniques de photographie aérienne, mais les plus répandues sont plus ou moins standardisées. Les photos aériennes sont prises verticalement, à bord d'un avion, à l'aide d'un équipement photographique très précis. Le tableau suivant montre quelques caractéristiques techniques des photographies aériennes qui sont utilisées dans notre cas.

Informations sur la carte :

- ✓ Echelle de la carte : 1/1 0000 ;
- ✓ Système géodésique : Nord Sahara 1959 ;
- ✓ Ellipsoïde : Clarke 1880 ;
- ✓ Projection : Lambert (puis conversion en coordonnées géographiques) ;
- ✓ Extension : Longitude 3° ° x Latitude 36° ;
- ✓ Origine de la carte : Carte de compilation ;
- ✓ Format de commercialisation : format usuel d’échange des logiciels DAO et SIG (Map/Info, Arc/Info, ArcView) ;
- ✓ Support de commercialisation : CD-ROM.

Une analyse diachronique nécessite souvent d'utiliser des photographies aériennes et des images satellitaires. Dans notre cas d’étude, nous avons utilisé des photographies aériennes de l’Institut national de cartographie et télédétection (INCT) des différentes missions (1980, 2003), et une image satellitaire Quick-bird de l’année 2017 **(Tab VI.2).** Bien que les photographies aériennes créent des documents bien structurés pour étudier l’évolution du trait de côte (**(Durand 1998);(Suanez and Simon 1997)**).

Tableau VI. 2 : Documents aériens et satellitaires utilisées.

Document	Date	Echelle	Type de fichier	Source
Photos aériennes	1980	1/10000	Géo-TIff	INCT
Photos aériennes	2003	1/10000	Géo-TIff	INCT
Image satellitaire Quick-Bird	2017	0,5m résolution	Géo-TIff	ANCC

VI.5.3. Méthode de traitement des photos aériennes

La méthode de traitement des photos aériennes est basée sur 3 opérations principales (**Fig VI.4)** : la numérisation, la correction et l'assemblage de photographies aériennes. Les photos aériennes ont été scannées par un scanner A3 avec une résolution de 1000 dpi, les photos aériennes ont connu plusieurs déformations, qui peuvent créer un problème d'erreurs de plusieurs mètres. Les clichés de chaque date des photos aérienne ont subi des corrections géométriques à l'aide de logiciel ERDAS Imagine 9.2 **(Kermani et al. 2016)**, afin de limiter les déformations liées à l'inclinaison, la variation d'échelle et l'orientation de l'image **(Smith and Zarillo 1990) ;(Moore 2000),** ces processus se font par l'Institut National de Cartographie et Télédétection (INCT) ,elles sont basées sur l'utilisation des points de contrôle au sol (GCPs). 35 points de GCPs ont été sélectionnés pour géoréférencement les photos aériennes. Un géoréférencement des images a été réalisé dans un système de Projection Universal Transverse Mercator (UTM, WGS 84 zone 31 avec ellipsoïde de référence Clarke1880 **(Ayadi et al. 2015).** Les images de chaque date sont assemblées en une seule image, et ont été enregistrées en format TIFF. L'ortho-mosaïque réalisée est exportée vers le logiciel de SIG.

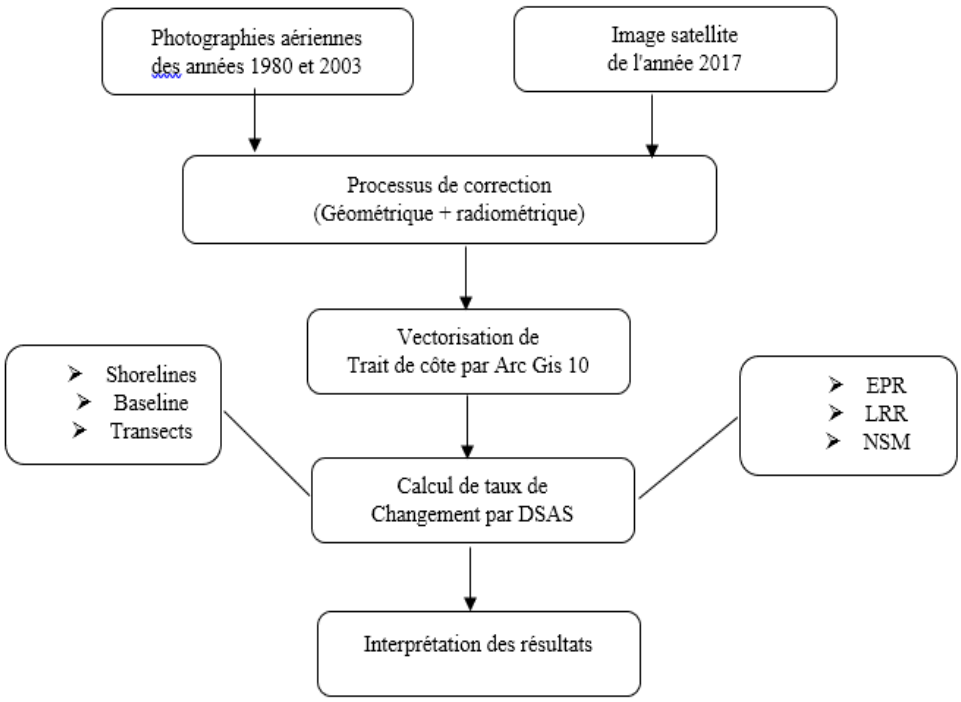


Figure VI. 4: Organigramme montrant les différentes étapes appliquées dans cette étude.

VI.6. Extraction de la ligne de rivage et évaluation des erreurs

Une fois les corrections et l'assemblage terminés, nous avons extrait la position de la ligne de rivage en utilisant la ligne des hautes eaux (HWL) **(Boye et al. 2018) ,** HWL est facile identifiable sur les photos aériennes, puisqu'elle représente la limite entre la ligne humide /sèche **(Fig VI.5) (Dolan et al. 1991),** elle reste la référence la plus utilisée dans notre cas d'étude **(Boak and Turner 2005)**. Elle est numérisée manuellement sur chaque Ortho-Photo-Plan pour les trois différentes missions à l'aide du logiciel ArcGIS.

Plusieurs méthodes et programmes d'analyses pour calculer le taux de changement de la ligne de rivage, dans cette étude, les calculs ont été basés sur le programme Digital Shoreline Analyse System DSAS version 2,4 **(Thieler et al. 2009)**, il permet de représenter les résultats graphiquement et statistiquement.

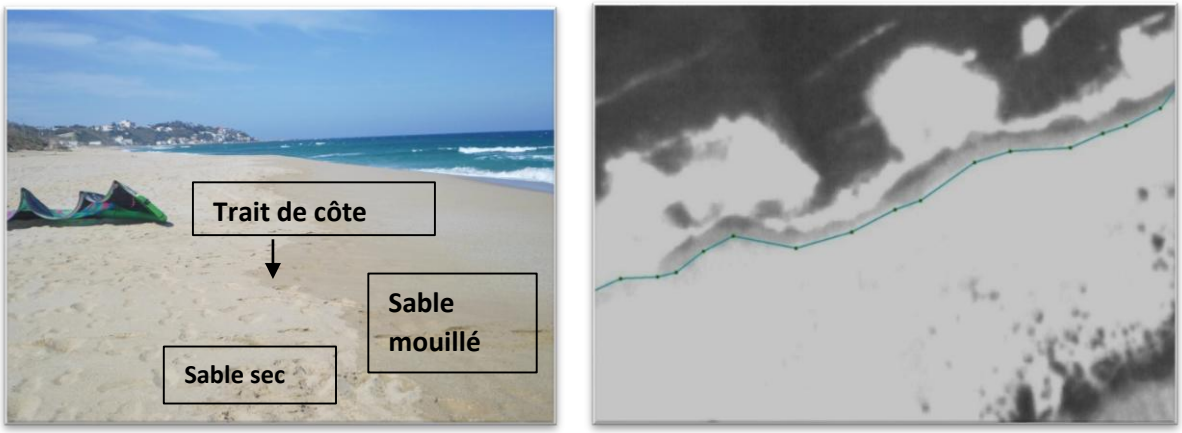


Figure VI. 5: Choix de la ligne de référence du trait de côte.

Dans ce travail trois paramètres sont utilisés : EPR (End Point Rate), NSM (Net Shoreline Movement) et LRR (Linear Regression Rate), qui sont très importants pour suivi l'évolution du trait de côte à long terme. Afin de créer une base de données, un nombre de 2375 transects a été généré avec des intervalles de 20 m **(Fig VI.6) (Sarwar and Woodroffe 2013)**.

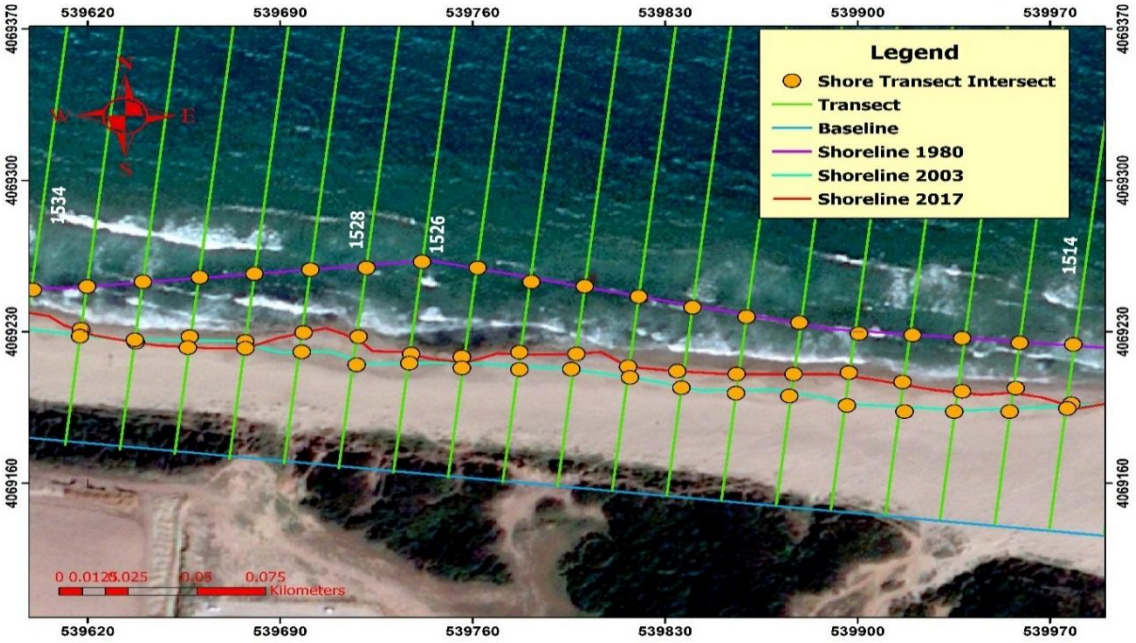


Figure VI. 6: Carte de transect et position de la ligne de rivage à différentes périodes.

Selon **(Morton et al. 2004)**, les résultats de la variation du trait de côte ne sont pas fiables avant d'évaluer et mesurer les marges d'erreur (incertitudes), ces derniers représentent : Incertitude du géo-référencement (U_g), incertitude de pixel (U_p), incertitude de digitalisation (U_d), l'incertitude de positionnement du niveau de marées au moment de la prise de photographie aérienne (U_{pd}). L'incertitude totale (U_t) est déterminée comme la racine carrée de la somme des carrés des différentes variables (**Équation 1) ((Fletcher et al. 2003) ; (Jonah et al. 2016)).**

$$\mathbf{Ut(m)} = \sqrt{\boldsymbol{Ug^2 + Up^2 + Ud^2 + Upd^2}} \qquad \textbf{(éq VI.1)}$$

Ces incertitudes individuelles de chaque date ont été utilisées pour calculer l'incertitude annualisée sur une période de 37 ans. Ces erreurs ont été calculées par l'équation suivante :

$$\mathbf{Ua(m/an)} = \frac{\sqrt{\mathbf{Ut1^2 + Ut2^2 + Et3^2}}}{\textbf{Période totale (Nombre d'années)}} \qquad \textbf{(éq VI.2)}$$

Dans cette étude, l'Incertitude Annualisée **(Ua)** sur une période de temps de 37 ans est donc de 0,224 m/an **(Tab VI.3).**

Tableau VI. 3 : Estimation des erreurs de mesure pour chaque source de données du trait de côte.

	1980	2003	2017
Incertitude de pixel (Up)	±1 m	±1 m	±1 m
Incertitude du géoréférencement (Ug)	±4.9 m	±4.6 m	±2.5 m
Incertitude de Digitalisation (Ud)	±3 m	±3 m	±3 m
L'incertitude de positionnement du niveau de la marée haute sur photo (Upd)	±0.5 m	±0.5 m	±0.5 m
Erreur Totale (Ut) (m)	5.85	5.6	4.06
Incertitude Annualisée (37 ans)		0,224 m/an	

VI.7. Calcul des taux d'érosion / accrétion

Dans notre cas, les changements de trait de côte ont été calculés par l'utilisation 03 technique d'analyse des données (EPR, LRR, et NSM), ces calculs ont été réalisés à l'aide du logiciel « Digital Shoreline Analysis System ».

VI.7.1. End Point Rate (EPR)

(le taux des points extrêmes) est calculé en divisant la distance (en mètres) entre deux lignes de rivage par rapport au nombre des années (équation 3), il est présenté en mètre /an, cette technique est plus utilisée par plusieurs chercheurs **(Nassar et al. 2018; Robin 2002; Thieler et al. 2009).**

$$EPR\ (m/an) = \frac{D_1 - D_2}{t_1 - t_0} \qquad \textbf{(éq VI.3)}$$

D_1 et D_2 : distance séparant le trait de côte plus ancien et le plus récent.

– t_0 et t_1 : les dates des deux positions sur la côte.

Les grands avantages de l'EPR sont la rapidité du calcul et le fait qu'il ne demande que deux dates pour le trait de côte. Leur inconvénient est que lorsque plus de données sont disponibles, les compléments d'information sont ignorés.

VI.7.2. Linear Regression Rate (LRR)

La deuxième technique est la valeur de la pente d'une droite de régression linéaire positionnée dans un nuage de points formé **(Fig VI.7)**. Le taux de régression linéaire (LRR) a été déterminé en traçant les positions des intersections du trait de côte (distance par rapport à la ligne de base) par rapport au temps (années) et en calculant l'équation de régression linéaire équation 4 :

$Y = a + bX$ Eq 4

Où :

– (Y) représente la distance, en mètres, à partir de la ligne de base (1980),
– (X) Les dates du trait de côte (années),
– (b) représentent le taux de changement du trait de côte et
– (a) est l'ordonnée à l'origine.

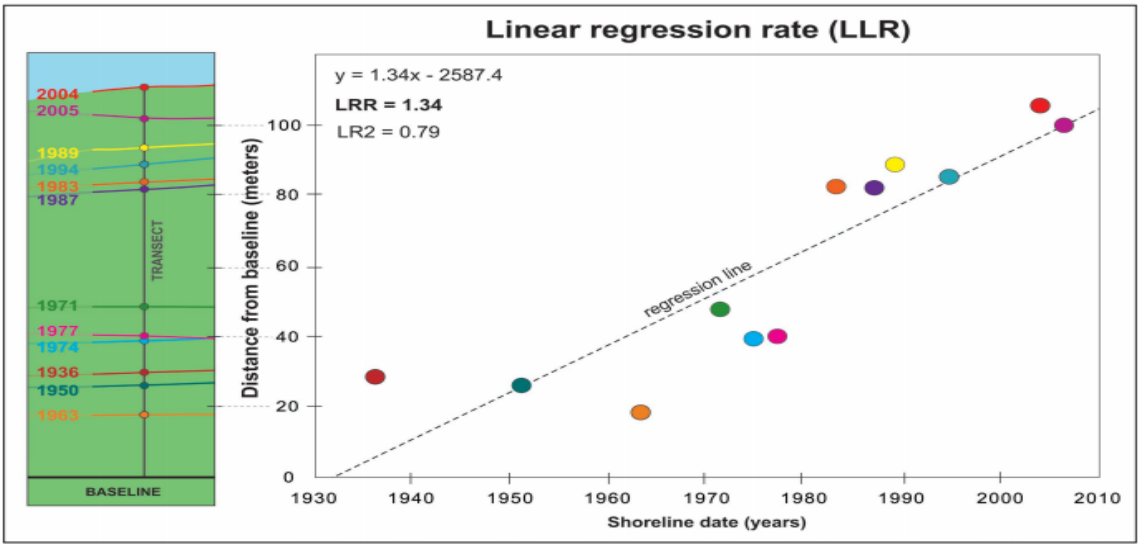


Figure VI. 7: Méthode statistique LRR.

La méthode de régression linéaire contient ces caractéristiques : (1) la méthode de type computationnel (2) toutes les données sont exploitées quel que soit le changement de tendance ou de précision (3) le calcul est fondé sur des concepts statistiques acceptés.

VI.7.3. Net Shoreline Movement (NSM)

La méthode de NSM est la distance entre la ligne de rivage la plus récente et la plus ancienne **(Fig VI.8).** Par conséquent, les unités sont en mètres.

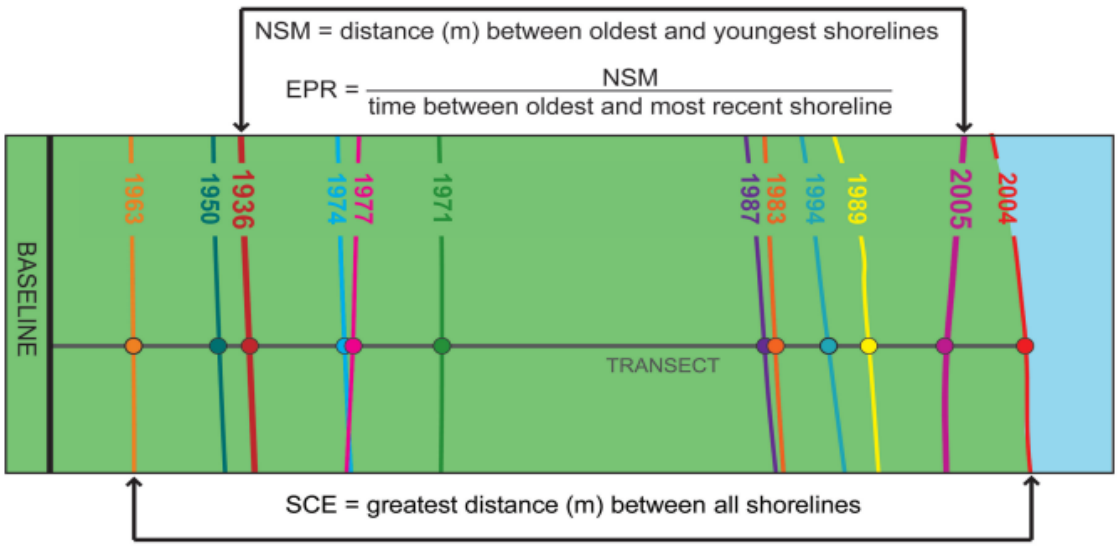


Figure VI. 8: Méthode statistique NSM.

Après la détermination les taux d'érosions / accrétions pour la côte de Zemmouri, sept classes ont été créées **(Natesan et al. 2015) (Tab VI.4).**

Tableau VI. 4 : Classification des valeurs de changement du trait de côte à partir des paramètres EPR, LRR et NSM.

S. No.	Taux de changement de trait de côte (m/an)	Classification des traits de côte
1	>- 2	Erosion très élevée
2	>- 1 à <- 2	Erosion élevée
3	> -1 à < 0	Erosion modérée
4	0	Stable
5	> 0 à < +1	Accrétion modérée
6	> +1 à < + 2	Accrétion élevée
7	> + 2	Accrétion très élevée

VI.8. Analyse diachronique de la cinématique de la ligne de rivage

La variation spatio-temporelle de la ligne de rivage a été calculée par des intervalles de transects de 20 m sur les 55 km de long de la côte. 1240 transects ont été générés par DSAS et qui sont orientés perpendiculairement à la ligne de base. Trois techniques ont été utilisées : EPR, LRR, et NSM pour analyser le taux de changement du rivage entre 1980 et 2017 le long de la côte de Zemmouri.

Pour une analyse diachronique complète, la zone d'étude est segmentée en 03 secteurs (Est et Centre et Ouest). Le premier secteur qui se localise entre la plage de Carrière jusqu'à la plage de Zemmouri englobe des transects de 1 à 889. Le deuxième secteur se trouvant entre la plage de figuier et la plage de Boumerdès couvre des transects de 907 à 1682. Enfin, le dernier secteur se localisant entre la plage de Boumerdès jusqu'aux falaises d'Ain Taya couvre des transects de 1683 à 2375.

VI.8.1. Cinématique du trait de côte à une échelle pluriannuelle (1980–2003)

L'analyse de l'évolution de la côte de Zemmouri durant la période 1980 et 2003se caractérise par une grande variabilité **(Fig VI.9, Fig VI.10).** Ces résultats montrent que la zone côtière a subi à une érosion relativement rapide que l'accrétion. Ce qui provoque des changements sur toute la baie de Zemmouri se traduisant comme suit :

Dans la partie Est (plage de Carrière- plage de Zemmouri), on a enregistré des changements sur le rivage avec des taux différents.

Un taux moyen de - 2.31 m/an (EPR), un taux net d'évolution qui varie entre -40.51 et -94.64 m de 1980 à 2003, un taux maximal d'érosion de -9 m/an est observé à l'embouchure d'Oued Isser. Un taux maximal d'accrétion de + 5,92 m/an est remarqué à la plage Est de Mendoura.

Dans la partie Centrale entre la plage de Zemmouri et la plage de Boumerdès, on a enregistré une situation plus ou moins stable par rapport à la partie est, avec un taux moyen de changement du rivage de -1.18 m/an et un taux net d'évolution entre – 28.73 et 35.15 m de 1980 à 2007. D'autre part, un taux maximal de l'érosion est observé au niveau de la plage

Ouest de Figuier et un taux maximal d'accrétion de + 0.84 m/an est remarqué dans la plage Est de Figuier.

Dans la partie Ouest entre la plage de Boumerdès et la falaise d'Ain Taya, on a enregistré une variation du rivage plus ou moins importante avec un taux de changement net de -2.08 m/an. Le recul de rivage a atteint -57.57m.

Par ailleurs, l'érosion maximale dans la partie Ouest est enregistrée au niveau de la plage Ouest de Réghaïa avec un taux d'EPR de -5.65 m/an, les accumulations en sédiments maximales sont localisées au niveau du centre de la plage de Réghaïa avec un taux d'EPR de + 1.79 m/an.

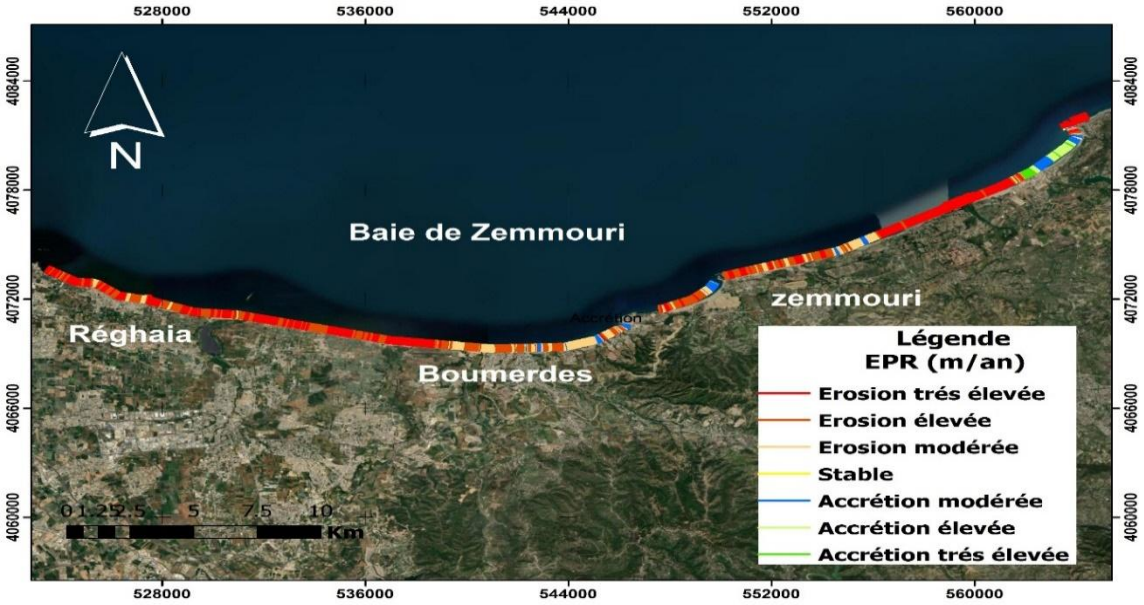


Figure VI. 9: Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 1980_2003.

Secteurs	Nombres de Transects	Plages	Evolution moyen (EPR, NSM)	L'évolution mesurée (m/an)	Localisation
Secteur Est	01 — 55 — 55	Plage Carriere	- 3.51 m/an - 94.64 m		
	56 — 458 — 514	Plage Mandoura	- 1.94 m/an -52.43 m		
	515 — 376 — 891	Plage Zemmouri	-1.5 m/an - 40.51 m		
Secteur Centre	Zone non mesurée (Port de Zemmouri)				
	907 — 141 — 1048	Plage Fuguier	-1.06 m/an -28.73 m		
	Zone non mesurée (côte rocheuse)				
	1158 — 524 — 1682	Plage Boumerdes	-1.3 m/an -35.15 m		
Secteur Ouest	1683 — 439 — 2122	Plage Kadous	-2.01m/an -54.45 m		
	2123 — 252 — 2375	Falaise	-2.13 m/an -57.57 m		
	2375	Evolution moyen Total (EPR) = - 1.92 m/an			

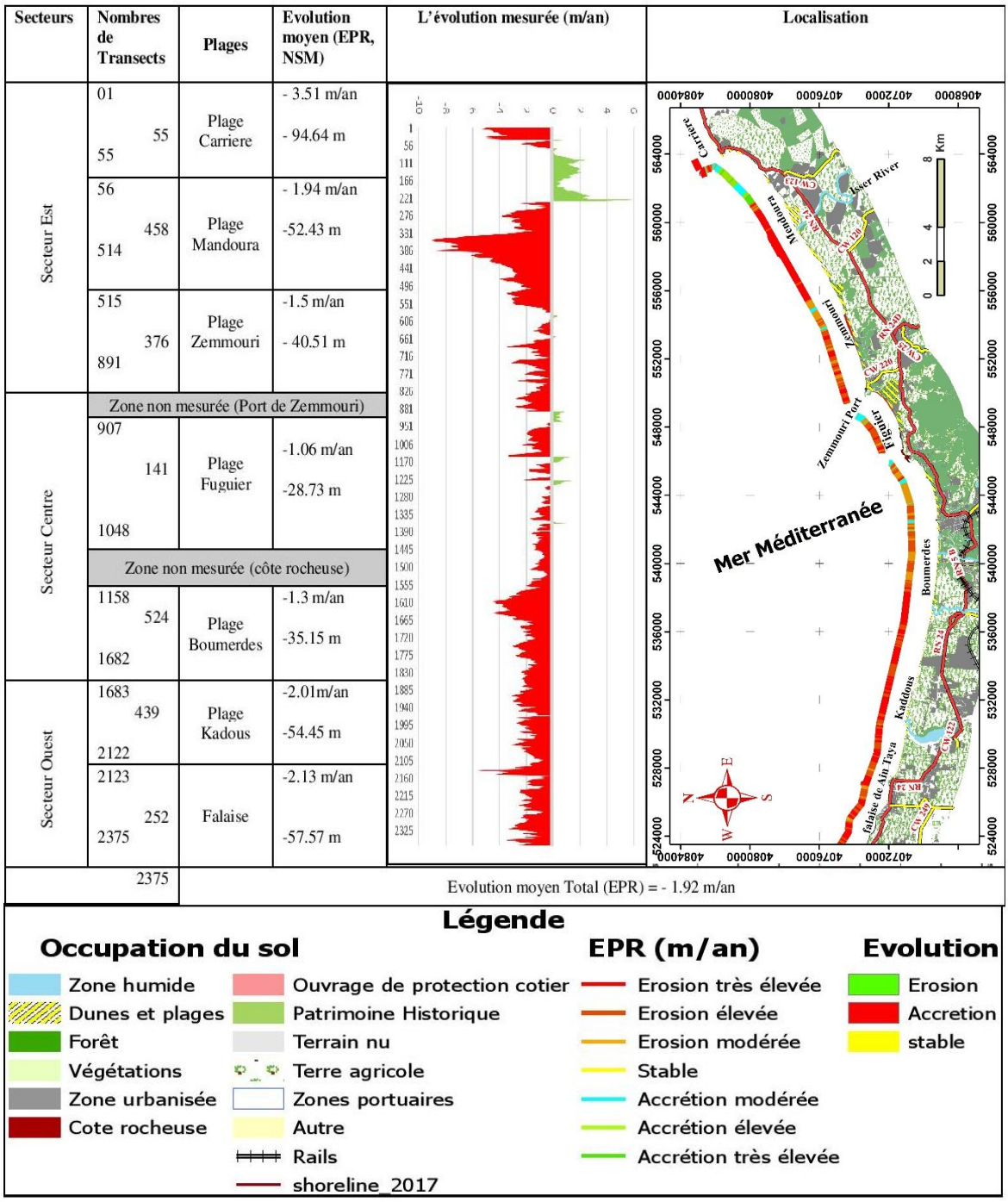


Figure VI. 10: Évolution du trait de côte entre 1980 et 2003 dans toute la zone d'étude.

VI.8.2. Cinématique du trait de côte à une échelle pluriannuelle (2003- 2017)

Cette période est marquée par une progression de l'accrétion par rapport à la période de 1980 à 2003. Un taux moyen de changement du rivage sur toute la côte est de l'ordre de + 1.07 m/an (**Fig VI.11, Fig VI. 12**). Dans la partie Est de cette portion côtière, les résultats obtenus montrent des zones en accrétion avec des taux de l'EPR de +0.8 m/an à +3,13 m/an ; un taux maximal d'accrétion de l'ordre de +15.93 m/an est marqué dans la plage de Cap Djinet après l'installation du port du Cap Djinet en 2009. L'engraissement par les sédiments a continué au niveau de la plage de figuier avec un taux d'évolution moyen (EPR) de +0.45 m /an.

L'érosion moyenne maximale (érosion forte à très forte) est enregistrée sur les plages du linéaire côtier de la partie occidentale (plage de Boumerdès jusqu'à la plage de Kaddous), avec des valeurs maximales d'EPR de -2.5 m/an à - 3.65 m/an. Par ailleurs, une forte érosion est enregistrée au niveau de la plage de Zemmouri avec des taux de l'EPR de – 6.88 m/an.

Durant la période 2010 – 2017, la plage du Cap Djinet connait un certain engraissement dû à la construction du nouveau port. En effet, l'implantation du port a engendré des modifications notables, car cet ouvrage a constitué un obstacle aux transports longitudinaux des sédiments et modifié la direction des vagues de secteur Nord-Est, ce qui a provoqué l'érosion de la plage orientale et favorisé la progradation de la plage de Carrière 2.

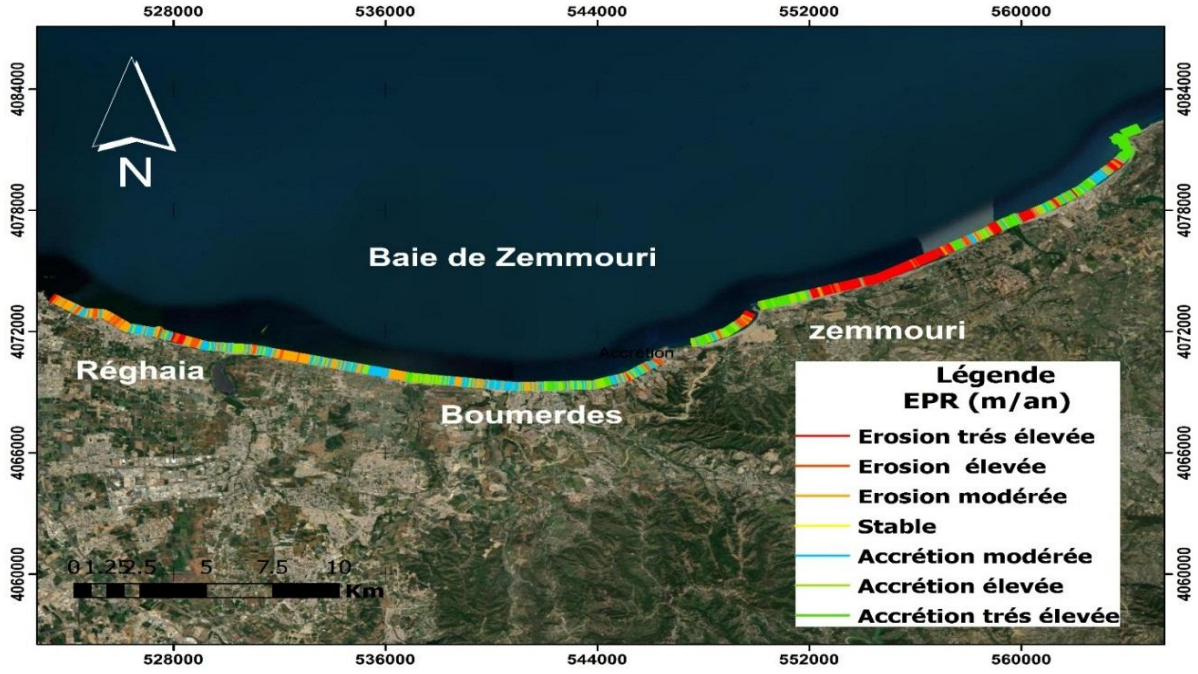
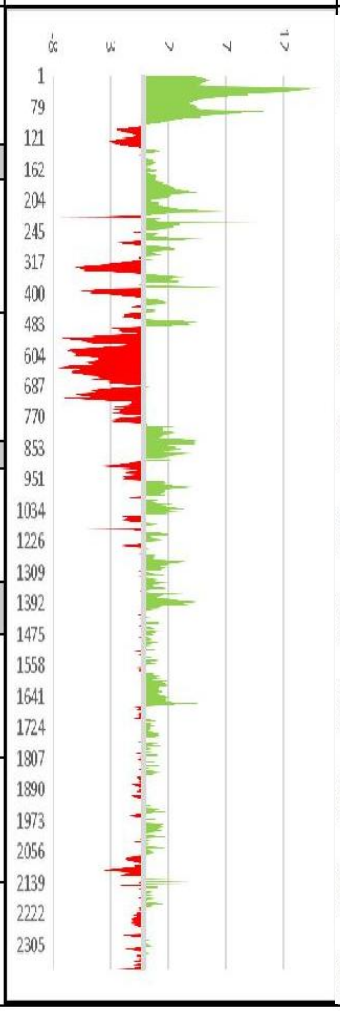
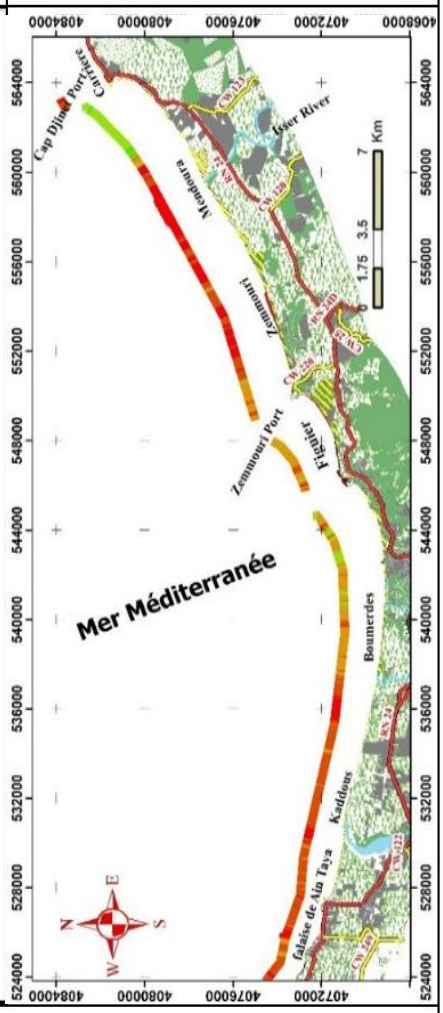


Figure VI. 11 *:* Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 2003_2017.

Secteurs	Nombres de Transects	Plages	Evolution moyen (EPR, NSM)	L'évolution mesurée (m/an)	Localisation
Secteur Est	01 35 35	Plage Carriere	+5.49 m/an + 55.41 m		
	Zone non mesurée (Port de Cap djinet)				
	56 458 514	Plage Mandoura	+1.19 m/an +12.07 m		
	515 376 891	Plage Zemmouri	-2.2 m/year - 21.82 m		
Secteur Centre	Zone non mesurée (Port de Zemmouri)				
	907 141 1048	Plage Fighit	+0.45 m/an +4.6 m		
	Zone non mesurée (Côte rocheuse)				
	1158 524 1682	Plage Boumerdes	+0.66 m/an +0.69 m		
Secteur Ouest	1683 439 2122	Plage Kadous	-0.01 m/an -0.17 m		
	2123 252 2375	Falaise	-0.29 m/an -2.96 m		
	2375	Evolution moyen Total (EPR) = +1.07 m/an			

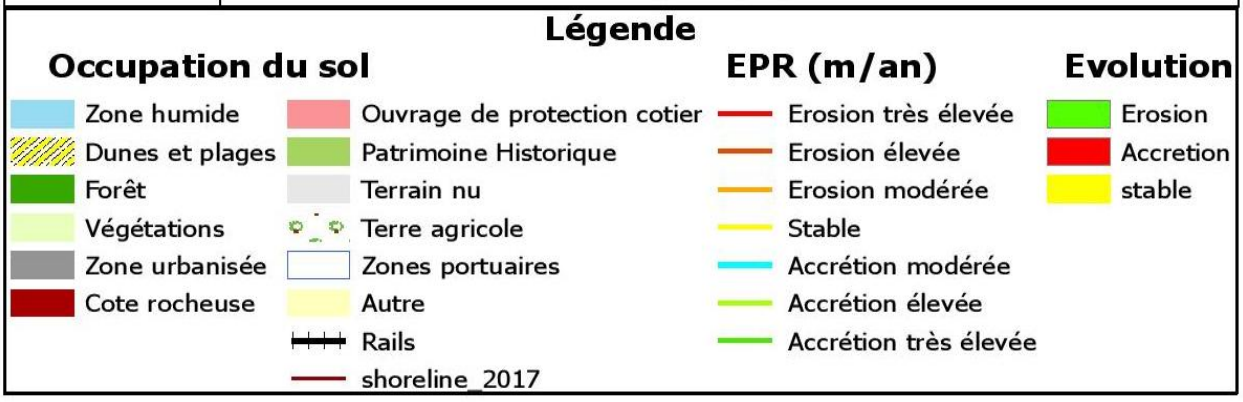


Figure VI. 12: Évolution du trait de côte entre 2003 et 2017 dans toute la zone d'étude.

VI.8.3. Cinématique du trait de côte à une grande échelle (1980- 2017)

Les résultats de l'analyse de l'évolution globale des changements de la position du rivage durant ces 37 dernières années (1980- 2017) ont montré que tous les transects de la zone d'étude (Est, Centre et Ouest) ont été soumis à un forte d'érosion. Les taux nets moyens de recul calculés à partir de la méthode EPR, varient entre -6 m/an et +4.33 m/an avec un taux de recul moyen de -1.3 m/an **(Fig VI.13).** Au niveau de la partie Est de la baie, on a enregistré des accumulations au voisinage du port du Cap Djinet et au niveau de la plage de Djinet familiale **(Fig VI.14)**, leurs taux moyens nets de changement du rivage sont de +4.33 m/an. Ces évolutions positives remarquables peuvent être dues au flux sédimentaire engendré par les courants de dérive littorale Est-Ouest, ces sédiments sont piégés entre les ouvrages de protection de Djinet et le port du Cap Djinet.

Sur la partie est, les plages les plus touchées par l'érosion sont celles de plage Mandoura et plage Dar El Mandil.

Dans la partie centrale, les taux de recul d'EPR varient entre -5 à -0,8 m/an, soit -40m à -180 m. Les plages de la partie Centrale (plage Sghiret jusqu' à plage de Zemmouri Est) ont enregistré un recul plus ou moins important, soit une érosion de l'ordre de -0,07 m/an à -2.17 m/an.

Sur la partie Ouest, les plages de Boumerdès, figuier et corso connaissent également un recul de trait de côte, mais de moindre ampleur, soit un taux de recul qui varie entre -0.1 à -2m/an **(Fig VI. 15)**.

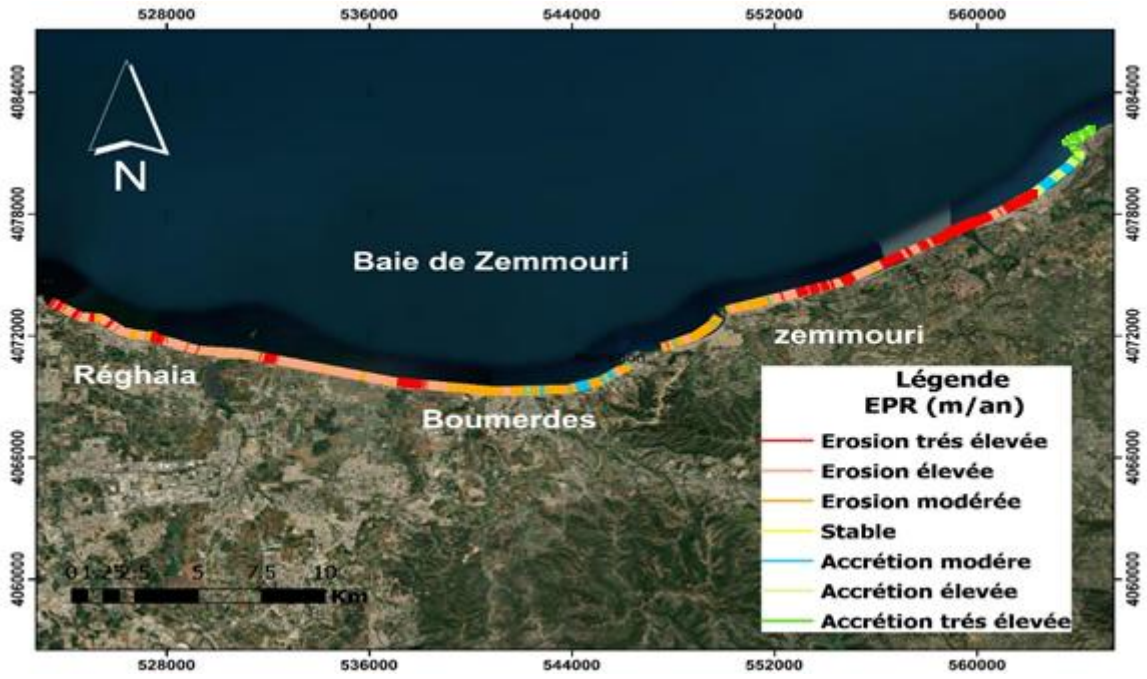


Figure VI. 13: Changements moyens de la vitesse d'évolution de la ligne de rivage en baie de Zemmouri durant la période 1980_2017.

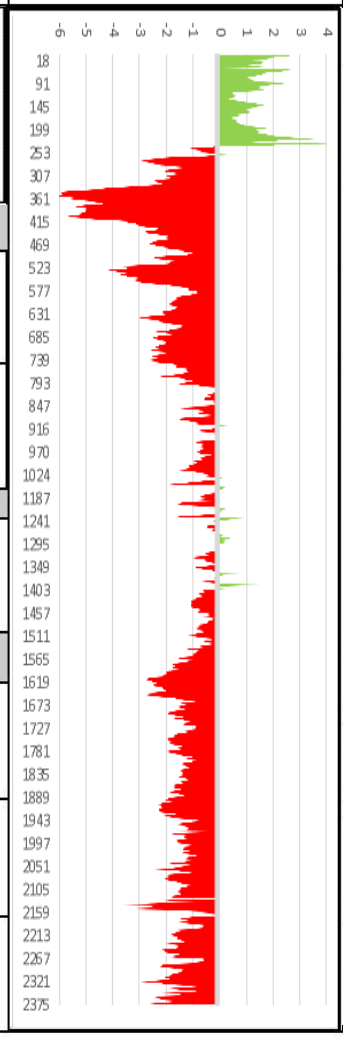
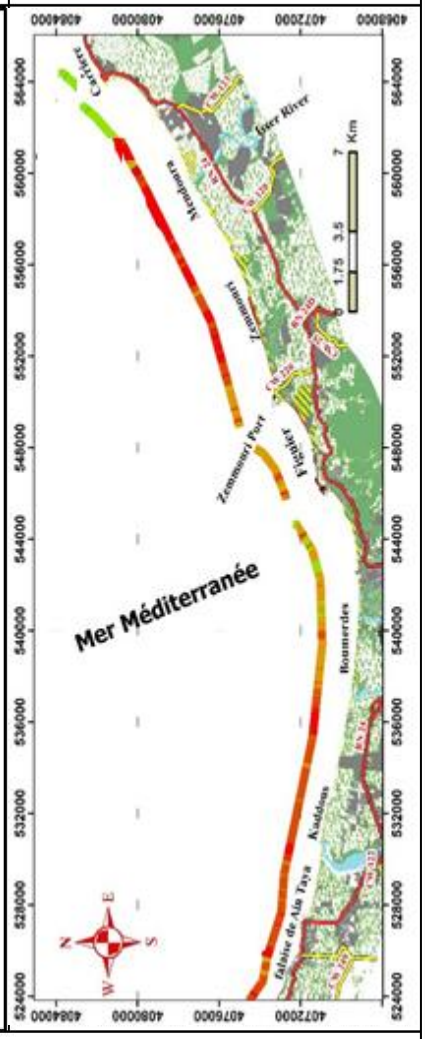
Secteurs	Nombres de Transects	Plages	Evolution moyen (EPR, NSM)	L'évolution mesurée (m/an)	Localisation
Secteur Est	01 35 35	Plage Carrière	1.7 m/an 61.39 m		
	Zone non mesurée (Port de Cap djinet)				
	56 458 514	Plage Mandoura	-1.18 m/an -44.05m		
	515 376 891	Plage Zemmouri	-1.71 m/an - 63.07 m		
Secteur Centre	Zone non mesurée (Port de Zemmouri)				
	907 141 1048	Plage Fighit	-0.64 m/an -23.89 m		
	Zone non mesurée (côte rocheuse)				
	1158 524 1682	Plage Boumerdes	-0.76 m/an -28.28 m		
Secteur Ouest	1683 439 2122	Plage Kadous	-1.49 m/an -55.53 m		
	2123 252 2375	Falaise	-1.63 m/an -60.23 m		
	2375	Evolution moyen Total (EPR) = - 1.3m/an			

Figure VI. 14: Évolution du trait de côte entre 1980 et 2017 dans toute la zone d'étude.

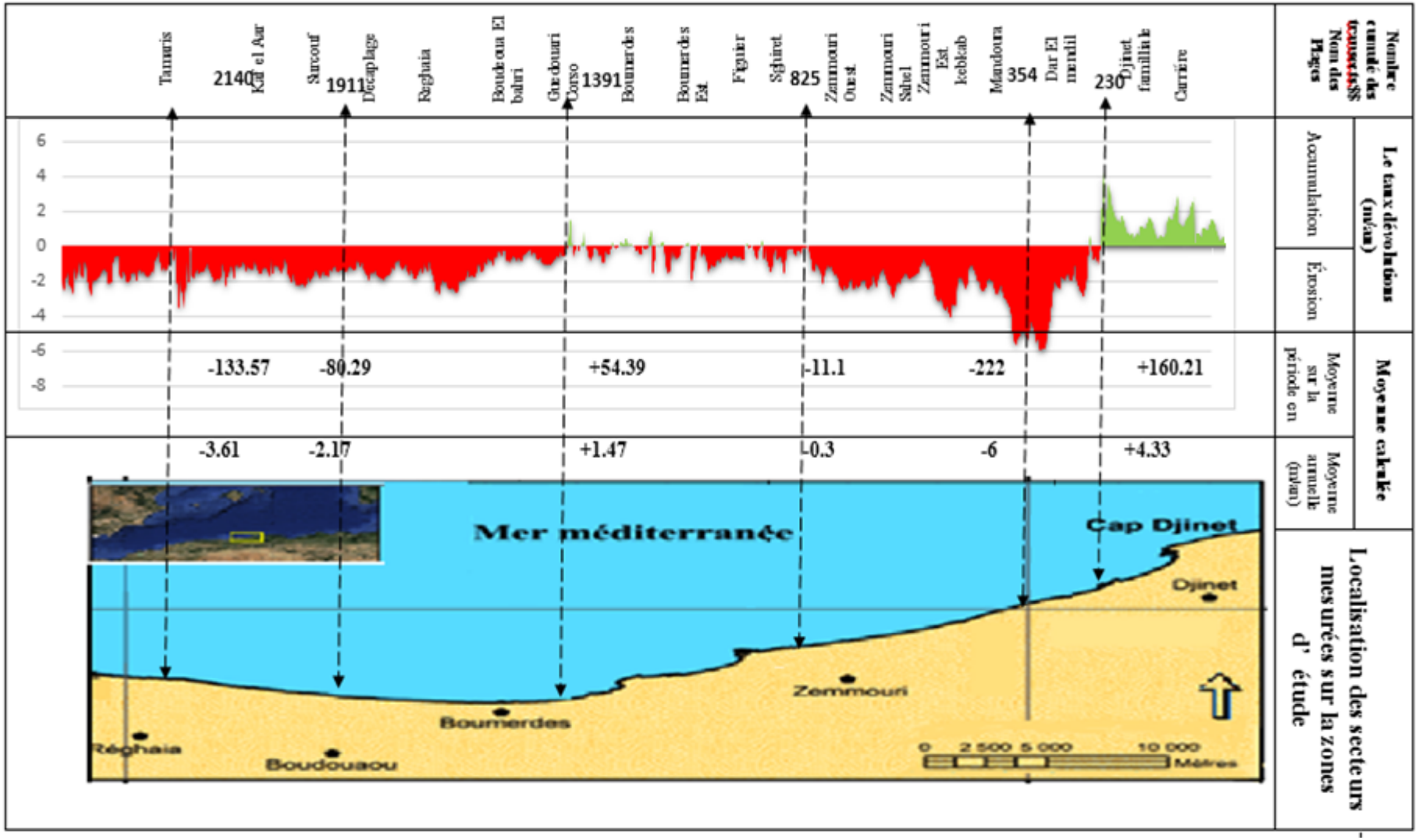


Figure VI. 15: Cartographie de l'aléa érosion côtière des de la baie de Zemmouri (Oued Réghaia –Cap Djinet) durant la période 1980-2017.

Les résultats de la présente étude sont synthétisés et consignés dans le **Tab VI.5**. Il matérialise les changements minimums et maximum du trait de côte en matière d'EPR pour la période globale entre 1980 et 2017. L'interprétation des résultats est basée sur les paramètres End Point Rate (EPR) et LRR. Les valeurs positives et négatives d'EPR indiquent respectivement les zones d'accrétion et d'érosion. La synthèse de ces paramètres montre une forte d'érosion dans la partie occidentale de notre baie avec un taux d'érosion de -2.31 m/an), et quelques intrusions cumulatives de (+0.4 m/an) dans la partie orientale (L'Est du port du Cap Djinet).

VI.9. Les bilans de surface des plages de la baie de Zemmouri

L'analyse diachronique de l'évolution des changements de la position du rivage entre 1980 et 2017 a été complétée par des bilans de surface de toutes les plages de la baie de Zemmouri **(Fig VI.16)**. Ces bilans ont été déterminés à partir de la création de polygones sur l'Arc Gis sur une période globale de 1980 à 2017. Chaque entité de polygone montre soit des surfaces de plage en accrétion (Bilan positif), soit des surfaces de plage en érosion (Bilan négatif).

D'après les résultats, les bilans de surface **(Fig VI.17)** montrent que les surfaces des plages érodées sont nettement supérieures à celles gagnées par engraissement, avec un bilan surfacique global négatif, il a montré que - 109 ha de plages perdues. La majorité des surfaces des plages perdues sont enregistrées dans la partie centrale (Plage de Zemmouri, plage El Kab Kab) **(Fig VI.18)** avec un bilan surfacique d'environ -86 ha. À l'exception de la plage de Carrière et plage de Djinet familiale qui présentent un gain de + 16 ha **(Fig VI.19)**.

Tableau VI. 5 : Synthèse des statistiques globales de la baie de Zemmouri pour la période (1980-2017).

	Carrière	Djinet familiale	Dar el Mendil	Chouicha	Mendoura	el kabkab	Zemmouri Est	Zemmouri sahel	Zemmouri Ouest	Sable d'or(safsaf nabi)	Sghiret	Figuier est	Rocher	Figuier Ouest	plage sahel Brouk	Boumerdès est	Boumerdès
Nombre de Transects	35	156	101	42	100	75	38	77	79	36	62	36	33	25	51	44	73
Longueur (m)	2400	3180	2215	1963	1580	1618	1800	1600	1775	700	1220	440	675	510	1000	1124	1500
	Taux moyen du changement du trait de côte (m/an)																
EPR	1.75	1.29	-3.64	-2.9	-2.52	-2.05	-2.14	-1.33	-0.65	-0.37	-0.84	-0.74	-0.15	-0.20	-0.05	-0.27	-0.55
LRR	1.91	1.27	-3.90	-3.22	-2.37	-1.79	-2.07	-1.35	-0.89	-0.27	-1.02	-0.76	-0.16	-0.23	-0.16	-0.39	-0.66
	Taux Max du changement du trait de côte (m/an)																
EPR	2.4	3.59	-1.06	-1.93	-1.41	-1.59	-1.73	0.10	1.29	0.13	0.11	-0.04	0.90	0.10	0.43	0.80	1.51
LRR	2.7	3.31	-1.31	-2.15	-1.87	-1.38	-1.65	-0.01	1.41	0.25	-0.08	0.08	1.02	0.04	0.18	0.84	1.38
	Taux minimum de changement du trait de côte (m/an)																
EPR	0..64	0.35	-6.01	-5.05	-2.63	-2.99	-2.50	-2.63	-1.62	-0.89	-2.13	-2.56	-1.56	-0.47	-0.56	-0.91	-1.07
LRR	0.80	0.60	-6.57	-5.21	-2.68	-2.66	-2.71	-2.71	-1.89	-0.80	-2.33	-2.80	-1.73	-0.49	-0.65	-1.03	-1.11
	Nombre de transects en accrétion																
EPR	34	156	0	0	0	0	0	3	2	4	4	0	16	4	25	9	11
LRR	34	156	0	0	0	0	0	0	2	13	0	2	11	1	22	9	6
	Nombre de transects en érosion																
EPR	1	0	101	42	100	75	38	74	77	32	58	36	7	21	26	35	62
LRR	1	0	101	42	100	75	38	77	77	23	62	34	4	24	29	35	67
	% de transects en accrétion																
EPR	97.14	100	0	0	0	0	0	3.89	2.59	11.12	6.45	0	48.48	16	49.01	20.45	15.06
LRR	97.14	100	0	0	0	0	0	0	2.59	63.88	0	5.55	33.33	4	43.13	20.45	8.21
	% de transects en érosion																
EPR	2.86	0	100	100	100	100	100	96.1	97.41	88.88	93.55	100	51.52	84	50.99	79.54	8.94
LRR	2.86	0	100	100	100	100	100	100	97.41	36.12	100	94.45	66.67	96	56.87	79.54	91.79

Baie de Zemmouri												
	corso centre	Guedouari	Boudouaou el bahri	Boudouaou el bahri ouest	sidi khider	reghaia plage	El kadous	Deca plage	surcouf	Kaf el Aar	Tamaris	TOTAL
Nombre de Transects	78	79	78	63	32	47	101	37	39	6	24	1647
Longueur (m)	1796	1822	1000	1407	2186	1633	2220	750	732	378	674	32940
Taux moyen du changement du trait de côte (m/an)												
EPR	-0.58	-1.90	-1.55	-1.60	-1.19	-1.78	-1.45	-1.39	-1.81	-1.11	-1.61	-1.24
LRR	-0.65	-2.11	-1.73	-1.76	-1.27	-1.92	-1.58	-1.38	-1.98	-1.01	-1.66	-1.33
Taux Max du changement du trait de côte (m/an)												
EPR	-0.19	-0.68	-0.84	-0.87	-0.70	-0.60	-0.72	-0.06	0.09	-0.82	-1.31	-0.19
LRR	-0.30	-0.72	-0.95	-0.97	-0.85	-0.72	-0.90	-0.33	0.06	-0.61	-1.35	-0.30
Taux minimum de changement du trait de côte (m/an)												
EPR	-1.18	-2.72	-2.72	-1.97	-1.46	-2.28	-2.42	-1.85	-3.61	-1.01	-2.04	-2.11
LRR	-1.27	-3.07	-3.07	-2.19	-1.53	-2.40	-2.64	-1.82	-4.03	-1.16	-2.11	-2.26
Nombre de transects en accrétion												
EPR	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	236
LRR	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	224
Nombre de transects en érosion												
EPR	77	79	78	63	32	47	101	37	38	6	24	1400
LRR	77	79	78	63	32	47	101	37	38	6	24	1404
% de transects en accrétion												
EPR	0	0	0	0	0	0	0	0	2.58	0	0	9.95
LRR	0	0	0	0	0	0	0	0	2.58	0	0	10.24
% de transects en érosion												
EPR	100	100	100	100	100	100	100	100	97.42	100	100	87.34
LRR	100	100	100	100	100	100	100	100	97.42	100	100	89.76

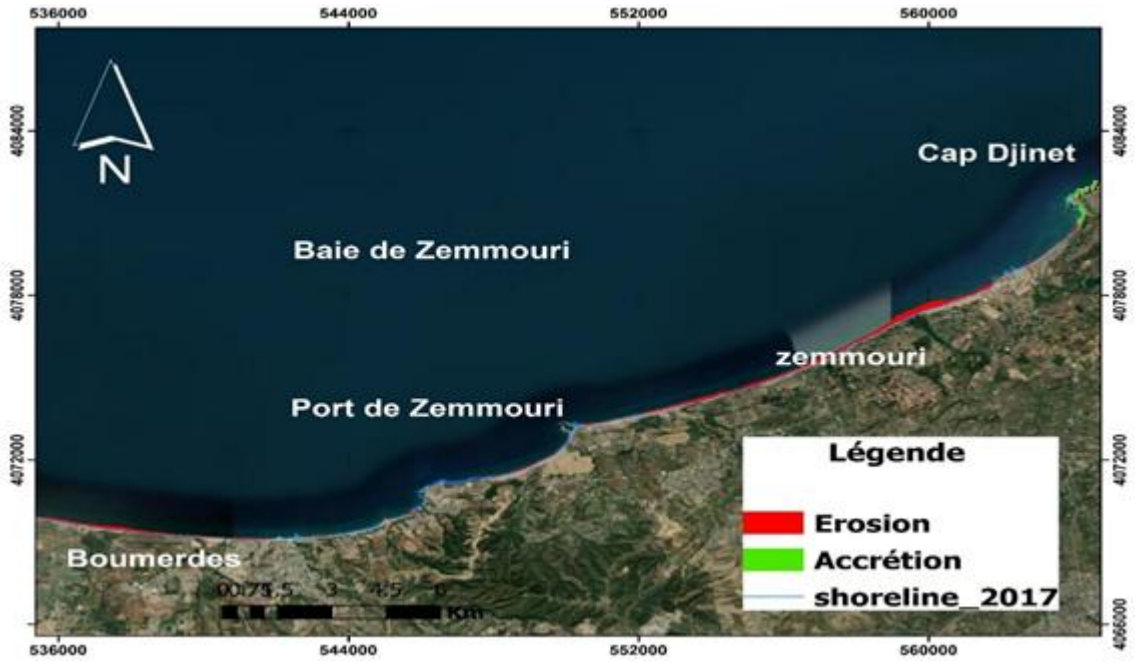


Figure VI. 16: Bilan surfacique de la cote (Oued Réghaia –Cap Djinet) durant la période 1980-2017.

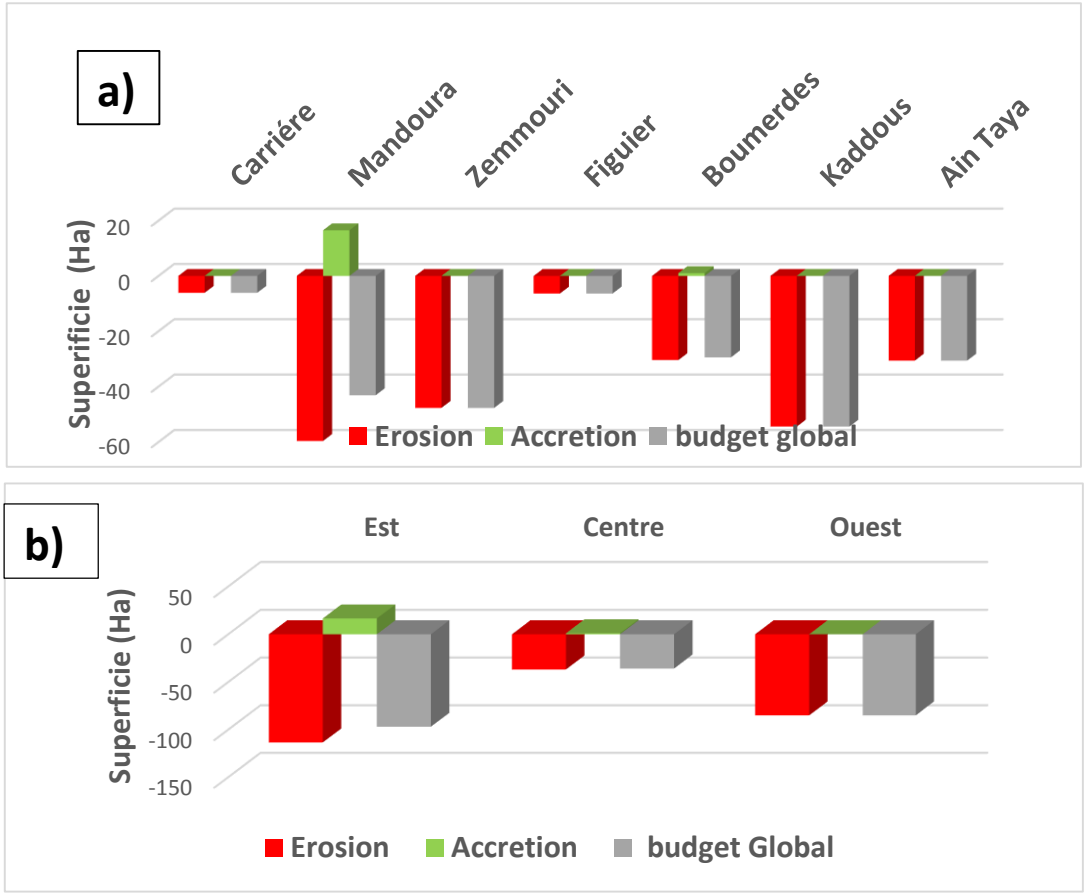


Figure VI. 17: **a** Budget sédimentaire le long de la côte de la baie de Zemmouri pour chaque plage ;**b** Budget sédimentaire entre 1980 et 2017 sur les zones côtières occidentales, la partie centrale et orientale de la baie de Zemmouri.

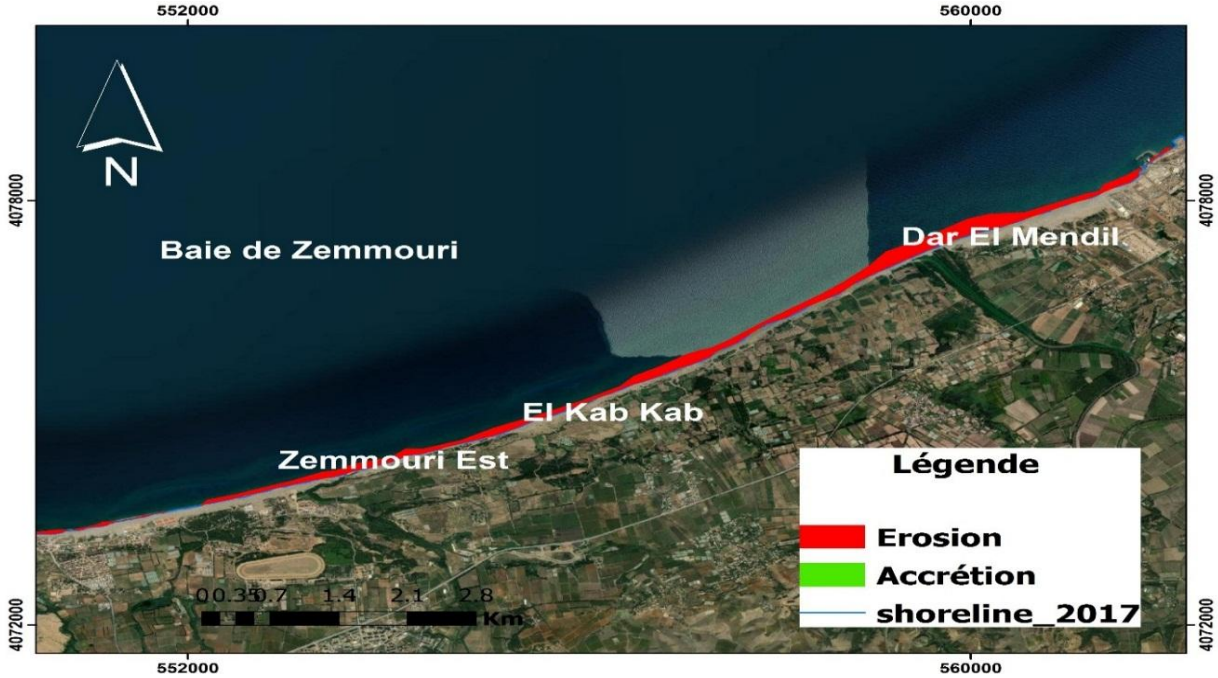


Figure VI. 18 Bilan surfacique de la cote (plage Zemmouri Est –plage El KabKab) durant la période 1980-2017.

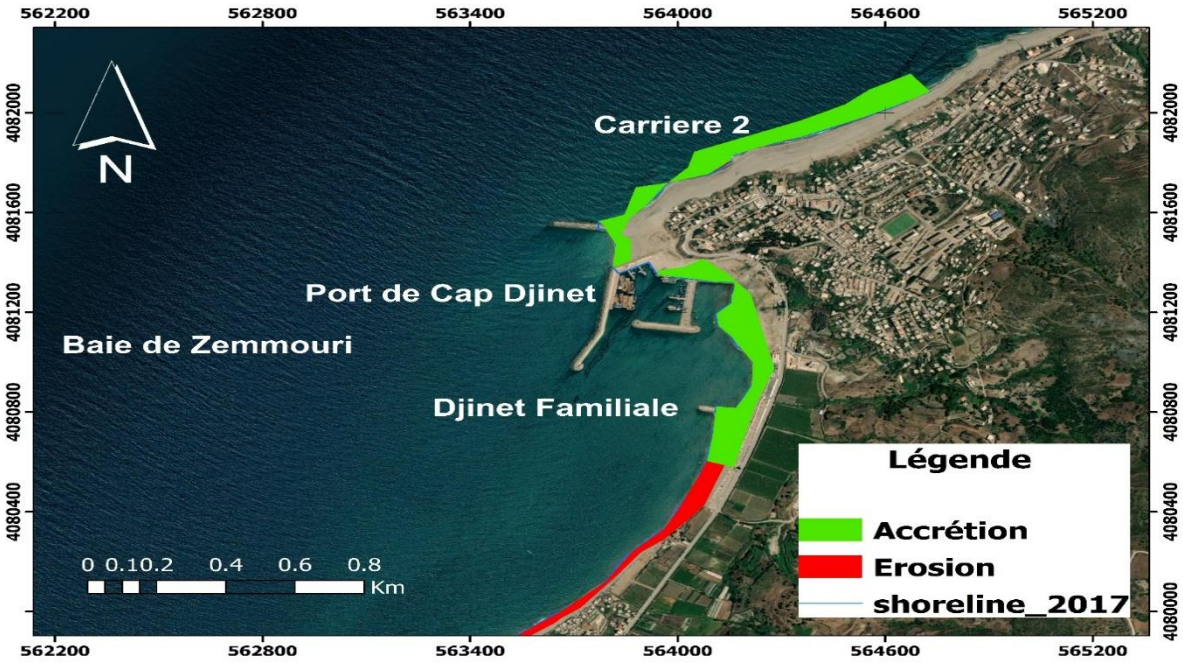


Figure VI. 19: Bilan surfacique de la cote (plage Djinet Familiale –plage Carriére 2) durant la période 1980-2017.

VI.10. Comparaison des taux nets de changements du trait de côte obtenus selon les différentes méthodes statistiques

Les résultats des taux nets des changements du trait de côte obtenus par deux approches (EPR, LRR) ont été représentés sous forme de courbes (valeurs de l'EPR vs LRR) **(Fig VI.20).** Ces résultats montrent une bonne corrélation entre les deux approches au cours de la période 1980 – 2017, avec un coefficient de corrélation (R2=0,8). Ces valeurs obtenues sont très proches dans toute la baie de Zemmouri.

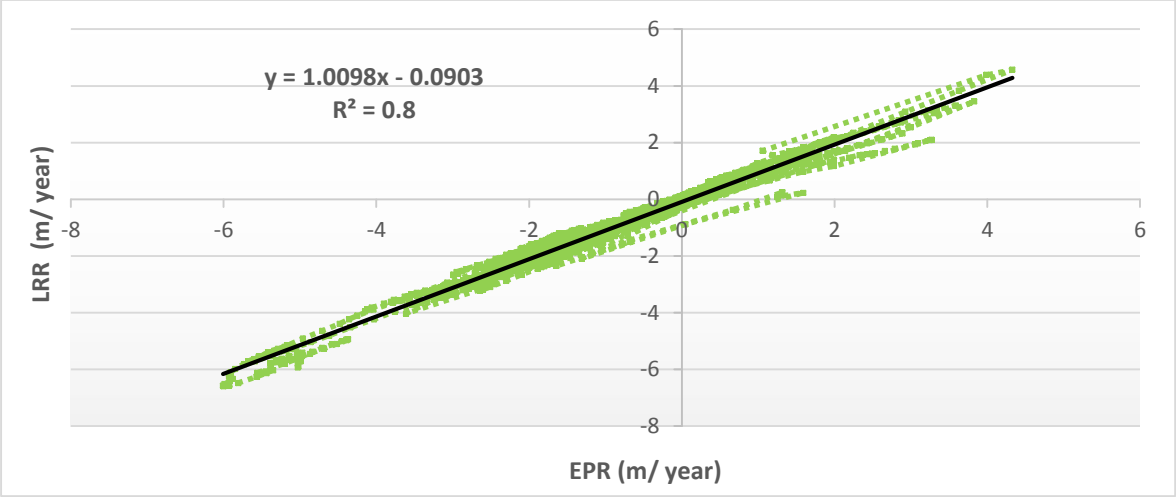


Figure VI. 20: Comparaison des taux du trait de côte obtenus par différentes méthodes statistiques (EPR, LRR).

La troisième méthode (NSM) traite la distance entre les rivages les plus éloignés et les plus proches de la ligne de base. Sur la base de **Fig VI. 21** et durant la période 1980 à 2017, les résultats montrent une forte accrétion dans la plage de Carrière et une forte érosion dans la plage de Zemmouri.

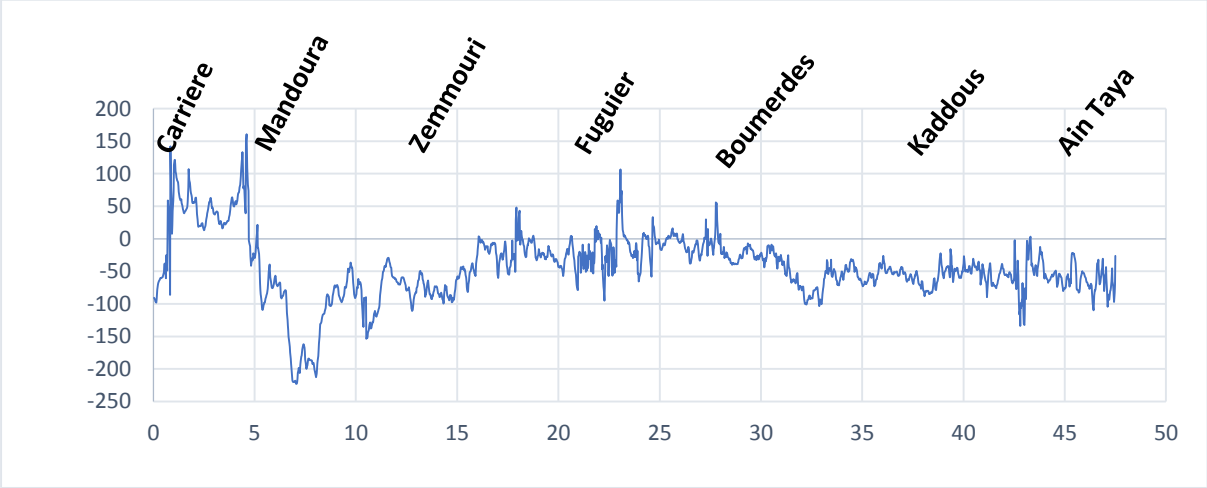


Figure VI. 21: Variations du trait de côte au long de la cote de Zemmouri entre 1980 et 2017 (mouvement net du trait de côte NSM).

VI.11. Discussions des résultats obtenus

L'analyse de la variation du changement du rivage au cours de ces 37 dernières années (1980-2017) montre que la baie de Zemmouri est soumise soit, à l'accrétion avec un pourcentage de 12,80 % soit, à l'érosion avec un pourcentage de 87,20 %.

La dynamique spatio-temporelle du rivage dans la zone côtière de Zemmouri peut être liée à des facteurs naturels tels que : (la géomorphologie des plages, les houles, les courants et les tempêtes ou des facteurs humains tels que (l'urbanisation, les installations touristiques, les activités économiques sur la côte et l'extraction du sable).

La baie de Zemmouri par sa morphologie, son orientation et sa largeur du plateau continental s'ouvre sur le Nord-Ouest. Les études portant sur la réfraction de la houle montrent que la zone d'étude est plus exposée aux houles Nord-Est que les houles nord et Nord-Ouest **(Bouhmadouche and Hemdane 2016).**

Dans la partie orientale et dans les conditions naturelles normales, les vagues de NW transportent les sédiments de l'Oued Isser et elles se déposent sur la plage est de Mendoura. Dans le cas des vagues NE, les sédiments sont transportés et déposés sur la plage de Zemmouri Ouest près de la jetée secondaire du port de Zemmouri. Ces conditions ont été provoquées après la construction du nouveau port du Cap Djinet (**Fig VI. 22a)** et l'installation de la centrale électrique **(Fig VI. 22b)**. L'aménagement de l'extension du port de Cap Djinet a engendré une perturbation du fonctionnement hydro-sédimentaire de cette zone du fait qu'ils aient fait obstacle aux mouvements sédimentaires longitudinaux. Ce qui explique une accrétion au niveau de la plage de Carrière et la plage de Djinet familiale (**Fig VI. 22c)** et une érosion dans la plage de Zemmouri par le phénomène de diffraction.

La plage de Zemmouri est plus touchée par l'érosion côtière, ceci peut être expliqué par l'extraction abusive du sable sur les dunes de Zemmouri, sur l'embouchure d'Oued Isser, l'installation d'un complexe touristique sur les dunes de Zemmouri et la construction des barrages (Beni Amrane et Koudiat Acerdoune), ces barrages ont stoppé le débit des sédiments solides.

Dans la partie Centrale, le changement du trait de côte est contrôlé principalement par les activités anthropiques que par les processus naturels.

La plage de figuier située entre cap blanc et le port de Zemmouri fait partie à une cellule sédimentaire indépendante. La jetée principale du port bloque une grande partie des sédiments de dérive littorale, ce qui explique une forte d'érosion dans la plage de figuier et un stock sédimentaire très important au l'amont-transit de l'obstacle. Actuellement, et après l'installation d'une sablière sur les dunes de figuier, on a noté un déséquilibre du système (Dune-plage) par l'extraction abusive du sable **Fig VI. 22d**.

La plage de Boumerdès montre une situation (érosion-accrétion), peuvent être due généralement à une forte urbanisation et la sur-fréquentation en saison estivale.

Par ailleurs, la construction du barrage de Keddara, les infrastructures touristiques (hôtels, bungalows), les réseaux routiers, et l'extraction du sable au niveau des plages (Corso, Boumerdès) et au niveau des embouchures des Oueds (Corso, Boudouaou EL-Bahri, Boumerdes) ont engendré des effets notables sur la dynamique hydro-sédimentaire de la zone d'étude, et l'accélération de l'érosion côtière. Pour résoudre ce problème, deux épis et un brise-lame ont été installés au niveau de plage de Boumerdès en vue d'empêcher la

dispersion des sédiments vers le large **(Sallaye et al. 2018)**. Toutefois, l'efficacité limitée de ces nouveaux aménagements avait provoqué une érosion progressive dans la partie Ouest de Boumerdès.

La partie Occidentale (kaddous-Ain Taya) est marquée par une forte érosion due principalement à des facteurs hydrodynamiques marins (courant de retour, les houles de NE, les tempêtes). Ces derniers provoquent le dépôt des sédiments côtiers en mouvement. À cet effet, le ministre des Travaux publics a proposé des solutions d'aménagement pour maintenir la ligne de rivage, se traduisant par la construction d'un mur de soutènement réalisé sur une longueur de 600 m en 1984. Cet ouvrage avait provoqué une érosion au niveau de la plage de Réghaïa. Des opérations visant à protéger cette plage par des ouvrages (03 brise-lames) a été menée **Fig VI. 22e**. En plus des facteurs hydrodynamiques, les activités humaines dans cette région telles que : la construction du barrage de Hamiz, l'extraction du sable au niveau des plages de Réghaïa, plage Sidi Khider, les activités industrielles et le phénomène d'urbanisation côtière. Ces activités ont entrainé un déficit sédimentaire. **Fig VI. 22f.**



Figure VI. 22 a nouveau port de pêche. **b** Centrale électrique de Cap Djinet. **c** prolongement de l'extension du port de Cap Djinet. **d** l'extraction illégale de sable. **e** Des Ouvrages de protection (03 brise-lames). **f** l'urbanisation le long de la zone côtière.

VI.12. Relation entre l'évolution du trait de côte et l'évolution bathymétrique

Les résultats de l'analyse de variation du trait de côte nous a apporté que les phénomènes d'accumulation et d'érosion dans la baie de Zemmouri dépendant aussi de la dynamique morpho-hydrosédimentaire dans les petits fonds marin. Les zones qui ont subi à un recul sont en effet, ceux qui relèvent également à un abaissement dans les fonds marins et contrairement les zones en accrétion sont en effet, ceux qui relèvent également à un exhaussement dans les petits fonds.

A cet effet, les zones en accrétion sont particulièrement localisées prés de port du Cap Djinet, notamment dans la plage de Carrière et la plage de Djinet familiale **Fig VI. 23**. La jetée principale de ce port est devenue un obstacle au transit sédimentaire, Ceci permet d'expliquer l'accumulation des sédiments dans cette partie **Fig VI. 24**.

Toutes ces approches permettent d'obtenir des résultats cohérents, qui illustrent clairement les corrélations entre l'évolution du littoral à différentes échelles et l'évolution du fond marin.



Figure VI. 23: l'aménagement du port de Cap Djinet l'aménagement **(Google Earth, 2009)**.



Figure VI. 24 : Après du port de Cap Djine **(Google Earth, 2021)**.

VI.13. L'évolution provisionnelle du trait de côte 2020-2050

VI.13.1. Détermination de la position du trait de côte en 2050

Les traits de côte à échéance 2050 sont définis comme étant la limite maximale en amont où des instabilités peuvent se reproduire. Ces traits de côtes ont été extrapolés à partir des données d'évolution historique moyenne de la ligne de rivage entre 1980 et 2017.

Au niveau des côtes sableuses, aucune théorie spécifique utilisée pour évaluer les conséquences du réchauffement climatique.

Parmi les différentes approches historiques existantes, la méthode mathématique non linéaire a été choisie, car elle est considérée comme la technique la moins aléatoire.

VI.13.2. Modèle EPR pour la prédiction du trait de côte

La situation future du littoral peut être définie à partir de modèles mathématiques non linéaires basés sur le taux d'érosion et d'accumulation, la fonction temporelle, ou l'élévation du niveau de la mer. Parmi ces derniers, les modèles de la régression linéaire (LRR) et celui du taux du point extrême (EPR) restent les plus utilisés. Dans notre cas, la position future du

trait de côte à l'horizon 2050 a été obtenue à l'aide de l'équation (5) en prenant en compte le taux de variation du trait de côte, l'interception du modèle et l'intervalle de temps.

La position du trait de côte au temps t2 (P2) = Taux de changement (EPR)*intervalle de temps+ interception du modèle

Par la suite si l'on note

- $\boldsymbol{P_{ftc}}$: Postions futures du trait de côte
- $\boldsymbol{t}$: L'intervalle de temps
- $\boldsymbol{K_{EPR}}$: Pour l'interception du modèle
- TEPR : Taux de changement du trait de côte (EPR)

L'équation peut être écrite comme suit :

$$P_{ftr} = T_{EPR} \times t + K_{EPR} \quad \textbf{(éq VI.4)}$$

avec: $$T_{EPR} = \frac{P_2 - P_1}{t_2 - t_1} \quad \textbf{(éq VI.5)}$$

où:

$$P_2\,, P_1 : \textit{positions la plus ancienne et la plus récente du trait de côte}$$

$$t_2\,, t_1 : \textit{dates}$$

$$et: K_{EPR} = P_1 - (T_{EPR} \times t_1) = P_2 - (T_{EPR} \times t_2) \quad \textbf{(éq VI.6)}$$

VI.13.3. Prédiction de la position du trait de côte à l'horizon 2050

La technique de l'EPR a été utilisée pour prédire la position future du trait de côte de la zone côtière de Zemmouri à long terme 2050 **(Fig VI. 25 à Fig VI. 29)**. La comparaison entre les positions de traits de côte de 2017 et 2050 montre que l'érosion dans toute la zone d'étude sera à l'avenir forts à très forts dans les secteurs naturels et faibles à très faibles dans les zones protégées, par contre l'accrétion sera à l'avenir forts à très forts dans les secteurs protégés et faibles à modérées dans les secteurs naturels. L'érosion moyenne sera de -9.37m entre 2017 et 2050 en baie de Zemmouri. L'accrétion moyenne sera de +15.32 m entre Ain Taya et la plage Kaddous. L'érosion maximale sera observée au niveau de la plage Déca-plage avec -30,1 m entre 2017 et 2050. En outre, l'accrétion maximale sera observée au niveau de la plage de Carrière 2 avec une valeur de + 140 m.

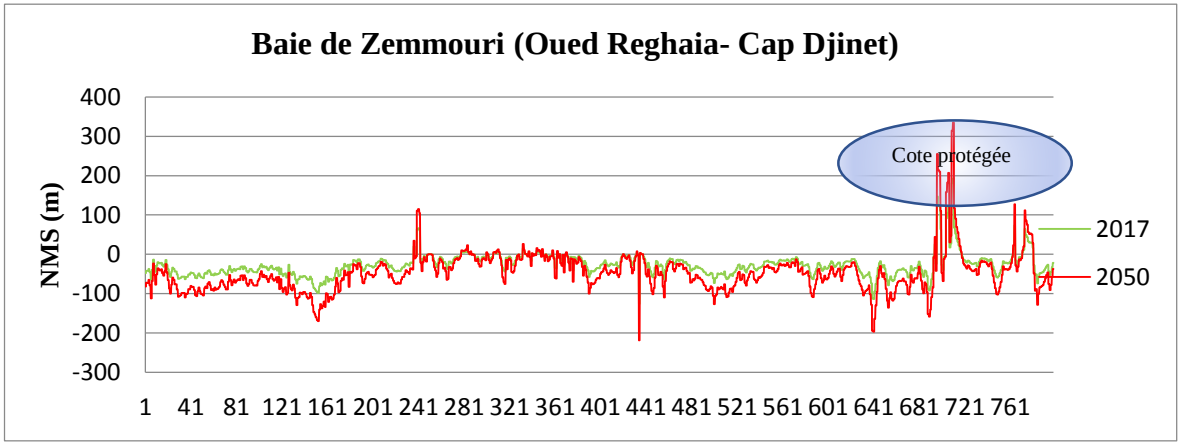


Figure VI. 25 : Prédiction des changements du trait de côte Réghaia- Cap Djinet à l'horizon 2050.

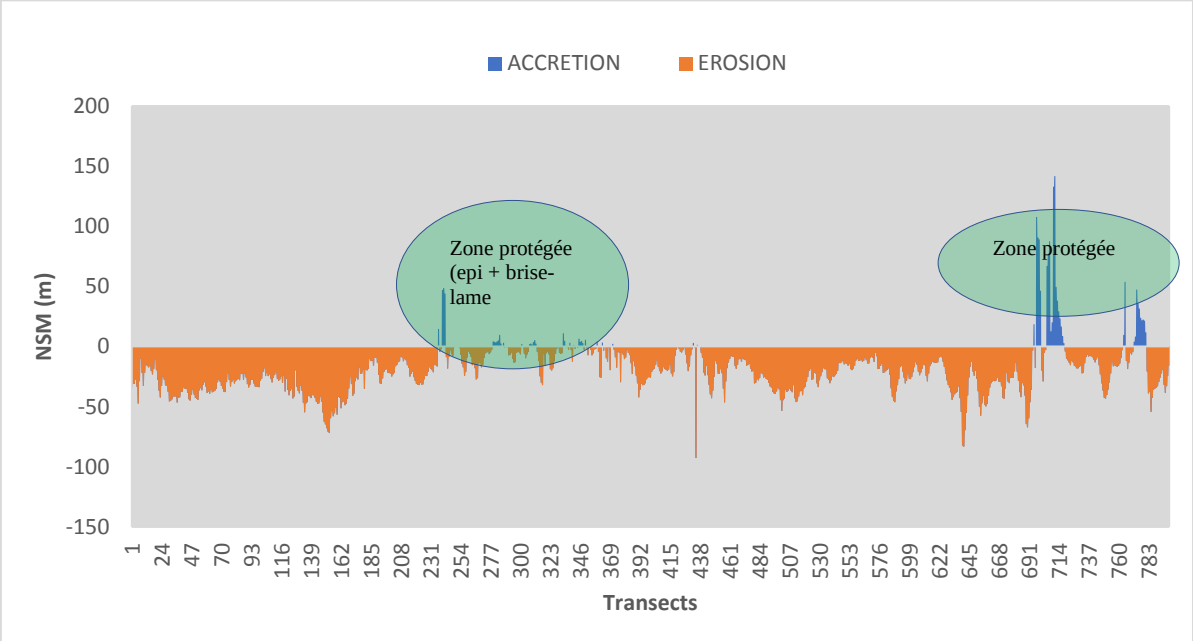


Figure VI. 26 : Changements moyens de la position de la ligne de rivage dans de la baie de Zemmouri (Réghaia- Cap Djinet) à l'horizon 2050.

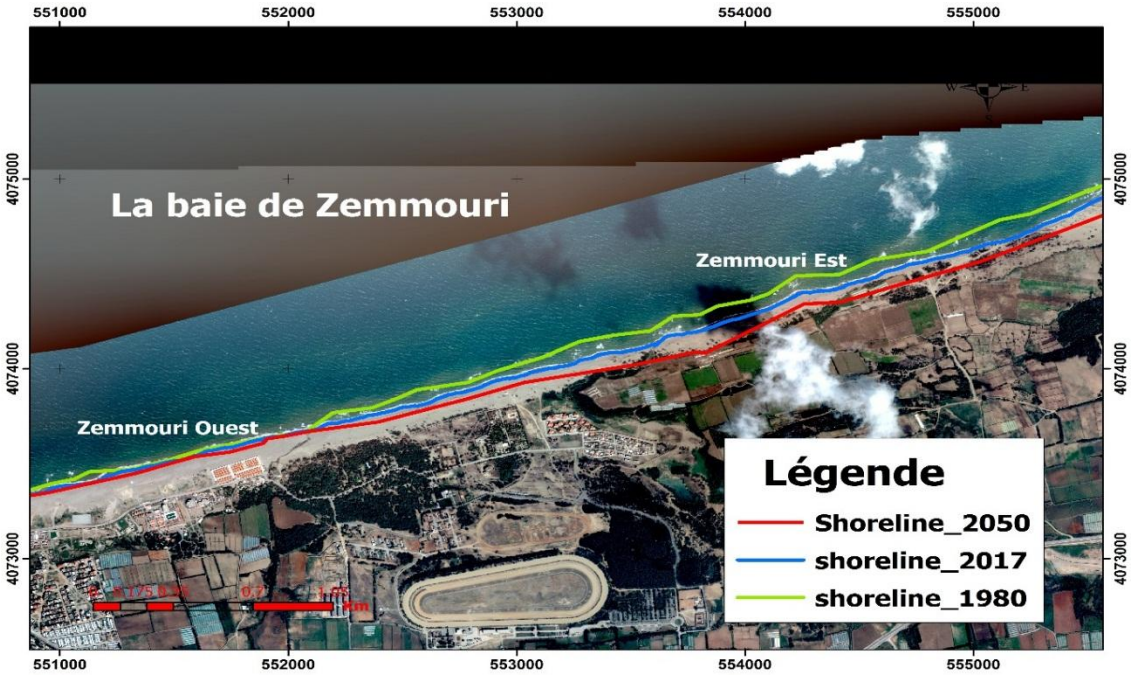


Figure VI. 27 : position du trait de côte en 2050 dans zone Zemmouri Ouest – Zemmouri Est.

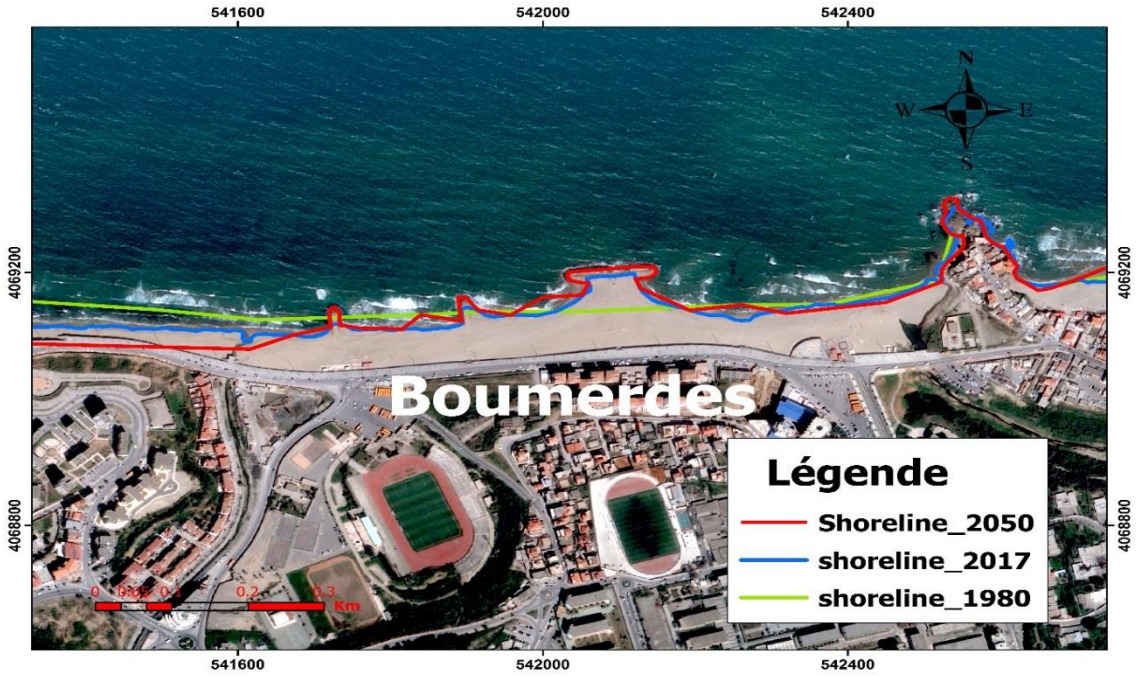


Figure VI. 28: position du trait de côte en 2050 dans zone de Boumerdes.

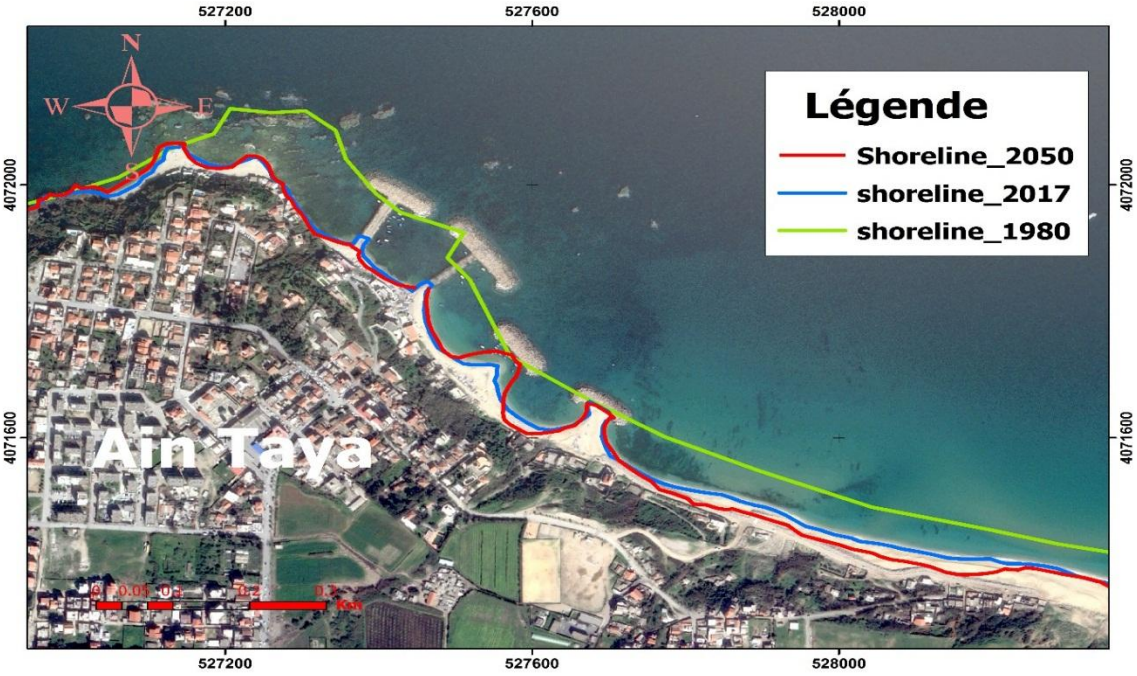


Figure VI. 29 : position du trait de côte en 2050 dans zone d'Ain Taya.

VI.14. Conclusion

La détermination de l'évolution spatio-temporelle du trait de côte à l'échelle locale est basée sur l'utilisation des images satellitaires et des photographies aériennes. Les données ont été redressées et projetées dans le système de projection UTM/WGS84 Zone 31 Nord. La numérisation des lignes de rivage a été effectuée pour les différents documents (photos aériennes, image satellitaire). Les lignes obtenues ont été introduites dans une base d'informations géographiques afin d'être analysées.

L’analyse spatio-temporelle de l’évolution du trait de côte de la baie de Zemmouri entre 1980 et 2017 a montré une situation d’érosion, particulièrement dans la partie orientale. Cette variation a été mesurée par trois approches (EPR, LRR, NSM), à l’aide du DSAS.

D’autre part, on a relevé un taux de recul moyen de -1.3 m/an le long de la côte de Zemmouri.

Troisième partie
Modélisation de la dynamique côtière à l'avant côte du littoral de la baie de Zemmouri

Chapitre 7
Etude sur modèle numérique des vagues et des courants induit à la côte

VII. Etude sur modèle numérique des vagues et des courants induit à la côte

VII.1. Introduction

Les systèmes côtiers sont des environnements dynamiques souvent soumis à des pressions anthropiques intenses.

Les modèles numériques peuvent représenter divers processus naturels et prédire les impacts des interventions humaines, ce qui est particulièrement pertinent pour l'étude du transport des sédiments et des variations morphologiques **(Bergillos et al. 2017).**

L'objectif de la présente étude est de comprendre le transport sédimentaire le long de la côte de Zemmouri et de quantifier les taux de transport sédimentaire. Les données utilisées à cet effet concernent des données de houle au large, du vent, et une carte bathymétrique de la zone d'étude **(Cowell and Thom 1994)**.

Un système de modélisation côtière « MIKE 21 » développé par DHI, est utilisé pour simuler l'hydrodynamique des vagues et quantifier le mouvement des sédiments sur la côte.

Ce modèle permet de modéliser numériquement le transport sédimentaire intégrant l'ensemble des paramètres entrant en jeu dans cette problématique, tout en prenant compte du couplage dynamique entre la courantologie, la propagation de la houle, et le transport sédimentaire.

VII.2. Présentation de la modélisation

Il existe un certain nombre de modèles numériques disponibles aujourd'hui, allant du modèle open source Delft3D par Deltares au commercial MIKE21 par DHI.

Le choix du MIKE21 était fondé sur différents facteurs, entre autres le fait qu'il permet d'utiliser la fonction de modélisation MIKE21 et qu'il fournit un maillage flexible pour une représentation plus précise de la superficie réelle. La représentation en 2D a été retenue pour aboutir à un modèle raisonnablement précis de la région.

Le système flexible permet de réduire la taille de la grille à l'échelle locale dans les zones d'intérêt, tandis que MIKE C-Map permet d'extraire les données bathymétriques.

L'objectif principal est d'arriver à une idée générale sur les conditions hydrodynamiques présentes dans la baie de Zemmouri. La compréhension de ces processus englobe 3 phases principales :

- Modélisation de la propagation de la houle à l'échelle globale ;
- Modélisation de la propagation de la houle à l'échelle locale ;
- Modélisation couplée de la propagation de la houle / courantologie / transport sédimentaire à l'échelle locale.

La première étape consiste à déterminer les caractéristiques des houles au large (direction, hauteur, et la période) au niveau de la baie de Zemmouri. En raison de l'absence de données sur la houle aux alentours du site d'étude, cette phase est basée sur une modélisation à l'échelle globale.

La deuxième phase consiste à déterminer les taux de transport sédimentaire à partir des conditions climatologiques représentatives.

VII.3. Description générale du MIKE 21

La propagation des vagues du large vers la côte a été simulée à l'aide du logiciel MIKE 21. Ce modèle est destiné à l'étude de l'approche des vagues dans un large panel de domaine. Il est fondé sur le concept de quantité de mouvement. Il s'agit d'un modèle qui simule la transformation des houles, la croissance, et la décroissance des houles générées par le vent dans les zones côtières et extracôtières. Il comprend la croissance des vagues par l'action du vent, la dissipation due au frottement, la réfraction due à des variations de profondeur, la dissipation par déferlement. Il permet également de mesurer les courants côtiers en prenant en compte les contraintes de radiation dues à la houle dans les zones de déferlement **(DHI 2007).** Le modèle est aussi utilisé pour définir la répartition du transport des sédiments et les débits de transport sédimentaire ; accumulation/érosion à la suite des impacts d'aménagement côtiers (brise-lames, épis, digues, dragage, chenaux, etc.).

La principale équation qui régit MIKE 21 est celle de l'équilibre de l'action des vagues, définie soit par coordonnées sphériques ou cartésiennes.

En coordonnées cartésiennes horizontales, l'équation s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \nabla.(VN) = \frac{S}{\sigma} \qquad \textbf{(éq VII.1)}$$

Où : N ((x, y), σ, ș, t) : la densité d'action ;

(x, y) : les coordonnées cartésiennes ;

t : le temps ;

S : le terme source de l'équilibre énergétique ;

v (Cx, Cy, Cσ, Cș) : le groupe de la phase des houles en quatre dimensions ;

∇ : l'opérateur différentiel en quatre dimensions dans le plan d'espace (x, y), σ, ș.

La détermination de la fréquence angulaire relative σ :

$$\sigma = \sqrt{gktanh(kd) =}\ \ \omega - \left(\vec{k}\middle|\vec{u}\right) \quad \textbf{(éq VII.2)}$$

- $\vec{u}$: le vecteur de la vitesse du courant ;
- $\vec{k}$;k : le vecteur et l'amplitude de nombre d'ondes, respectivement ;
- σ : la fréquence angulaire absolue ;
- d : la profondeur d'eau.

VII.4. Description des modules du logiciel MIKE 21

VII.4.1. Spectral Waves SW

Pour la simulation de la propagation de la houle spectrale, le modèle Spectral Wave (MIKE 21 SW) des suites du modèle MIKE21 a été utilisé. Le MIKE 21 SW est un modèle spectral du vent-vague de nouvelle génération basé sur des maillages non structurés.

Il prend en compte de tous les phénomènes importants, tels que les interactions non linéaires vagues-vagues, la génération des vagues induites par le vent, la dissipation due au déferlement, la dissipation due au frottement sur le fond et les interactions vagues-courants.

La mesure de la vitesse de propagation d'un groupe d'ondes dans l'espace de plusieurs phases quadridimensionnelles **(DHI 2014)**, est exprimée de la manière suivante :

$$\overrightarrow{v=}(C_x, C_y, C_\sigma, C_\theta) \qquad \textbf{(éq VII.4)}$$

$$(C_x, C_y) = \frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{C}_g + \vec{U} \qquad \textbf{(éq VII.5)}$$

$$C_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial\sigma}{\partial d}\left[\frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U}\nabla_{\vec{x}} d\right] - C_g \vec{K}\frac{\partial \vec{U}}{\partial s} \qquad \textbf{(éq VII.6)}$$

$$C_\emptyset = \frac{d\emptyset}{dt} = \frac{1}{K}\left[\frac{\partial\sigma}{\partial d}\frac{\partial d}{\partial m} + \vec{K}\frac{\partial \vec{U}}{\partial m}\right] \qquad \textbf{(éq VII.7)}$$

Dans laquelle cg est l'amplitude de la vitesse du groupe :

$$C_g = \frac{\partial\sigma}{\partial k} = \frac{1}{K2}\left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd}\right)\frac{\sigma}{k} \qquad \textbf{(éq VII.8)}$$

La détermination de la dissipation d'énergie :

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \qquad \textbf{(éq VII.9)}$$

- S_{in} : génération d'énergie par le vent ;
- S_{nl} : transfert d'énergie des vagues dû à l'interaction non linéaire vague-vague ;
- S_{ds} : dissipation d'énergie des vagues due au moutonnement ;
- S_{bot}: dissipation d'énergie des vagues due au frottement de fond ;
- S_{surf} : dissipation d'énergie des vagues due au déferlement de la vague.

VII.4.1.1 Moutonnement (Sds)

Le déroulement du processus de moutonnement dans MIKE21 est décrit par la fonction de formulée par **(Komen et al. 1996) :**

$$S_{ds} \approx \omega * E \qquad \textbf{(éq VII.10)}$$

$$S_{ds} = C'_{ds}\left(\frac{\hat{\alpha}}{\hat{\alpha}_{PM}}\right)^m \frac{k}{\overline{K}}\overline{\sigma}E \qquad \textbf{(éq VII.11)}$$

Où :

- C'_{ds} et m sont les paramètres d'ajustement ;
- $\overline{\sigma}$ est la fréquence moyenne angulaire relatif ;
- $\overline{K}$ est le nombre d'ondes moyen ;
- $\hat{\alpha}$ est la raideur globale du champ d'onde, $\hat{\alpha} = \overline{K}\sqrt{E_{tot}}$

- $\hat{\alpha}_{PM}$ est la valeur $\hat{\alpha}$ pour le spectre de Pierson-Moskowitz ;
  E_{tot} est l'énergie totale du spectre d'énergie.

VII.4.1.2 Génération d'énergie par le vent (Sin)

$$S_{in}(f,\emptyset) = \gamma E(f,\theta) \qquad \textbf{(éq VII.12)}$$

Où :

- E est la densité de l'énergie ;
- γ est le taux de croissance ;
- f est la fréquence ;
- θ est la direction des vagues.

VII.4.1.3 Frottement du fond (Sbot)

$$S_{bot}(f,\emptyset) = -\left[C_f + \frac{f_c(\overline{UK})}{K}\right]\frac{K}{\sinh 2KD}E(f,\theta) \textbf{ (éq VII.13)}$$

Où :

- Cf : coefficient de frottement (m/s) ;
- Fc : coefficient de frottement pour le courant ;
- u : la vitesse du courant.

VII.4.1.4 Déferlement (Ssurf)

Le concept source de déferlement est écrit par **(Eldeberky and Battjes 1995)** sur la source de la formulation de déferlement dérivée par **(Battjes and Janssen 1978) :**

$$S_{surf}(f,\emptyset) = -\frac{2\alpha_{BJ}Q_b\overline{f}}{X}E(f,\theta) \textbf{ (éq VII.14)}$$

- α_{BJ} ≈10 est une constante de calibration ;
- Q_b est la fraction de vagues déferlantes ;
- $\overline{f}$ est la fréquence moyenne ;
- X est le coefficient d'énergie globale dans le train d'ondes aléatoires de l'énergie en un train de vagues avec la hauteur de vague maximale possible **(DHI 2014).**

$$X = \frac{E_{tot}}{(H_m^2/8)} = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2 \qquad \textbf{(éq VII.15)}$$

$$H_{rms} = \sqrt{8.E_{tot}}$$

- E_{tot} est l'énergie des vagues totale ;
- H_m est la hauteur de la vague maximale (en eau peu profond, H_m = γ.d);
- γ est un paramètre de disjoncteur.

$$\frac{Q_b}{\ln Q_b} = X = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2 \qquad \textbf{(éq VII.16)}$$

$$Q_b = X = e^{\frac{-(1-Q_b)}{(H_{rms}/H_m)^2}} \qquad \textbf{(éq VII.17)}$$

$$Q_b = \begin{cases} (1+2x^2).e^{\frac{-1}{x}}, & x < 0.5 \\ (1-2.024.z).(1-0.44.z), \quad z = 1-x, & 0.5 \le x < 1 \\ 1, & x \ge 1 \end{cases} \textbf{(éq VII.18)}$$

La valeur de la contribution du déferlement peut être ajustée à l'aide du paramètre γ ou α (paramètre α qui détermine le coefficient de dissipation), avec une valeur comprise entre 0,5 et 1,0 **(DHI 2014)**.

VII.4.1.5 Non-linear interactions (Snl)

L'interaction non linéaire vagues-vagues dans le module du spectre d'onde est décrite par le réglage « *Discrete Interaction Approximate* » **(Hasselmann and Hasselmann 1985).**

$$\begin{cases} \omega_1 = \omega_2 = \omega \\ \omega_3 = \omega(1+\lambda) = \omega_+ \\ \omega_4 = \omega(1+\lambda) = \omega_- \\ \theta_1 = \theta_2 = \theta \end{cases} \textbf{(éq VII.19)}$$

Où λ est une constante,λ est égale à 0,25.

Les ongles θ_3, θ_4 sont choisis par rapport à k comme θ_3 = 11,5° et θ_4 = - 33,6°.

Pour les densités spectrales d'énergie, les incréments vers les équations sources $S_{nl}(f_r, \emptyset) = \frac{\partial E}{\partial t}$ aux trois nombres d'ondes en interaction sont Étant » **(Hasselmann and Hasselmann 1985).**

$$\begin{Bmatrix} \delta S_{nl} \\ \delta S_{nl+} \\ \delta S_{nl-} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} -2\frac{\Delta f \Delta \emptyset}{\Delta f \Delta \emptyset} \\ (1+\lambda)\frac{\Delta f \Delta \phi}{\Delta f_+ \Delta \phi} \\ (1-\lambda)\frac{\Delta f \Delta \phi}{\Delta f_- \Delta \phi} \end{Bmatrix} \theta(f, E, E_+, E_-) \qquad \textbf{(éq VII.20)}$$

$$\theta(f, E, E_+, E_-) = C^1 g^{-4} f^{11} \left[E^2 \left(\frac{E_+}{(1+\lambda)^4} + \frac{E_-}{(1-\lambda)^4} \right) - \frac{2EE_+E_-}{(1-\lambda^2)^4} \right] \textbf{(éq VII.21)}$$

Où :

- C^1 est une constante numérique proportionnelle : $C^1 = 3 \cdot 10^7$;
  Δf, Δf+ , et Δf- représentent la résolution spectrale discrète de fr, fr,+ , et fr- ;
- E ≡ E(Benslama-Habiki), E+ ≡ E(f+,θ), et E- ≡ E(f-,θ) sont les densités d'énergie aux valeurs des interactions des nombres d'ondes.

Pour connaître le mouvement hydro-sédimentaire de la zone d'étude, une modélisation bidimensionnelle de la propagation de la houle, de la courantologie et du transport sédimentaire sont mis en œuvre. Celles-ci sont réalisées avec les modules HD, SW et ST, respectivement, de la suite du logiciel MIKE 21**(Patro et al. 2009).**

VII.4.2. Hydrodynamic module HD

Le module hydrodynamique est le module fondamental de MIKE 2, tandis que le modèle d'écoulement FM constitue le module de base de l'ensemble du système MIKE 21, mais peut également être utilisé seul.

La configuration et l'étalonnage du module HD doivent être effectués avant l'utilisation du module sédimentaire. Il est à noter que ce premier module peut être utilisé pour simuler les modèles de flux et de courant, les variations du niveau d'eau et du débit.
Les calculs sont basés sur la bathymétrie et la topographie de la région, ainsi que le niveau d'eau et la résistance du fond **(DHI 2007).**

La principale équation en eau peu profonde dans le système de coordonnées Cartésien est définie comme suit :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\overline{v}}{\partial y} = hS$$

- $\frac{\partial h\overline{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\overline{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\overline{vu}}{\partial y} = f\overline{v}h - gh\frac{\partial n}{\partial x} - \frac{h}{p_0}\frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2p_0}\frac{\partial p_w}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{p_0} - \frac{\tau_{bx}}{p_0} - \frac{1}{p_0}\left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}\left(hT_{xy}\right) + hu_sS$
- $\frac{\partial h\overline{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\overline{v}^2}{\partial y} + \frac{\partial h\overline{uv}}{\partial x} = f\overline{u}h - gh\frac{\partial n}{\partial y} - \frac{h}{p_0}\frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2p_0}\frac{\partial p_w}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{p_0} - \frac{\tau_{by}}{p_0} - \frac{1}{p_0}\left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}\left(hT_{xy}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(hT_{yy}\right) + hv_sS$ **(éq VII.22)**

Où :

- t est le temps ;
- h est la profondeur totale de l'eau, h = η + d ;
- η est la hauteur de la surface ;
- x, y, et z sont les coordonnées cartésiennes ;
- d est la profondeur de l'eau ;
- f est le paramètre de Coriolis, f = 2Ωsinθ ;
- u, v, et w sont les composantes de la vitesse du courant dans les directions x, y, et z;
- Ω est la vitesse angulaire de révolution ;
- θ est la latitude géographique ;
- ρw est la densité de l'eau ;
- Syx, Sxy, Syy, et Sxx sont les composantes du tenseur de rayonnement ;
- A et νt sont les viscosités turbulentes horizontale et verticale ;
- pa est la pression atmosphérique ;
- ρ_0 est la densité de référence de l'eau ;
- S est l'amplitude de la décharge causée par des sources ponctuelles ;
- (vs, us) sont les vitesses par lesquelles l'eau est rejetée dans l'eau ambiante ;
- (τbx, τby) et (τsx, τsy) sont les composantes y et x des contraintes de cisaillement du vent du fond et de surface ;
- $\overline{u}, \overline{v}$ sont des vitesses de courant à la profondeur moyenne définies par :

$$h\overline{u} = \int_{-d}^{n} u dz \quad , \quad h\overline{v} = \int_{-d}^{n} v dz \qquad \textbf{(éq VII.23)}$$

T_{ij} sont les contraintes latérales définies par **(DHI 2014):**

$$T_{xx} = 2A\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} \quad , \quad T_{yy} = 2A\frac{\partial \overline{v}}{\partial y} \quad , \quad T_{xy} = A\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v}}{\partial x}\right) \qquad \textbf{(éq VII.24)}$$

VII.4.3. Sediment Transport (ST)

MIKE21 Flow Model - ST décrit l'érosion, le transport et le dépôt de sable sous l'action des courants, des vagues ou du courant de retour. Il s'adapte parfaitement aux applications en relation avec les problèmes d'ingénierie côtière pour l'étude du transport sédimentaire des sédiments non cohésifs.

La base hydrodynamique du module ST est calculée en utilisant le module HD de MIKE21 Flow Model FM.

Le module ST peut calculer les taux de transport des sédiments à l'aide de deux modèles différents : courant de retour, combiné des courants et de la houle.

Deux méthodes disponibles pour calculer le ST dans des conditions combinées de vagues et de courant. La méthode Bijker et la méthode STP (« Sediment Transport Program ») de DHI.

La principale équation qui permet de mesurer le transport sédimentaire par la méthode STP est :

$$q_{tp} = q_b + q_s \qquad \textbf{(éq VII.25)}$$

Où qtb, qb, et qs sont le transport total des sédiments, le transport par charriage et le transport par suspension.

VII.4.3.1 Transport par charriage

VII.4.3.1.1. Transport par charriage des sables

Le transport sans dimension par chariage Φ_b se fait par un model déterminé par **(Engelund and Fredsøe 1976) :**

$$\emptyset_b = 5p\left(\sqrt{\emptyset'} - 0.7\sqrt{\emptyset_C}\right) \qquad \textbf{(éq VII.26)}$$

Où θ' est la contrainte de cisaillement sans dimension, p est la probabilité que toutes les particules d'une couche s'orientent, elles sont données par :

$$p = \left[1 + \left(\frac{\frac{\pi}{6}\beta}{\emptyset' - \emptyset_C}\right)^4\right]^{-1/4} \qquad \textbf{(éq VII.27)}$$

$$\emptyset' = \frac{u_f'^2}{(s-1)gd} \qquad \textbf{(éq VII.28)}$$

Où $\emptyset_c$ est le paramètre de Shields critique :

$$\emptyset_c = \emptyset_{c,0}\left(\frac{-\cos\psi\sin\beta + \sqrt{u_s^2 + cos^2\beta - sin^2\psi sin^2\beta}}{u_s}\right) \qquad \textbf{(éq VII.29)}$$

Où

- μs est un coefficient de frottement statique (μs = tanφs, φs = angle de repose) ;
- θc,0 est le paramètre de Shields critique sur le fond plat ;
- ψ est l'angle entre le courant et la direction de la pente ;

- β est la pente du fond.

A l'aide de l'équation $\emptyset_b = 5p\left(\sqrt{\emptyset'} - 0.7\sqrt{\emptyset_c}\right)$, on peut calculer les moyennes temporelles **(DHI 2014)** :

$$\phi_{b1} = \frac{1}{T}\int_0^T \phi_b(t)\cos\left(\phi(t)\right)dt \qquad \textbf{(éq VII.30)}$$

$$\phi_{b2} = \frac{1}{T}\int_0^T \phi_b(t)\sin\left(\phi(t)\right)dt \qquad \textbf{(éq VII.31)}$$

$$\phi_{b2} = \phi_{b2}\sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \qquad \textbf{(éq VII.32)}$$

Où :

- Φb1 est le transport par charriage sans dimension dans le sens du courant moyen ;
- Φb2 est le transport par charriage sans dimension perpendiculaire à la direction moyenne du courant ;
- ϕ(t) est la direction de l'écoulement instantané ;
- qb1 est le transport par charriage dans le sens de courant moyen ;
- qb2 est le transport par charriage perpendiculaire à la direction moyenne du courant.

VII.4.3.1.2. Transport par charriage des galets

Le rapport des forces pour un mouvement unique pour un sédiment d'une particule sphérique peut être calculé comme suit **(DHI 2014)** :

- $V(s + C_m)\frac{dU_{b,x}}{dt} = 0.5.C_D A U_{r,x}\left|\overline{U_r}\right| + V_m\frac{dU_{0,x}}{dt} - g(s-1)V(\mu_d\cos\alpha\cos\beta_x + \sin\beta_x)$
- $V(s + C_m)\frac{dU_{b,y}}{dt} = 0.5.C_D A U_{r,y}\left|\overline{U_r}\right| + V_m\frac{dU_{0,y}}{dt} - g(s-1)V\left(\mu_d\cos\alpha\cos\beta_y + \sin\beta_x\right)$
- $\rho s = \frac{dy}{dx} = \tau_b - \tau_c - n\left(F_d + F_i + F_g\right)$
- $\emptyset_c = \frac{\tau_c}{\rho g(s-1)D} = \frac{4\mu_s}{3\alpha^2 C_d} = \left(1 - \frac{1}{g(s-1)\mu_s}\frac{dU_{0,w}}{dt}sign\left(U_{0,w}\right)\right)$
- $\emptyset_c = \emptyset_{c,0}\left(\frac{-\cos\psi\sin\beta + \sqrt{u_s^2 + cos^2\beta - sin^2\psi sin^2\beta}}{u_s}\right)$ **(éq VII.33)**

Où

- V est le volume de la particule de sédiment, V = (πD3/6) ;
- ρ est la densité du sédiment ;
- D est la taille du grain des sédiments ;
- Cm est le coefficient de masse hydrodynamique ;
- A est l'aire de la surface du sédiment de particules, A = (πD2/4) ;

- s est la densité spécifique des sédiments ;
- μd est le coefficient de frottement dynamique ;
- Cd est le coefficient de traînée ;
- Ub est la vitesse des particules dans le mouvement orbital ;
- μs est le coefficient de frottement statique (μs = tanφs, φs = angle de repose);
- α est le coefficient sans dimension ;
- Uo est la vitesse d'écoulement oscillant près du fond ;
- Ur est le rapport de la vitesse d'écoulement dans la direction x : Ur = Uo – Ub ;
- (U_r) est la vitesse d'écoulement à la profondeur moyenne dans la direction x ;
- x et y sont des indices qui indiquent les projections en x et direction y.

$$\frac{d\overline{q_b}}{dt} = V\frac{d(n\overline{U_b})v}{dt} \qquad \textbf{(éq VII.34)}$$

- $\overline{U_b}$ est la vitesse des particules à la profondeur moyenne ;
- $\overline{q_b}$ est le transport par charriage à la profondeur moyenne ;
- Tc est la contrainte de cisaillement critique du fond ;
- τb est la contrainte de cisaillement du fond ;
- n est le nombre de particules en mouvement des sédiments ;
- Fi est la force d'inertie ;
- Fd est la force de traînée ;
- Fg est la force de gravité.

VII.4.3.2 Transport par suspension

Ce transport de sédiments est déterminé comme le produit de la concentration de sédiments instantané et des vitesses instantanées du débit :

$$q_s = \frac{1}{T}\int_0^T \int_{2d}^{D}(u.C)\,dzdt \qquad \textbf{(éq VII.35)}$$

VII.4.4. Modèle couplé MIKE21/3 FM

MIKE 21/3 Modèle Couplé FM est un modèle de la série d'outils MIKE, qui a été développé par le (DHI). Ce modèle utilise la méthode des volumes finis avec une approche de maillage flexible. Il a été appliqué dans les domaines des environnements océanographiques, côtiers et estuariens.

Les deux principaux modules du modèle sont l'hydrodynamique et les spectres de vagues, ce qui permet de modéliser l'interaction mutuelle entre la vague et le courant en deux et trois dimensions.

Le modèle MIKE 21 Flow FM comprend six modules intitulés Hydrodynamique **(Moussaid et al. 2015)** Transport, Module Ecologie, Tansport de la boue, Suivi des particules et Transport du sable. Le module HD est une étape préalable pour les cinq autres modules.

Les équations proposées par le programme sont celles de **(de Saint-Venant 1871)** en deux dimensions.

- $\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial r}{\partial x} = Q_l$
- $\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{q^2}{h}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{qr}{h}\right) = -gh\frac{\partial z}{\partial x} - g\frac{\sqrt{q^2+r^2}q}{C^2h^2} + C_x + D_x + W_x + T_x + S_x$
- $\frac{\partial r}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{qr}{h}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{r^2}{h}\right) = -gh\frac{\partial z}{\partial y} - g\frac{\sqrt{q^2+r^2}r}{C^2h^2} + C_y + D_y + W_y + T_y + S_y$ **(éq VII.36)**

Où

$D_x, C_x, T_x, W_x, S_x \; et \; D_y, C_y, T_y, W_y, S_y$ Représentent la variation de la densité, la force de Coriolis, l'effet de la turbulence, l'effet du vent et le flux de quantité de mouvement.

Q_l est le volume entrant par unité de temps et par unité de surface.

VII.5. Les paramètres de base

Les paramètres de base et hydrodynamiques sont liés à la configuration d'origine de MIKE 21, allant des paramètres généraux tels que l'activation des sous-modules au pas de temps.

VII.5.1.1 Création 2D bathymétries sous le maillage

La bathymétrie est un élément très important pour la modélisation en milieux estuariens et marins, car la précision des résultats simulés est liée à la qualité de la bathymétrie. Le but de la génération d'une bathymétrie dans MIKE 21 est de décrire la profondeur de l'eau dans le domaine modélisé, et de visualiser l'état d'évolution de la morphologie des fonds marins.

Cette étude a été effectuée en respectant ces étapes :

- La numérisation de la bathymétrie à partir des données du site web www.climatewave.com, traité sous le logiciel de cartographie Arc Gis 10.4 ; en utilisant le système de projection WGS84 / UTM zone 31N.
  Ces séries de données peuvent atteindre des profondeurs de -2000m avec une équidistance de 0.5m, allant de 0m à -20m (zone côtière).
  Le résultat de cette opération nous permet de connaître les coordonnées tridimensionnelles (X, Y et Z) des sondes bathymétriques numérisées, qui seront utilisées dans l'étape suivante.
- Une interpolation de ces données spatiales a été effectuée sous le logiciel Mike 21 pour obtenir à la fin une information continue et adéquate, et ce au niveau de chaque nœud du maillage généré.
- Les résultats obtenus après interpolation ont servi à l'élaboration de cartes bathymétriques 2D ou 3D.

La plateforme Mike Zero nous permet d'importer et de visualiser des données bathymétriques sous un maillage flexible (.Mesh) à l'aide du module "Mesh Generator", ayant lui-même fourni un environnement pour représenter et créer la carte bathymétrique 2D ; sous le système de projection WGS84 / UTM Zone31N.

Ce maillage est formé par des éléments triangulaires dont la dimension a été adaptée en fonction des évolutions bathymétriques et de la précision visée.

Dans notre cas d'étude, un maillage très fin de 10 m a été utilisé près de la côte entre les isobathes 0 et -20 m où différents processus hydro sédimentaires s'y déroulent **Fig VII.1**.

En parallèle, dans la bande offshore (hors de la profondeur de fermeture) où le milieu est presque inactif, un maillage très large a été utilisé avec une maille de 100 m.

VII.5.1.2 Pas de temps

Le pas de temps du modèle doit être choisi en fonction de la résolution de la grille et fixé à petit pour assurer la stabilité du modèle. Cependant, des pas de temps trop petits en combinaison avec une mauvaise schématisation des caractéristiques du modèle, peuvent conduire à des simulations inefficaces avec une durée de fonctionnement excessive.

Selon DHI Water & Environnement (n.d.), les problèmes d'instabilités potentiels liés probablement au pas de temps, peuvent être mis en évidence par le calcul de la vitesse d'écoulement maximale dans la simulation et son utilisation pour le calcul du nombre de courants Cr.

Pour obtenir des résultats satisfaisants, le numéro de courant ne doit pas dépasser un (1), et pourrait être calculé à partir de :

$$C_r = U_{max} * \frac{\Delta t}{\Delta x} \qquad \textbf{(éq VII.37)}$$

Où :

Δt est le pas de temps [s] ;

Δx est la résolution spatiale [m] ;

U_{max} est la vitesse d'écoulement maximale observée [m/s].

VII.5.1.3 Conditions aux limites

Un autre volet essentiel du processus de modélisation est la spécification des niveaux d'eau et des débits aux limites ouvertes, autrement dit les " conditions limites ".

Si ces dernières sont bien définies, les résultats seront meilleurs avec moins de problèmes d'instabilité.

Le modèle MIKE21 a deux limites :

- Le niveau d'eau de la marée et de la crue ;
- Et le débit de la rivière.

La limite du niveau d'eau de marée dépendant du temps situé près de Battery Park, et qui reproduit le niveau extrême de l'eau occasionné lors d'un événement de crue de marée et fournit l'entrée importante des marées et des ondes de tempête au modèle.

Un système de spectre énergétique JONSWAP est adopté pour les limites offshores.

L'étalement directionnel (appelé DSD) est obtenu par une valeur moyenne des conditions de la vague.

Les simulations sont effectuées en tenant compte de la marée, tandis que le niveau d'eau est appliqué uniformément à travers les limites du modèle.

VII.5.1.4 Des données de niveau d'eau et le marnage

Le marnage n'a pas été pris en compte lors de la configuration des différents modules de simulation, puisque la hauteur de marée en mer méditerranée et en particulier le long de la côte de Zemmouri est très faible, sous l'influence d'un environnement micro-tidale. Dans notre cas, nous avons pris la valeur de marnage + 0.34m **(Bougis 2003)**.

VII.6. Analyse des niveaux marins extrêmes

Afin de définir le risque de submersion marine, il est très important de connaître avec précision les lois de répartition des niveaux d'eau marins, en particulier les niveaux d'eau extrêmes. En effet, ce sont eux qui sont à la source des conséquences les plus néfastes.

Pour déterminer les valeurs extrêmes des hauteurs d'eau avec effet des vagues, il est important de connaître les valeurs extrêmes des hauteurs significatives des vagues, Hs.

VII.6.1. Hauteur significative

La valeur significative est la valeur moyenne de la tierce partie la plus importante.
Par mesure de commodité, la hauteur "significative" Hs est généralement définie par l'équation ci-dessous qui représente le cas particulier de la loi de Rayleigh, et représente un majeur de $H_{1/3}$.

$$H_S = \overline{H_{1/3}} = 4\sqrt{m_0} = \sqrt{2H_{rms}} = 1.6H_m \qquad \textbf{(éq VII.38)}$$

- H_{rms} est la Hauteur quadratique moyenne (root-mean-square) ;
- H_m Hauteur moyenne.

VII.6.2. Houles extrêmes

La détermination de la hauteur significative des états de mer extrêmes pour des périodes de retour élevées (de l'ordre de cent ans) est primordiale pour la réalisation du travail portuaires sur un site maritime.

Par définition, la houle de période de retour $\tilde{T}$ est donc définie comme la houle dans laquelle la hauteur $\widetilde{H_T}$ atteint et dépasse en moyenne sur une période cumulée de 24 heures sur une durée totale égale à $\tilde{T}$, sa probabilité d'occurrence est déterminée par :

$$F\left(\widetilde{H_T}\right) = \frac{1}{365\check{T}} \qquad \textbf{(éq VII.39)}$$

$\check{T}$: Nombre d'années ($\check{T}$= 1 : Houle annale, $\check{T}$ = 2 : Houle biennale, $\check{T}$ = 5 : houle quinquennale, $\check{T}$ = 10 : Houle décennale, $\check{T}$ = 20 : Houle vingtennale, $\check{T}$ = 50 : Houle cinquantennale, $\check{T}$ = 100 : Houle centennale.).

Lorsque nous considérons que l'état de la mer est changé 3 fois au cours d'une période de 24 heures, l'équation de probabilité d'occurrence est :

$$F\left(\widetilde{H_T}\right) = \frac{1}{3*365\check{T}} \qquad \textbf{(éq VII.40)}$$

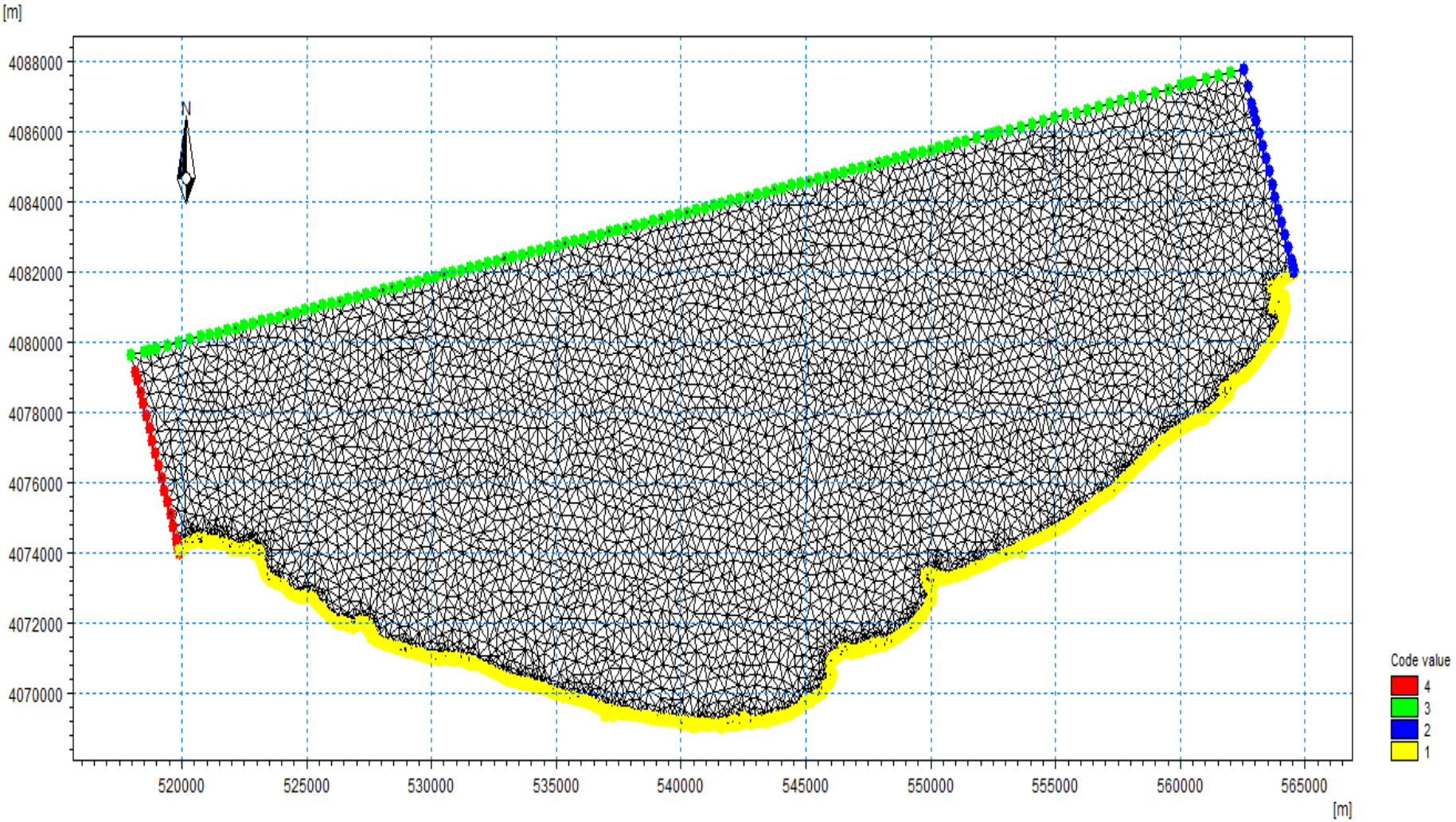


Figure VII. 1: emprise et maillage du modèle côtier de la baie de Zemmouri 2020.

VII.6.3. Période de retour d'un événement

Pour connaître la période de retour d'une hauteur de vague déterminée (hauteur maximale ou significative, durée cumulée ou non ...), ou la hauteur de vague liée à une période de retour définie (houle décennale H_{10}, houle cinquantennale H_{50} ou houle centennale H_{100} ...), il faudrait connaître la probabilité $F(H_T)$ pour que H soit plus grand ou égal à H_T selon la loi de LARRAS :

$$H_T = H_0 - A\log\big(F(H_T)\big) \qquad \textbf{(éq VII.41)}$$

Où

- A : Pente ;
- H_0 : Intersection de la droite de régression avec l'axe y ;
- H_T : Hauteur de la houle R-annuelle (m) ;
- $F(H_T)$: Probabilité d'occurrence de la houle R-annuelle.

Les paramètres H_0 et A de cette loi sont déterminés par rapport à la ligne de régression établie en fonction des hauteurs significatives (Hs) de données disponibles et des fréquences cumulées correspondantes (-log(F)).

Chapitre 8
Apport de la simulation dans la caractérisation hydrodynamique de la baie de Zemmouri

VIII. Apport de la simulation dans la caractérisation hydrodynamique de la baie de Zemmouri

VIII.1. Interprétation des résultats bathymétriques de la baie de Zemmouri

La carte bathymétrique constitue un document de base essentiel pour la reconnaissance de la morphologie sous-marine.

L'analyse de la carte bathymétrique de la baie de Zemmouri fait ressortir qu'il y a deux zones morphologiques bien distinctes :

- **La zone côtière :** entre zéro à huit mètres de profondeur, présente des isobathes perturbées et une morphologie sous-marine remarquable liées à la présence de rides d'avant côte discontinues bien développées et par des fosses de lévigations (**Fig. VIII.1)**. Cette variabilité morphologique témoigne d'une mobilité de ces fonds sous l'action des courants et des houles.

La zone d'étude, est caractérisée par un fond marin assez régulier dont les isobathes sont très serrés ce qui définit un profil à pente raide.

Néanmoins, la zone ouest de la baie montre une bathymétrie irrégulière traduisant une pente un peu douce dans la zone de Boumerdès jusqu'à Ain Taya (**Fig. VIII.2)** et (**Fig. VIII.3).** Ceci est probablement dû aux apports terrigènes des différents oueds existants (oueds Réghaïa, Boumerdès, Corso, et Boudouaou El Bahri).

- **La zone au large :** montre des isobathes plus au moins régulières (entre 8 à 48 m), parallèles à la côte, elles sont relativement un peu plus espacées, traduisant ainsi un fond sous-marin régulier. Ces fonds sont moins perturbés par rapport à la dynamique sédimentaire de la zone côtière. Par ailleurs, à l'est de Cap Djinet (Carrière) les isobathes sont très serrées, et peuvent s'expliquer par la présence d'un petit chenal.

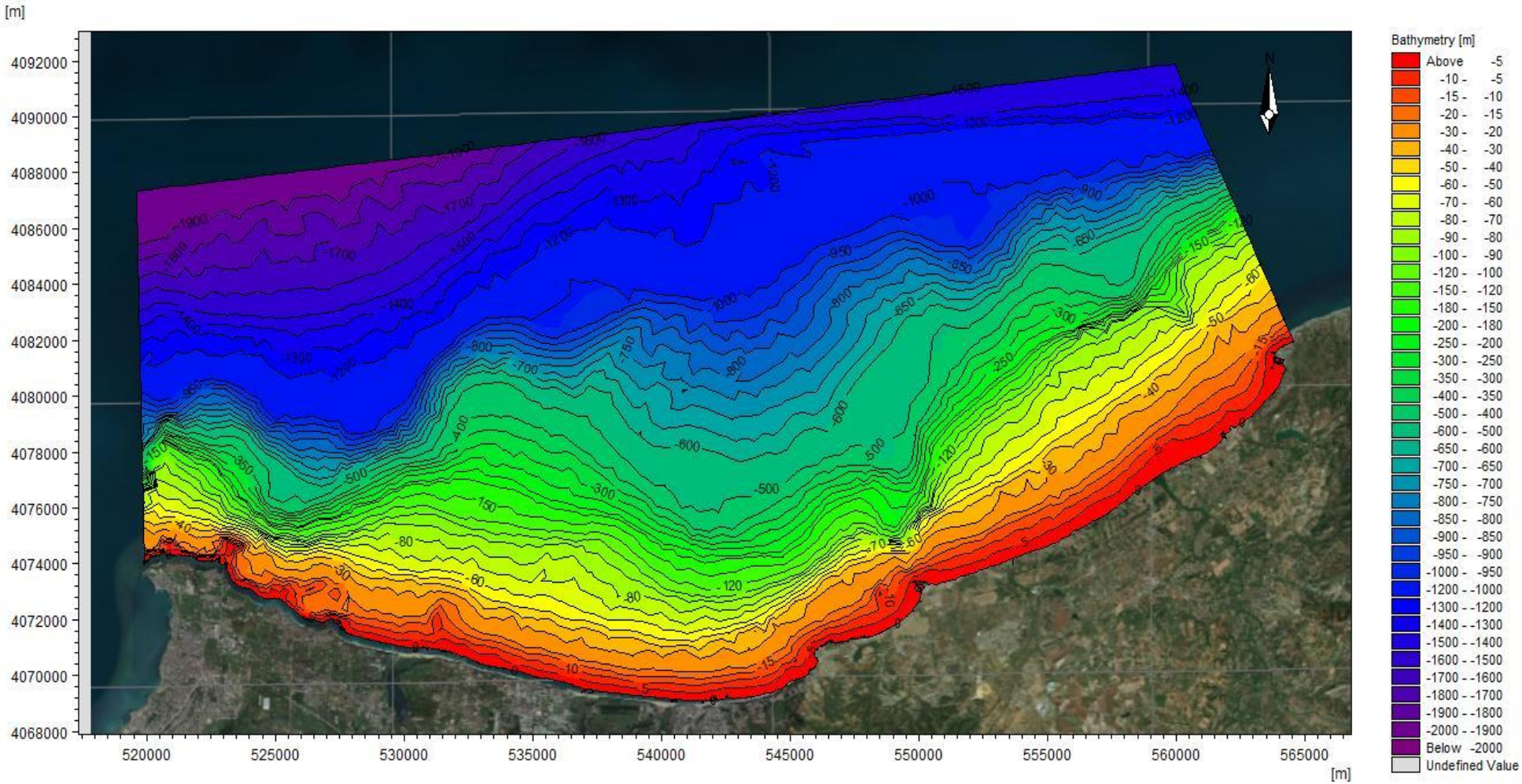


Figure VIII. 1: carte bathymétrique de la baie de Zemmouri.

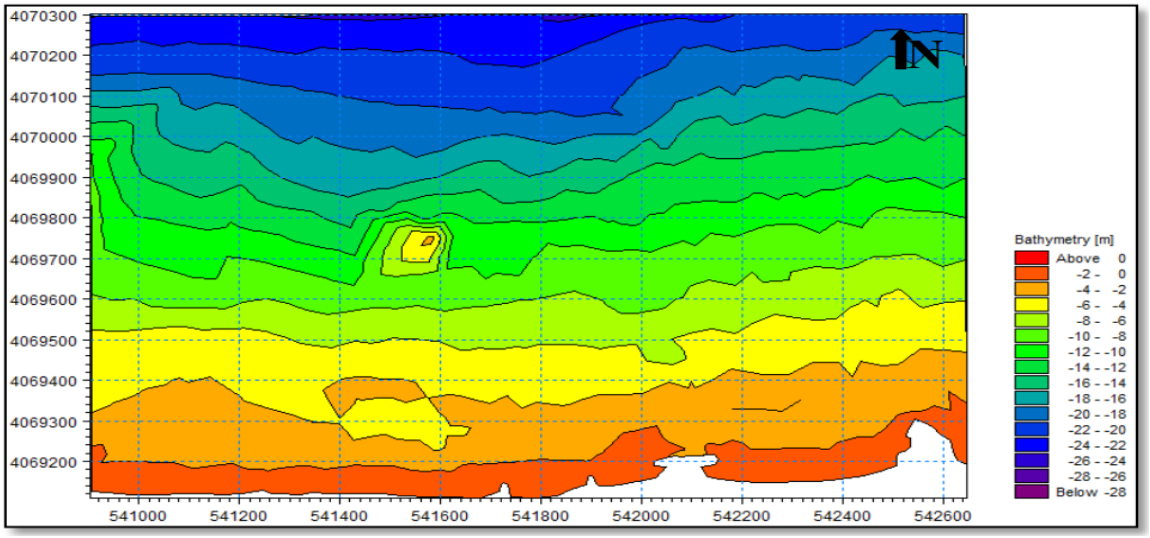


Figure VIII. 2: carte bathymétrique de Boumerdès.

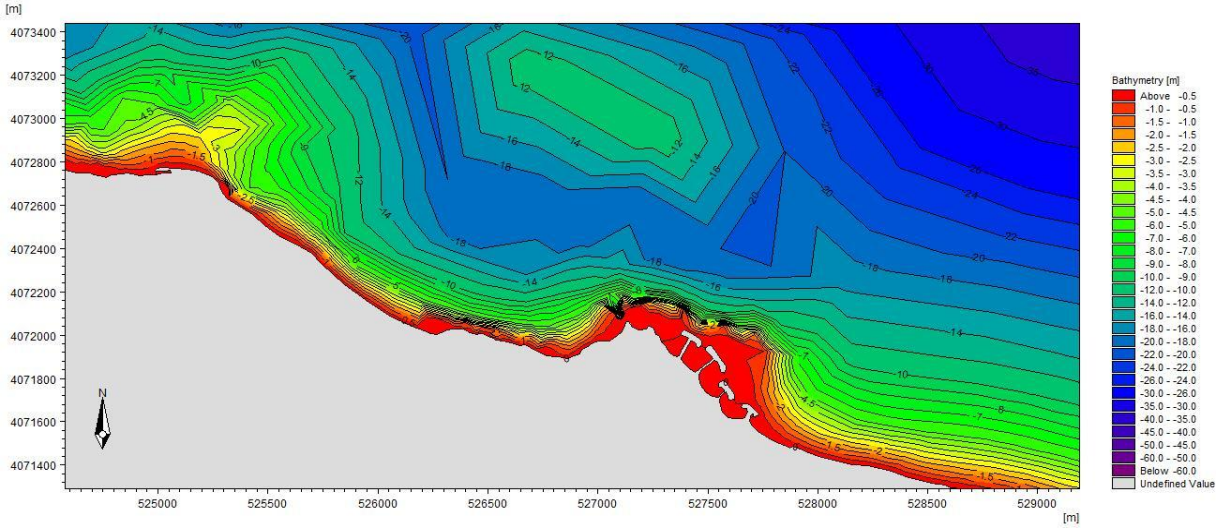


Figure VIII. 3 : carte bathymétrique d'Ain Taya.

VIII.2. Modélisation de la houle au large à l'aide du code de calcul (SW-Mike21)

Pour simuler la propagation de la houle du large vers la côte, nous avons choisi la formule directionnelle dans le domaine spectral et la formule quasi stationnaire dans le domaine temporel. L'algorithme d'itération Newton-Raphson avec les valeurs par défaut a été utilisé.

a. Données d'entrée et calibration du modèle SW

Le but du calibrage est de régler le modèle afin de reproduire les conditions connues ou mesurées pour une situation particulière.

Les paramètres de calibrage utilisés pour le modèle MIKE 21 SW sont la résolution dans l'espace géographique et spectral, le frottement du fond, et les paramètres de déferlement.

Pour valider le modèle hydrodynamique, plusieurs données ont été introduites, la bathymétrie et la donnée d'entrées et les conditions limites.

Pour la génération des simulations, nous avons pris les trois directions de la houle les plus dominantes et les plus fréquentes dans la baie de Zemmouri (nord, nord-est et nord-ouest). Ces données sont extraites à partir du site web www.climatewave.com.

L'analyse de ces données a déjà été présentée dans le chapitre 2 de la partie 1.

En parallèle, nous avons choisi une vitesse de vent de 12.4 m/s et une direction de 45°.

Il est important de préciser que dans le présent travail, nous avons pris trois paramètres de la houle pour définir les conditions limites (hauteur significative, période de la houle et la direction) comme suit (**Tab VIII.1)**.

Tableau VIII. 1: les caractéristiques des houles incidentes (Hauteur, période, direction) (Source www.waveclimate.com).

Hs (Hauteur significative)	Tp (Période)	Dir (Direction)
2.56m	8.00s	45°N
2.64m	8.10s	360°N
3.25m	8.25s	315°N

Les effets de frottement du fond et de déferlement sont pris en considération dans la procédure de calibration du module SW. La valeur de frottement du fond marin est égale à 0.04, en utilisant la rugosité de Nikuradse (kN en mètre).

Le déferlement est spécifié en utilisant un gamma constant $\gamma = 0.8$.

B. Résultats

Les données sortantes du modèle sont les paramètres de la vague tels que la hauteur significative de la vague, la période pic de la vague, et la direction moyenne de la vague, etc. (**Tab VIII.2)**.

Tableau VIII. 2: sortants du modèle SW.

Name	Symbole	unité
Hauteur Significative	H_{m0}	mètre
Période pic	T_p	seconde
Direction moyenne	MWD	degrés
Ecart-type	DSD	degrés
Contraintes de radiation	S_{xx}, S_{xy}, S_{xy}	m^3/s^2

Les résultats relatifs aux caractéristiques de la houle sont sous forme des cartes, montrant la direction (vecteurs) et les contours (hauteurs ou périodes des vagues).

VIII.2.1. Propagation des houles de direction nord-est au large (45°)

Selon le modèle de Mike21, les résultats montrent que les houles de direction nord-est sont plus fréquentes sur la zone d'étude (**Fig. VIII.4**), elles arrivent avec une obliquité de 20 à 40° par rapport à la ligne de rivage. La hauteur de houle significative est réduite au fur et à mesure que les vagues se propagent vers les eaux moins profondes. Les orthogonales sont peu réfractées dans la partie ouest de la baie de Zemmouri au niveau de l'îlot de Réghaïa.

Dans la partie est, la houle ne conserve pas son énergie du large et la zone apparaît naturellement préservée par le Cap (cap blanc, Cap Djinet, port de Zemmouri).

Les orthogonales tournent légèrement à l'approche du rivage vers les directions nord-est et nord.

Dans la partie ouest, l'amplitude de la houle varie entre 1.50 et 2.00 m (Réghaïa, Boumerdès et Boudouaou El Bahri) ; soit une valeur moyenne de 1.74 m. Dans la partie est, la hauteur significative marque des valeurs allant de 0.2 à 1.6 m.

Des valeurs faibles de hauteurs significatives qui varient entre 0.5m et 1m sont enregistrées dans les zones abritées (port de Zemmouri, Cap Blanc, et Cap Djinet …).

VIII.2.2. Propagation des houles de direction nord au large (360°)

Les résultats obtenus de la modélisation de la houle de direction N360°, montrent que les houles ne subissent aucune transformation, mais lorsque la houle commence à sentir le fond marin, ses caractéristiques et sa condition initiale changent (**Fig. VIII.5**).

Les orthogonales de la houle aborde la côte en subissant une rotation entre 3° et 10°**.** La hauteur de houle significative pour la direction N360 reste pratiquement constante jusqu'au point de rupture, qui est situé à environ 30 m au large, au-delà de cette profondeur, on remarque un décroissement de la hauteur significative de la houle avec une valeur comprise entre 2.2m et -21m de profondeur. Ces houles subissent des modifications et déformations au niveau des affleurements rocheux d'Ain Taya et Réghaïa.

Lorsque les vagues arrivent à la côte à des profondeurs inférieures à -1m, une diminution de la hauteur des vagues allant de 0.69 m à 0.71 m, avec des coefficients de réfraction faibles à très faibles compris entre 0.15 à 0.19, et cela signifie que la houle perd son énergie en fonction de la morphologie des fonds. Par contre dans la partie est de la baie de Zemmouri et au niveau de la zone de Cap Djinet, les hauteurs des houles atteignent les 2.7 m justes après la jetée principale du port de Cap Djinet, cela est dû à la diffraction de la houle sur les jetées du port.

VIII.2.3. Propagation des houles de direction nord-ouest (315°)

La figure ci-après (**Fig. VIII.6**) montre la variation des caractéristiques de la houle N315 avec une hauteur significative de 3.25 m et des profondeurs allant de 60 m jusqu'au rivage. Ces houles sont hivernales et ne subissent aucune modification, mais au fur et à mesure elles commencent à ressentir le fond, leurs hauteurs décroissent et sont réfractées auprès de la côte. La houle ne perd que très peu de son énergie, les orthogonales ne pivotent que légèrement à l'approche du rivage, ces données nous indiquent que cette houle est plus menaçante pour la zone d'étude.

À l'approche de la côte la hauteur de la houle diminue, elle est comprise entre 0,2 et 0,8 m à l'est et entre 1.0 et 2,0 m à l'ouest. Au niveau du Cap Matifou, les hauteurs de la houle sont les plus faibles du fait qu'elles soient comprises entre 0.2 et 0.8m. Cela signifie que la houle perd une très grande partie de son énergie lors de son trajet vers la côte ; due généralement à la variation abrupte de la bathymétrie.

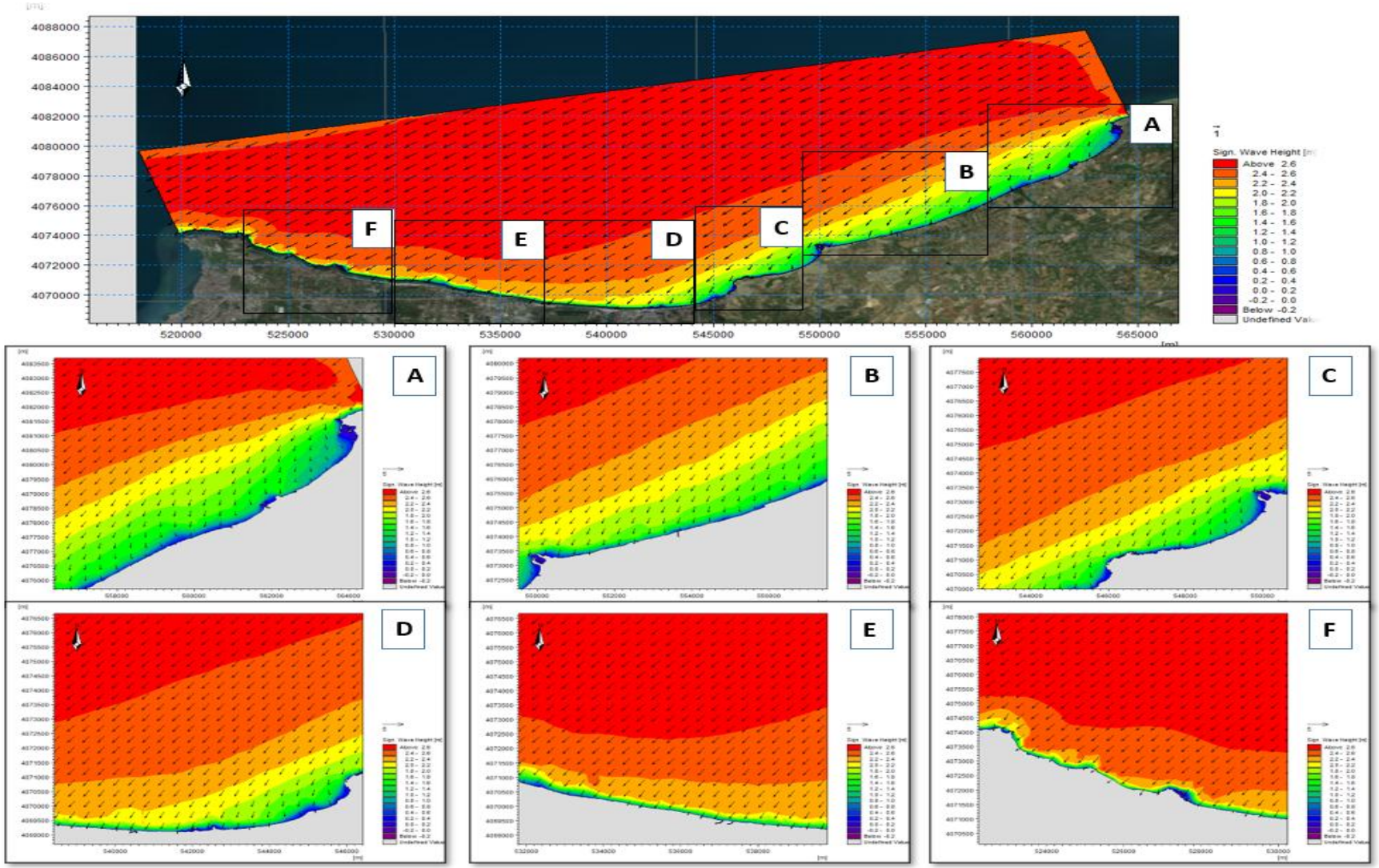


Figure VIII. 4 : les variations des caractéristiques de la houle N45 sur la baie de Zemmouri.

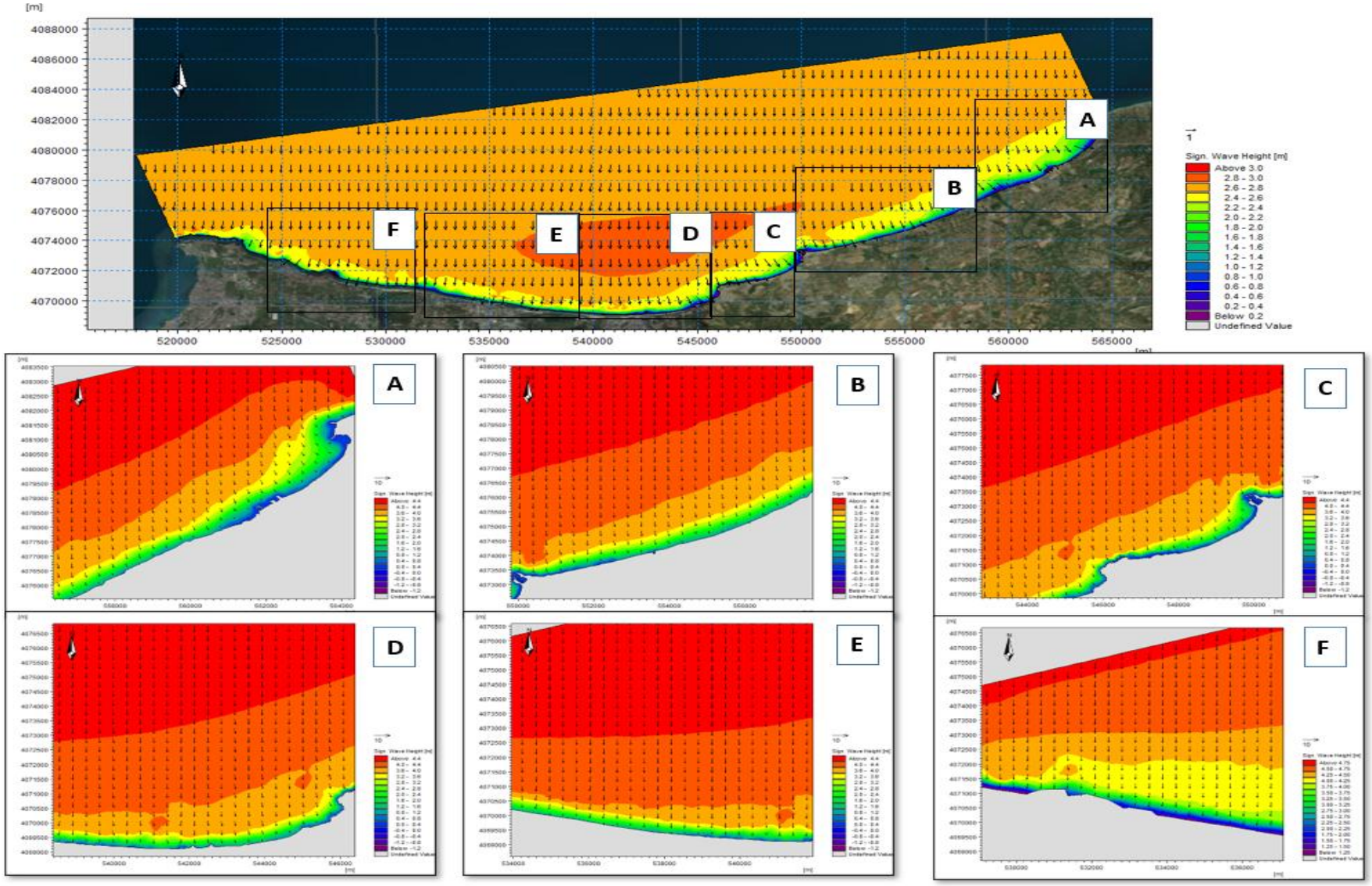


Figure VIII. 5 : les variations des caractéristiques de la houle N360 sur la baie de Zemmouri.

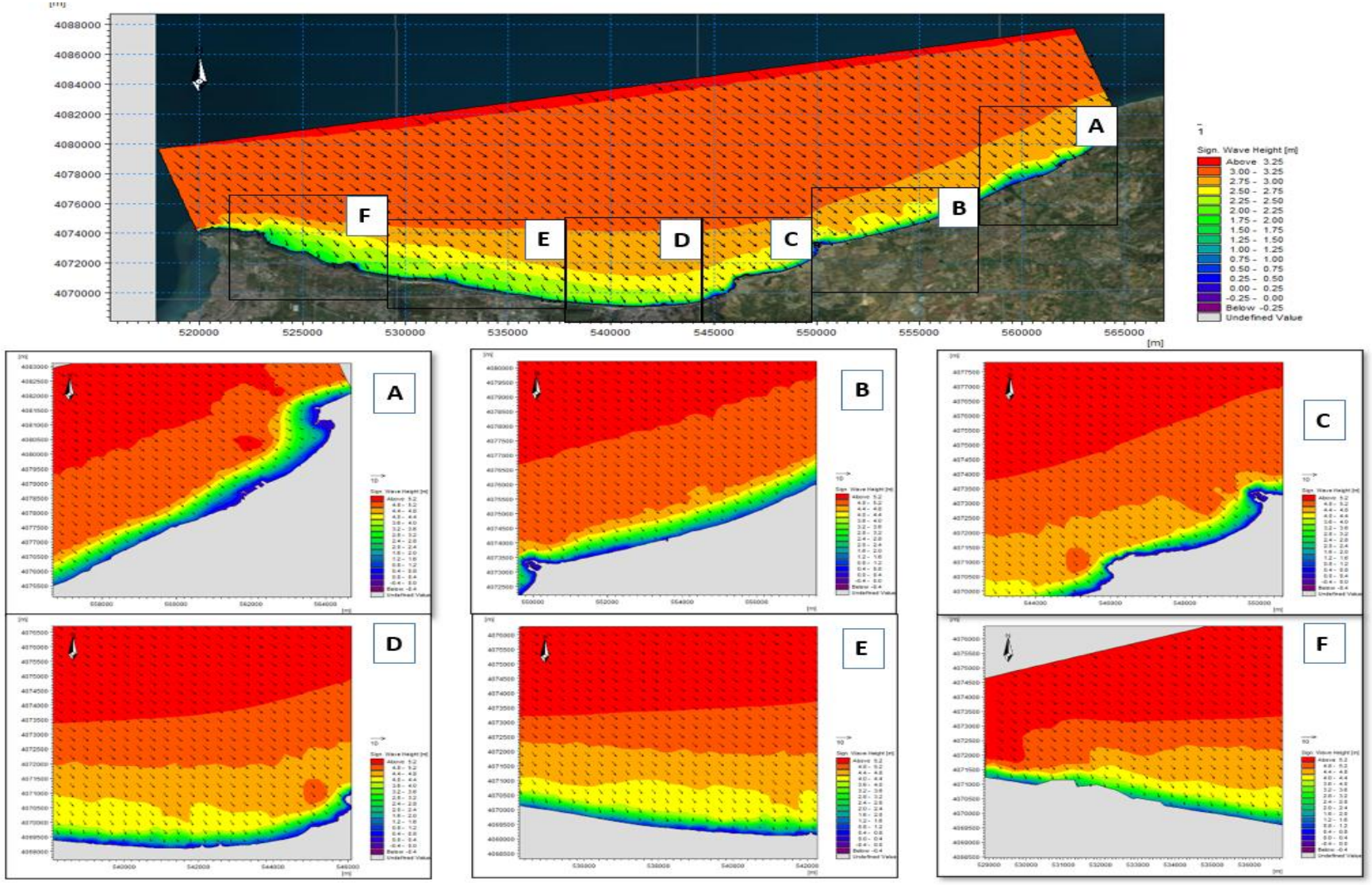


Figure VIII. 6 : les variations des caractéristiques de la houle N315 sur la baie de Zemmouri.

VIII.3. Modélisation des champs de courants générés par la houle (HD-Mike21)

Les courants ont une influence à la fois sur la cinématique et la dynamique des vagues.

Lorsque les vagues rencontrent des courants dans les chenaux de mer, les embouchures des rivières ou les zones littorales, les propriétés de la dynamique des vagues seront modifiées en fonction de la vitesse et de la direction des courants.

L'objectif de cette partie est de modéliser les champs de courants générés par les houles approchant la côte, au moyen du modèle numérique MIKE21-HD.

a- Conditions aux limites et autres paramètres

Les flux le long des limites ouvertes sont perpendiculaires par rapport aux limites, la surface initiale est considérée nulle, et le niveau de la mer est considéré comme étant constant (0.34 m). La résistance et la viscosité sont considérées comme valeurs par défaut (32 $m^{1/3}$/s et 0.8 respectivement). La constante de Smagorinsky varie entre 0,24 et 0,9. Le nombre de Manning est de 24 à 35. Les contraintes de radiations incluses dans chaque grille de calcul sont calculées par le module SW.

b- Résultats des simulations HD et interprétations

Selon le modèle Mike 21, La distribution spatiale de la vitesse du courant et la direction correspondante pour l'ensemble de la zone et de la côte d'intérêt sont illustrées dans la **Fig. VIII.7** à **Fig. VIII.9**.

Le domaine du courant est compris entre 0.10 m /s et 1.70 m/s pour les trois directions.

VIII.3.1. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW=45°

Les courants induits par les houles nord-est dans la partie ouest de la baie de Zemmouri sont moins importants que ceux provoqués dans la partie est. Ces houles génèrent un courant de dérive littorale orienté de l'est vers l'ouest dans la partie occidentale, et d'ouest vers l'Est dans la partie orientale de la baie de Zemmouri **Fig. VIII.7**.

Dans la partie occidentale, la vitesse du courant varie entre 0.2m /s et 1.3m /s, les vitesses les plus élevées sont enregistrées dans la zone de l'embouchure de l'oued Réghaïa qui dépassent les 0.8m/s, ces vitesses diminuent en allant vers l'ouest à cause de l'effet d'abri de l'île Hadjrat Bounattah.

Dans la partie orientale, on observe des champs de courants plus importants orientés vers la direction Ouest et dépassant les 1.7 m/s. Ces vitesses sont beaucoup plus enregistrées dans la zone Est du port de Cap Djinet, en raison de l'accumulation de quantités importantes de sédiments au niveau de la jetée principale du port.

VIII.3.2. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW= 360°

La figure **VIII.8** montre la répartition des champs de courant par vitesse engendrés par la houle de secteur nord (360°N). À l'approche de la côte, la vitesse du courant varie entre 0.1 m/s et 1.1 m/s le long de la côte de Zemmouri. Le secteur nord donne naissance à des courants moins importants par rapport aux autres directions, avec la naissance de courants

tourbillonnaires derrière les ouvrages de protection, ces courants sont dus à la diffraction de la houle au niveau des extrémités de ces ouvrages.

Dans la partie orientale, les vitesses de courant sont relativement faibles ; environ 0.08m/s. Des champs de courants plus importants orientés vers la direction ouest et qui dépassent la vitesse de 1.4 m/s sont enregistrés au niveau du port de Cap Djinet.

VIII.3.3. Modélisation des courants côtiers engendrés par les houles MDW=315°

D'après la figure **VIII.9,** on remarque que les houles issues du secteur nord-ouest donnent naissance à un courant de dérive littorale orienté vers l'est , avec une vitesse moyenne de 0.4 m/s dans la partie est et une vitesse moyenne de 0.4 m/s dans la partie ouest. On observe également des champs de courants importants avec des vitesses qui dépassent 1m/s dans la plage de Zemmouri. Ces courants jouent un rôle important dans la répartition des sédiments accumulés à proximité du port pour alimenter la partie érodée.

On remarque aussi la naissance d'un courant tortionnaire derrière les ouvrages de protection et les jetées, dû généralement à la diffraction de la houle au niveau des extrémités de ces ouvrages.

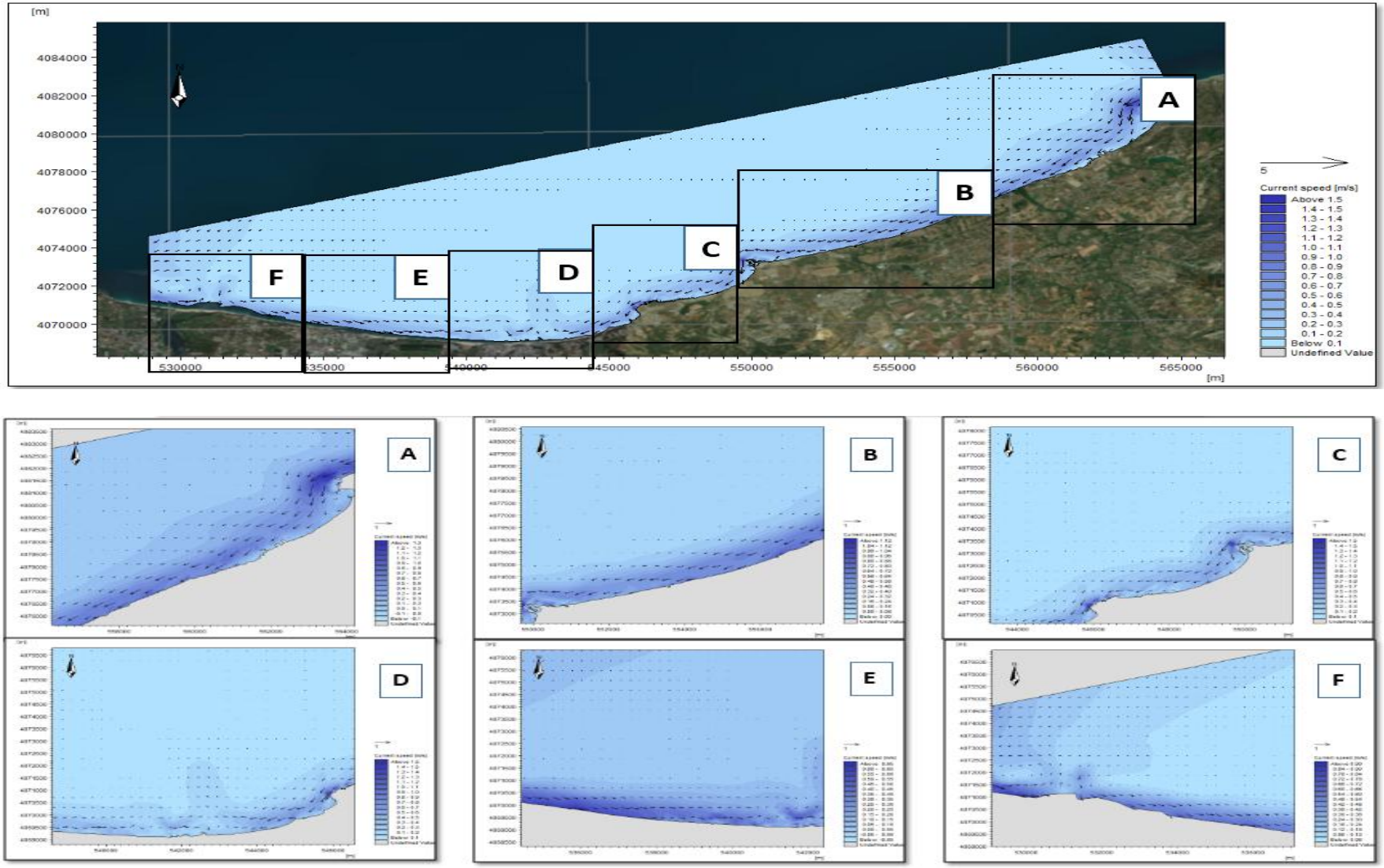


Figure VIII. 7 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=45°.

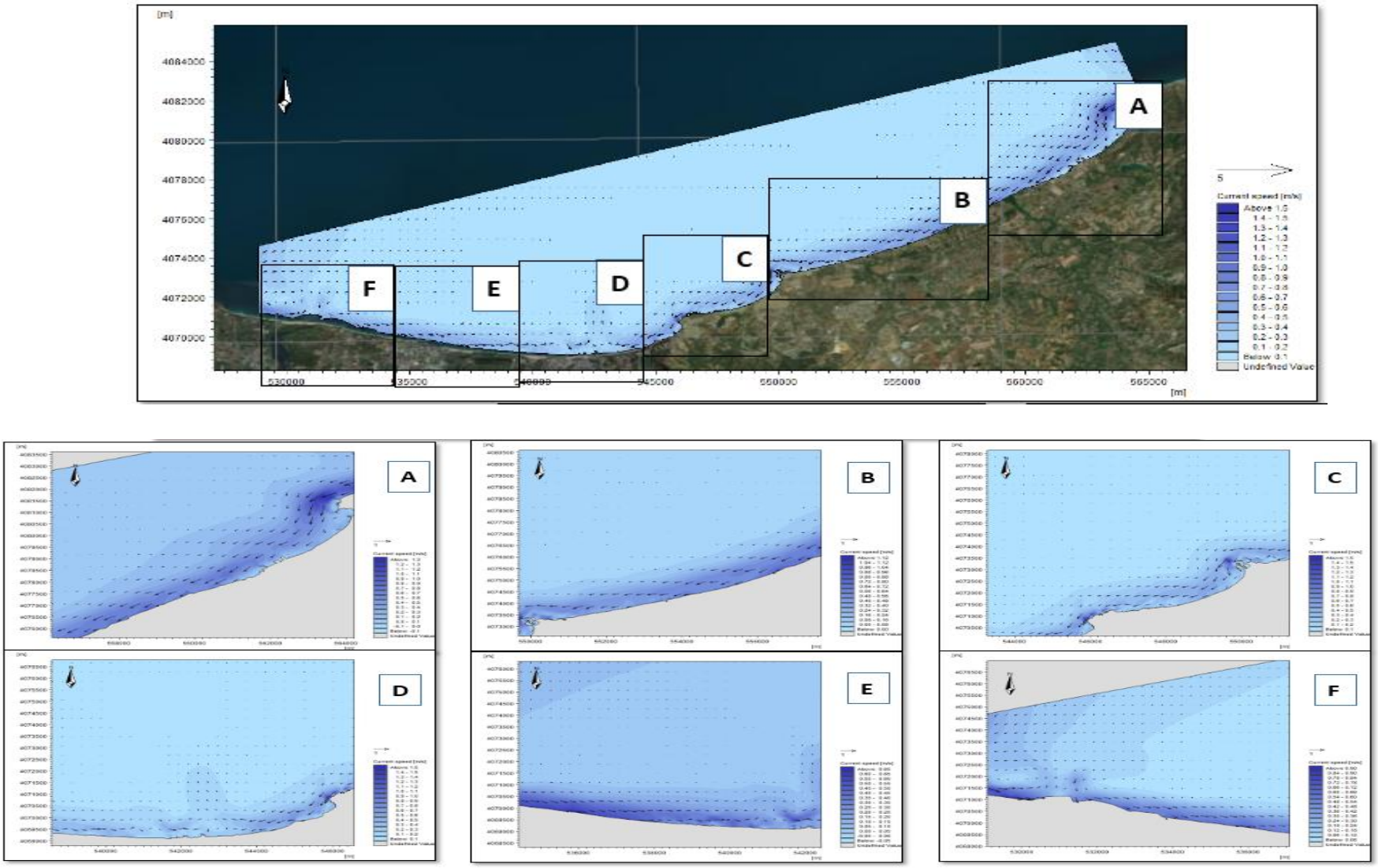


Figure VIII. 8 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=360°.

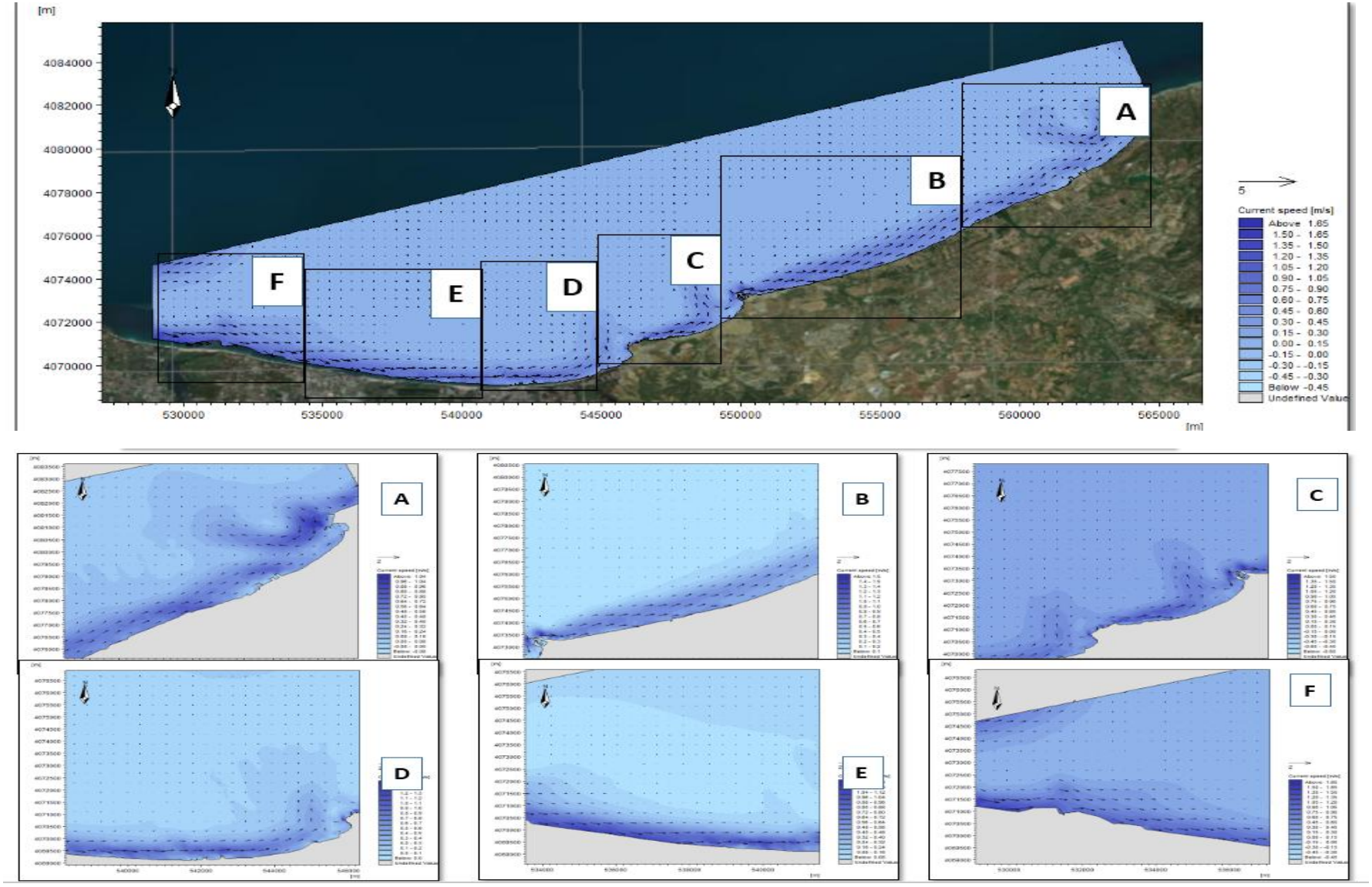


Figure VIII. 9 : répartition du champ des courants sur la baie de Zemmouri pour : MDW=315°.

VIII.4. Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant

Dans les zones côtières, les courants et les houles jouent un rôle très important pour la dynamique sédimentaire : la houle a pour effet de favoriser la remise en suspensions des particules de sédiments qui sont par suite transportés par les courants. La distribution spatiale des taux de transport exerce des phénomènes d'accrétion ou d'érosion, donc pour modéliser le transport sédimentaire, il est nécessaire de modéliser les courants côtiers engendrés par les houles **(Kouassi et al. 2018).**

Les méthodes de simulation du transport des sédiments visent à fournir de l'information sur le mouvement des sédiments dans les systèmes hydrodynamiques, comme les estuaires. Deux méthodes de simulation sont disponibles pour le calcul des taux de transport : modèle STPQ3D et modèle 2DH.

Pour calculer le débit sédimentaire dans la baie de Zemmouri par le MIKE 21-ST, une « table de sédiment » a été générée à l'aide de générateur de table de sédiment.
Les paramètres granulométriques considérés sur l'ensemble du module sont : un sable d'un diamètre médian de 0.2 mm, de gradation 1.4, une porosité de 0.4 et une profondeur d'eau donnée. Le module MIKE 21 ST calcule la capacité de transport des sédiments à chaque point d'une grille rectangulaire couvrant la zone d'intérêt **(Warren and Bach 1992).**

Selon le modèle de Mike 21, Les résultats de la modélisation du transit littoral de la baie de Zemmouri sont illustrés dans la **Fig. VIII.10** à **Fig. VI.12**. Ces résultats de modélisation sont exprimés en $m^3/s/m$.

VIII.4.1. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N45°

Les houles de secteur nord-est génèrent une dérive littorale parallèle à la côte et orientée d'est en ouest, ces courants de dérive favorisent un déplacement de sable de 126 m^3/an /m à 1766 m^3/an /m le long de la côte de Zemmouri **Fig. VIII.10**.

Sur les plages de la partie est de la baie de Zemmouri, le transport sédimentaire total le long de cette zone varie entre 126 m^3/an /m et 1766 m^3/an /m. Le transit sédimentaire maximal est observé au niveau de la plage de Carrière qui provoque une forte érosion dans la partie est du port de Cap Djinet et de façon plus ou moins importante dans la plage Zemmouri près du port de Zemmouri. Par contre, dans la partie Centrale et la partie Ouest de la baie de Zemmouri, le transport sédimentaire est moins important par rapport à la partie Est et le taux maximal de transport sédimentaire est de 1766 m^3/an /m dans la partie Ouest et de 1576.8 m^3/an /m dans la partie centrale.

VIII.4.2. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N360°

Les houles de secteur 360°N génèrent des transports sédimentaires qui convergent vers les deux directions dans la partie ouest selon la morphologie de la zone au voisinage de la côte **Fig VIII.11,** et dans la partie est le transport sédimentaire est orienté d'est en ouest avec un taux maximal de 1755 m^3/an /m. Au niveau de la zone comprise entre le rocher noir et le port de Zemmouri, le bilan sédimentaire est complexe ; le transit sédimentaire de la direction N360 est piégé entre les deux extrémités et alimente cette zone avec un taux maximal de 1214 m^3/an /m**.**

Au voisinage du port de Zemmouri, l'intensité de la dérive augmente à cause de la diffraction des houles sur la jetée principale du port, ce qui favorise un déplacement de sable de 1639 m^3/an /m**.**

VIII.4.3. Les transports sédimentaires engendrés par les houles de direction N315°

Les résultats du transport sédimentaire dans la partie est montrent une divergence vers les deux directions, qui est causée par la diffraction des houles avec les ouvrages de protection **Fig. VIII.12**.

Sur la plage du Cap Djinet, le transport sédimentaire est orienté vers l'ouest, avec un taux maximal de 1700 m^3/an /m.

Dans la partie ouest, le transport sédimentaire est orienté vers l'est, avec un taux maximal de 1513 m^3/an /m dans la plage de Boumerdès. Le courant de dérive littorale a provoqué un dépôt de sédiments le long des brise-lames de la zone de Boumerdès.

Pour la zone comprise entre le port de Zemmouri et le rocher noir, le bilan sédimentaire est complexe ; il provient de la contribution de chaque houle. Les transits sédimentaires des trois directions sont piégés entre les deux sections et alimentent cette zone.

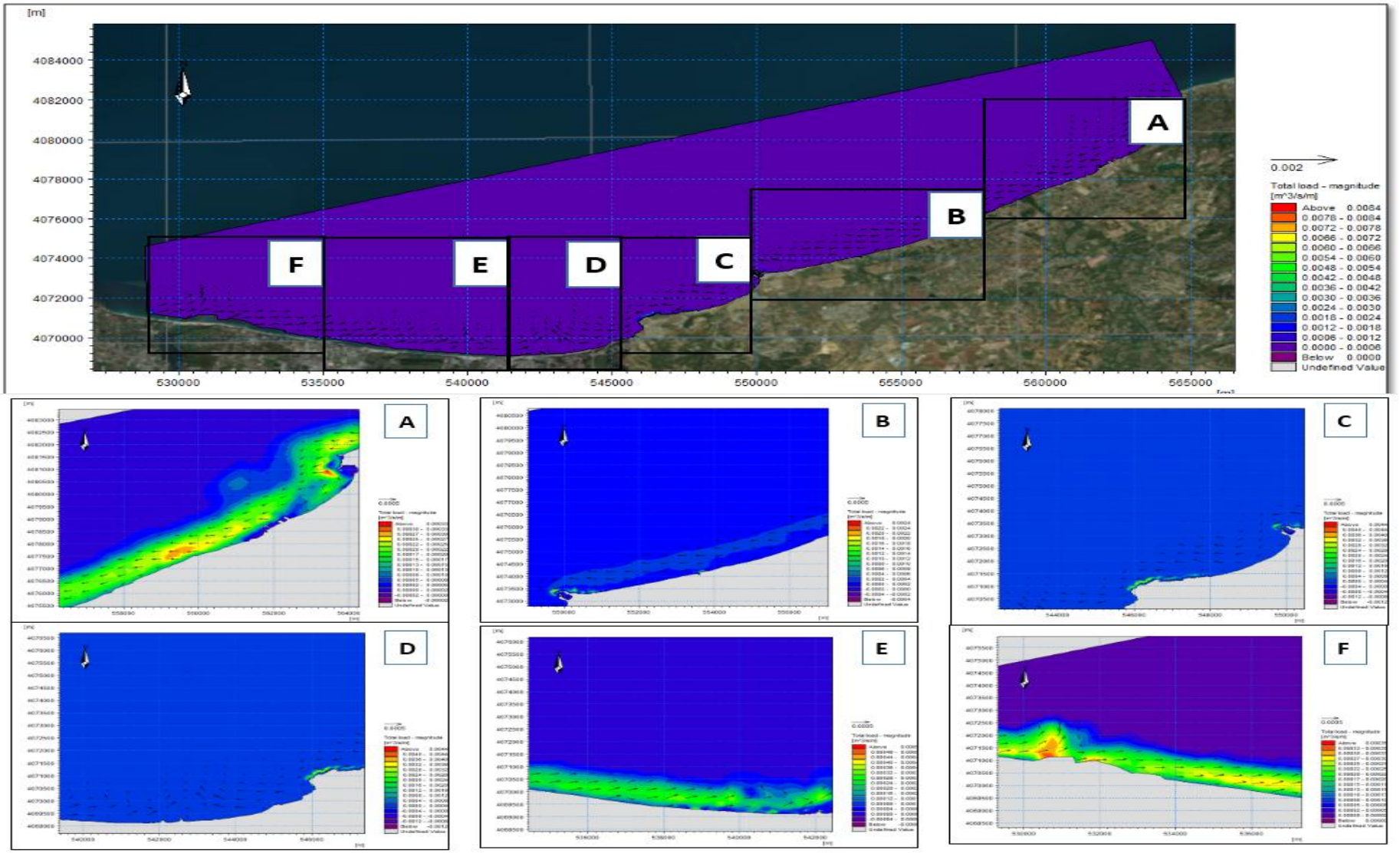


Figure VIII. 10 : carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 45°.

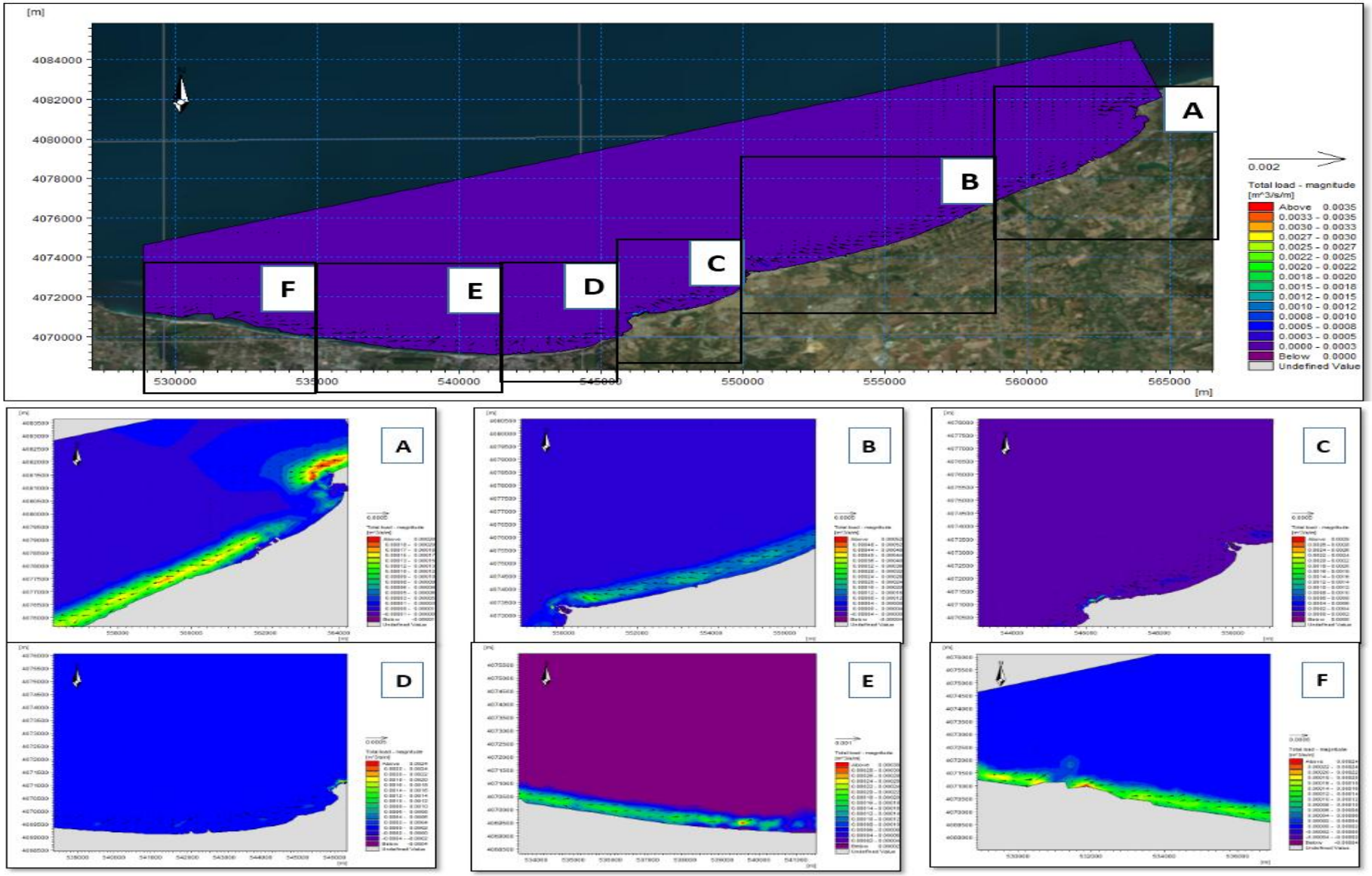


Figure VIII. 11*:* carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 360°.

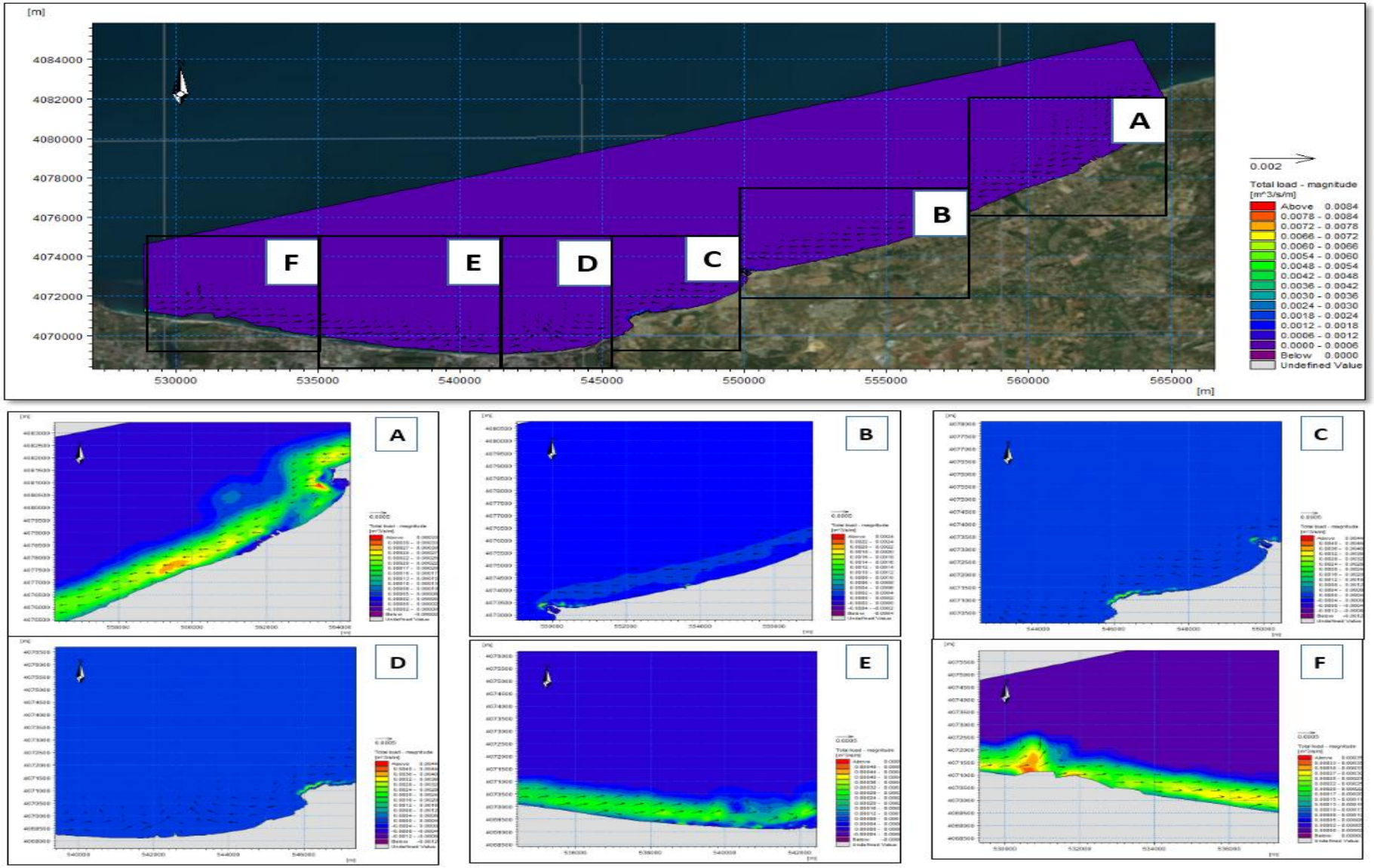


Figure VIII. 12*:* carte de la dynamique sédimentaire sur la baie de Zemmouri pour : MWD= 315.

VIII.5. Conclusion

La modélisation hydro-sédimentaire sous Mike 21 2D est assez significative, dans la mesure où elle fournit une vision plus précise des processus physiques au sein de la zone côtière telle que la dynamique morphologique.

Les résultats obtenus par le modèle Mike 21 montrent clairement que les houles de direction Nord-Est sont plus fréquentes le long de la côte de Zemmouri, celles-ci provoquent l'érosion d'une bonne partie des plages.

L'étude de la dynamique sédimentaire montre que le transport sédimentaire annuel est dirigé vers l'Ouest dans la partie Orientale et vers l'Est dans la partie Occidentale avec un maximum de transport situé dans la partie Ouest du port de Cap Djinet.

Les résultats de la modélisation numérique ont permis de confirmer l'état actuel des plages de la baie de Zemmouri ; à savoir une érosion intense dans les secteurs est et ouest, et celle du secteur centre par l'accrétion.

Il est important de souligner le problème des résultats obtenus aux frontières de la grille de calcul. En effet les hauteurs des vagues au large se retrouvent à proximité de la côte.

Quatrième partie

Risques et vulnérabilité des systèmes côtiers face aux Changements Climatiques

Chapitre 9
Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri

IX. Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri

IX.1. Méthodologie d'évaluation la vulnérabilité côtière à l'Elévation du Niveau de la Mer

IX.1.1. Introduction

Les zones côtières présentent toujours un grand intérêt dans le monde entier. Aujourd'hui, les écosystèmes littoraux sont exposés à une pression continue due aux facteurs anthropiques et naturels **(Amuzu et al. 2018)**. Plusieurs indices témoignent de la pression exercée sur ces écosystèmes ; nous citons : l'augmentation de la température atmosphérique mondiale d'environ 0,6°C **(Bernstein et al. 2008)**, la variation des régimes de précipitations; l'intensité croissante des tempêtes, et l'élévation du niveau de la mer de 10 à 20 cm **(Team et al. 2014).** Ce dernier considéré comme la préoccupation majeure de la zone côtière est dû principalement à la dilatation thermique (due au réchauffement des océans), la fonte des glaces, et une diminution du stockage de l'eau liquide sur terre. Selon **(Bernstein et al. 2008),** à la fin du XXe siècle, les superficies marines et océaniques de la planète devraient augmenter de 59 cm d'ici 2100.

À cet effet, les zones côtières fortement urbanisées sont très vulnérables à plusieurs aléas climatiques tels que : les inondations, la submersion marine, l'érosion côtière, l'intrusion saline et le glissement de terrain **(Hadef and Labii 2017).** Dans ce contexte, l'évaluation de la vulnérabilité des zones côtières s'avère indispensable pour une gestion intégrée des zones côtières **(Yin et al. 2012).**

Le littoral algérien n'échappe pas des effets du changement climatique, notamment l'élévation du niveau de la mer. En revanche, il est marqué par une forte anthropisation ; de sorte que cette région a connu de nombreux dysfonctionnements comme l'utilisation excessive des sols, l'érosion côtière et la pollution industrielle. **(Hichour and Essamoud 2011).**

Plusieurs méthodologies ont été élaborées pour analyser et évaluer la vulnérabilité côtière vis-à-vis à l'élévation du niveau de la mer ; l'une des méthodes les plus adaptées c'est l'indice de vulnérabilité côtier (CVI) qui est le plus souvent utilisé notamment pour sa simplicité **(Gornitz et al. 1994)** pour évaluer la vulnérabilité des zones côtières à l'élévation du niveau de la mer.

La présente étude vise à fournir une analyse de la vulnérabilité le long de la côte de Zemmouri. Afin de cartographier les zones côtières touchées par l'érosion et la submersion marine, et déterminer le degré de vulnérabilité des communes de la baie de Zemmouri.

Sur un linéaire côtier de plusieurs dizaines de kilomètres (entre Cap Djinet à l'Est et Cap Matifou à l'Ouest), il a été nécessaire de déterminer une méthode d'analyse de la vulnérabilité côtière face aux phénomènes de submersion marine et d'érosion côtière. À cet effet, nous avons choisi l'indice de vulnérabilité côtier (CVI) qui est le plus généralement utilisé particulièrement pour sa simplicité et sa pertinence **(Gornitz et al. 1991).**

IX.1.2. Calcul de la vulnérabilité physique

la méthode que nous avons utilisé pour évaluer la vulnérabilité physique côtière vis-à-vis au changement climatique est de **(Gornitz et al. 1994)**, cette méthode a été modifiée par **(Hammar-Klose and Thieler 2001a).** Ces modifications touchent particulièrement le nombre et le type des variables utilisées.

Pour notre cas d'étude (entre Cap Djinet et Cap Matifou), l'indice de vulnérabilité côtière est basé sur six (6) variables physiques, qui sont les mêmes variables utilisées par L'USGS (le Service géologique américain) lors de la production d'un Atlas national de vulnérabilité des côtes au changement climatique **(Hammar-Klose and Thieler 2001a).** Les six variables utilisées dans la présente étude sont : la géomorphologie, la pente côtière, le taux érosion/accrétion du Trait de côte, le Taux d'Élévation du niveau de la mer, la Hauteur significative de la Houle, et enfin l'amplitude des marées **(Kumar et al. 2010).** L'indice de vulnérabilité côtière (CVI) est calculé par l'équation de **(Gornitz et al. 1994).** C'est la racine carrée du produit des différentes variables, dévissée par le nombre total des variables utilisées.

$$ICV = \sqrt{\frac{a \times b \times c \times d \times e \times f}{6}} \quad \textbf{(éq IX.1)}$$

Avec, **a** = géomorphologie ; **b** = Pente côtière ; **c** = Taux érosion/accrétion du trait de côte ; **d**= Taux de l'élévation du niveau de la mer ; **e** = la Hauteur significative de la Houle ; **f** = Amplitude moyenne de la marée.

Ces variables comprennent à la fois des informations quantitatives et qualitatives **(Parthasarathy and Natesan 2015). Le tableau IX.1** représente les différents paramètres utilisés et leur classement pour calculer l'indice de vulnérabilité côtière. Chaque tranche côtière a été classée selon une échelle allant de 1 à 5 (où le (1) représente très faible vulnérabilité (2) faible (3) modérée (4) élevée et (5) très élevée).

Selon les valeurs de CVI, on a créé quatre classes par l'utilisation de la méthode des lignes quartiles (0-25%. 25-50%, 50-75% et 75-100%) et par contrôle visuel des données. Les résultats sont classés en quatre catégories (une faible vulnérabilité, modérée, élevée, et très élevée).

IX.1.1.1. La géomorphologie

La géomorphologie côtière traite les types de reliefs côtiers (les plages, les falaises et les deltas) qui se présentent le long des côtes. C'est un indicateur fondamental dans l'évaluation de la vulnérabilité des zones côtières à L'Élévation du niveau de la mer **(Hereher 2016)**. Car chaque type de relief a un degré de résistance à l'érosion **(Tab IX.1)**. Dans cette étude, la géomorphologie a été obtenue à partir d'une carte géologique ancienne (cartes géologiques au 1 :50.000e d'Alger, Thénia), appuyée par un levé morphologique sur le terrain récent (en 2017).

IX.1.1.2. La pente côtière

La pente côtière permet non seulement d'identifier le risque relatif au recul du trait de côte, mais également le risque de submersion marine. Elle est un facteur fondamental pour déterminer l'indice de vulnérabilité côtier **(Yin et al. 2012),** puisque les côtes en pente douce sont plus touchées que les côtes en pente abrupte en cas de l'élévation du niveau de la mer.

Les valeurs de pente côtière de la baie de Zemmouri ont été déterminées à l'aide d'un modèle Numérique de terrain (DEM) avec une résolution verticale de 2 m.

Tableau IX. 1 Les six variables physiques utilisées pour la détermination de l'Indice Côtier de Vulnérabilité (ICV Physique)**(Gornitz et al. 1994; Hammar-Klose and Thieler 2001b) .**

	Classes de l'indice côtier de vulnérabilité physique ($ICV_{Physique}$)				
	Très faible	**faible**	**Modéré**	**Elevé**	**Très Elevé**
Variables	1	2	3	4	5
Géomorphologie	Falaise et côte rocheuse	Falaise moyenne et baie	Falaise basse, dépôt glaciaire, plaine alluviale	Plage à galets, estuaire, lagune	Flèche, plage sableuse, marais, dépôt vaseux, delta, récifs à coraux et mangroves.
Pente côtière (%).	>12	12 – 9	9 – 6	6 – 3	<3
Remontée relative du niveau de la mer (mm/an).	<1,8	1,8 – 2,5	2,5 – 3,0	3,0 – 3,4	>3,4
Recul/Avancée du trait de côte (m/an).	> (+2,0)	(+1,0) -(+2,0)	(-1,0) – (+1,0)	(-2,0) – (-1,0)	< (-2,0)
Amplitude moyenne de la marée (m).	>6,0	4,0 – 6,0	2,0 – 4,0	1,0 – 2,0	<1,0
La Hauteur significative de la houle (m)	<0,55	0,55 – 0,8	0,85 – 1,05	1,05 – 1,25	>1,25

IX.1.1.3. Taux d'Élévation du niveau de la mer

L'élévation du niveau de la mer est l'un des problèmes liés au réchauffement climatique. Plusieurs études menées dans ce sens dans le monde ont relevé que le niveau de la mer a augmenté d'environ 3.29 (+/- 0.3) mm (**Fig IX.1).** D'après **(Meyssignac 2012)(Cazenave et al. 2016),** ce phénomène est la préoccupation principale de la zone côtière **(Djouder and Boutiba 2017)**, il engendre un recul très important de trait de côte, une augmentation de l'intensité et de la fréquence de la submersion marine. Pour notre cas d'étude, les données de L'élévation du niveau de la mer ont été obtenues à l'aide des mesures satellitaires par des mesures altimétriques comme Topex / Poseidon et Jason 1, Jason 2, Jason 3 développé conjointement par la NASA et lancées en 1992. Ces mesures sont très utiles dans le Golf algérien en absence des marégraphes qui nous permet de donner des mesures ponctuelles de la variation du niveau de la mer.

IX.1.1.4. Le marnage

L'amplitude moyenne des marées est définie comme la différence entre la marée basse et la marée haute **(Parthasarathy and Natesan 2015)**. Les marées représentent l'élévation et la baisse du niveau de la mer, exprimées par les conséquences des forces gravitationnelles exercées par le soleil et la lune et en appui des vagues. Ce paramètre joue un rôle important dans l'évaluation de la vulnérabilité côtière vis-à-vis à l'élévation du niveau de la mer, il provoque des risques d'inondations épisodiques et permanentes **(Mahapatra et al. 2015).**

L'amplitude moyenne des marées dans les côtes algériennes est très faible **(Alberola et al. 1995)**, elle est mesurée par le Service hydrographique des forces navales (S.H.F.N), elle est sous l'influence d'un environnement microtribal **(Djouder and Boutiba 2017)**.

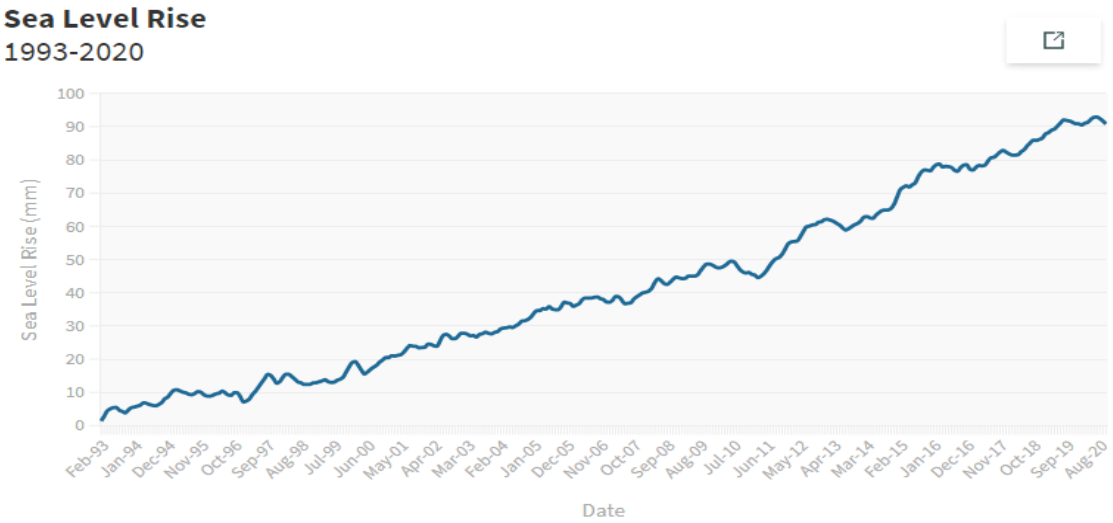


Figure IX. 1: variation du niveau de la mer entre (1993-2020) **(Eckstein et al. 2019).**

IX.1.1.5. Le taux érosion/accrétion

Les zones côtières sont toujours soumises à des changements morpho-hydro sédimentaire côtiers **(Kunte et al. 2014),** contrôlés par l'élévation de niveau de la mer et les caractéristiques des vagues **(Kumar et al. 2010).** Ces facteurs mettent en jeu le phénomène d'érosion côtière, qui a une réaction directe par l'augmentation du niveau de la mer **(Yin et al. 2012)** .De point de vue de l'évaluation de la vulnérabilité côtière. Les zones côtières subissent à l'érosion seront plus vulnérables que les zones côtières subissent à l'accrétion **(Tab IX.1).**

Dans cette étude, le taux de changement du rivage (érosion/accrétion) a été calculé à l'aide d'un système numérique d'analyse du rivage pour une période de 37 ans (du 1980 au 2017). Ces valeurs ont été déterminées par l'utilisation des photographies aériennes des deux missions aériennes (1980 et 2003) et une image satellitaire de haute résolution de l'année 2017.

Les photographies aériennes ont été numérisées et géoréférencées et orthorectifiées par l'Institut Nationale de Cartographie et Télédétection (INCT), et à l'aide ERDAS IMAGINE 9.2, en suit nous avons exporté ces images dans Arc Gis afin de numériser les traits de côte et de créer une base de données. À l'aide de l'extension 'Digital Shoreline Analysis System' (DSAS), cette base de données a été utilisée pour calculer le taux de l'évolution du trait de côte. (La méthodologie est présentée dans la partie 2 du chapitre 6).

IX.1.1.6. La hauteur significative des vagues

La hauteur significative des vagues est le principe indicateur de l'énergie des vagues **(Gaki-Papanastassiou et al. 2010)**, qui exerce une mobilisation des sédiments marins. Plusieurs études ont montré l'importance de cette variable dans l'évaluation de la vulnérabilité en raison de son influence sur l'évolution du trait de côte et la submersion marine, ce qui peut provoquer la disparition des plages et la dégradation des falaises. De point de vue de vulnérabilité. Plus la hauteur des vagues très importante, plus le risque est élevé **(Tab XI.1).**

En absence des données de vagues sur la côte, les valeurs annuelles moyennes de la hauteur des houles au large ont été extraites à partir des données du site d'observation océanographique (www.climatewave.com) durant la période de 1992 à 2016.

La simulation de la hauteur moyenne des vagues a été effectuée à l'aide du modèle numérique Mike 21 développé par DHI, qui simule la réfraction de la houle du large vers la côte, pour donner à la fin les valeurs des hauteurs des vagues près de la côte. La méthodologie est expliquée dans la partie 3 du chapitre 8.

IX.1.3. Évaluation de la vulnérabilité socio-économique

Les zones côtières sont des milieux très complexes et dynamiques, en particulier en tenant compte des composantes : physique, environnementale et socio-économique. Cette particularité faite de ces zones, des espaces profondément vulnérables **(Denner et al. 2015).**

Sur le plan socio-économique, les zones côtières montrent souvent d'autres spécificités : a) une forte densité de population, qui peut exercer une pression sur l'environnement côtier ; b) Un taux de tourisme élevé durant les saisons estivales ; c) Une urbanisation le long du littoral **(Lins-de-Barros 2017),** à cet effet l'intégration de la composante socio-économique dans l'analyse de la vulnérabilité côtière vis-à-vis à l'élévation du niveau de la mer est un ajout incontournable pour l'identification des zones les plus vulnérables **(Domínguez et al. 2005; McLaughlin et al. 2002).** Il existe plusieurs méthodes d'évaluation de la vulnérabilité socio-économique ; pour notre étude nous avons opté la méthode de **(McLaughlin and Cooper 2010)** . Le nombre des variables incluses dans cet indice est six variables, elles sont classées de 1 à 5 selon le degré de vulnérabilité **(Tab IX.2).**

Les six variables utilisées sont : la population, le patrimoine culturel, les routes, les voies ferrées, l'occupation des sols et enfin la désignation de conservation.

IX.1.1.7. La population

La population joue un rôle très important dans l'évaluation de la vulnérabilité socio-économique. Elle peut exercer une pression sur la zone côtière, car les zones à forte densité de population sont caractérisées souvent par un taux d'érosion plus élevé **(Hegde and Reju 2007).**

De point de vue de vulnérabilité, une côte fréquentée et plus peuplée est plus sujette aux risques liés à la submersion marine et l'érosion côtière par rapport à une côte moins fréquentée et moins peuplée **(Tab IX.2**). Les données démographiques de notre zone d'étude ont été recueillies auprès de L'Office National des Statistiques ONS, et le Plan directeur d'Aménagement et d'urbanisme (PDAU) de la zone d'étude.

Tableau IX. 2: Classes des variables utilisés pour le calcul de l'indice côtier de vulnérabilité socio-économique (ICV Socio-économique) selon **(McLaughlin and Cooper 2010; McLaughlin et al. 2002).**

Variables	1	2	3	4	5
Communauté de population (Type d'habitat)	Sans habitat	Village	Petite ville	Grande Ville	Centre urbain
Patrimoine culturel	Absent	/	/	/	Présent
Route	Absent	/	/	/	Autoroute Route à deux Chaussées
Voie ferrée	Absent	/	/	/	Présent
Occupation du sol	Roches dénudées Végétation clairsemée Marais, marécage et lande Plan d'eau	Zone côtière Prairies	Forêt	Agriculture	Urbain et industriel Infrastructure
Désignation de Conservation	Absent	/	Internationale	/	Nationale

IX.1.1.8. Le patrimoine culturel

C'est une variable moins importante en termes économiques, mais elle prend en considération la valeur culturelle et sociale. Le patrimoine culturel inclut les monuments historiques et les sites archéologiques **(Niazi 2007)**. De point de vue de vulnérabilité, les zones côtières avec des sites historiques sont classées dans la plus haute catégorie « 5 » **(Tab IX.2**), alors que les zones sans les sites historiques sont classées dans la catégorie « 1 ». Les données du patrimoine culturel de notre zone d'étude sont extraites à partir d'une carte touristique.

IX.1.1.9. Routes et voies ferrées

Les routes et les voies ferrées sont des éléments très importants en termes d'économie, communication et transport dans les zones côtières. De point de vue de vulnérabilité socioéconomique, la présence des routes ou des voies ferrées rend une zone côtière très vulnérable, et leur absence définit les zones côtières à très faible vulnérabilité **(Tab IX.2).** Dans la présente étude, les données sont extraites à partir de la carte des réseaux routiers.

IX.1.1.10. L'occupation du sol

Selon **(McLaughlin et al. 2002)**, les zones côtières urbanisées et industrialisées sont plus vulnérables que les zones des roches dénudées (**Tab IX.2**). Les données pour cette variable ont été obtenues à partir d'une carte topographique et le Plan d'Occupation des sols (POS) de notre zone d'étude.

IX.1.1.11. La désignation de conservation

Ce paramètre présente les cotes importantes par leurs caractéristiques écologiques et l'intérêt scientifique, et qui est souvent identifié par la loi et la législation nationale et internationale. De point de vue de vulnérabilité socioéconomique, les zones ayant de désignation de conservation nationale sont plus vulnérables que les zones à désignation de conservation internationale **(Tab IX.2).** Dans la présente étude, les données pour cette variable ont été recueillies auprès du ministère de l'Environnement.

Une fois terminée la classification de ces variables selon la méthode de **(McLaughlin and Cooper 2010),** l'indice de vulnérabilité socioéconomique est calculé (IVCéco). C'est la somme des différentes variables, divisée par 30 puis multipliée par 100 (Eq 2).

$$\text{IVCéco} = \frac{a+b+c+d+e+f}{30} * 100 \qquad \textbf{(éq IX.2)}$$

Avec : **a** : Population, **b** : Patrimoine culturel, **c** : Route, **d** : Voie ferrée, **e** : Occupation du sol, **f** : Désignation de conservation.

Après la détermination des valeurs de l'IVCéco ; les résultats sont classés en quatre catégories : une faible vulnérabilité ($20 \leq$ CVIeco ≤ 30), modérée ($31 \leq$ CVIeco ≤ 50), élevée ($51 \leq$ CVIeco ≤ 70), et très élevée ($71 \leq$ CVIeco ≤ 100).

IX.1.4. Analyse et traitement des données

Durant ce travail, des cartes de vulnérabilité côtière physique et socioéconomique ont été élaborées à l'aide de système d'Information Géographique SIG (Arc Gis). Des cellules de maillage sous forme de carrés identiques de 20 m sur 20 m ont été dessinées au long de la côte de la baie de Zemmouri (Cap Matifou Ouest jusqu'à Cap Djinet Est). Puis pour chaque variable, nous avons classé chaque cellule selon le degré de vulnérabilité (de 1 à 5). Enfin, les cartes ont été exportées sous format Tif.

IX.2. Résultats de l'évaluation de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri

L'évaluation de la vulnérabilité côtière physique montre que la zone entre Cap Matifou à l'Est jusqu'à Cap Djinet à l'Ouest a été exposée aux effets des changements climatiques, notamment l'élévation du niveau de la mer. L'analyse a indiqué que la vulnérabilité de la côte de Zemmouri à l'érosion et la submersion marine va augmenter avec L'élévation du niveau de la mer par rapport aux conditions de l'état actuel.

IX.2.1. La géomorphologie

La côte du Cap Matifou jusqu'à Cap Djinet s'étend sur 55 km de linéaire côtier. Elle présente une grande variété géomorphologique côtière, qui comprend principalement des plages, des falaises et des côtes rocheuses à l'exception des zones complètement artificialisées (Port de Zemmouri et Port du Cap Djinet).

La carte de vulnérabilité relative à la géomorphologie **(Fig. IX.2)** montre qu'environ 81,01 % de la côte de Zemmouri sur une longueur de 44,07 km est classée comme zone vulnérable et très vulnérable. Ces secteurs représentent principalement les plages et des dunes non consolidées.

Les secteurs de faible vulnérabilité et très faible vulnérabilité représentent 6.24 km soit 11.49 %, et sont essentiellement formés des côtes rocheuses et des falaises de type (Gneiss, Andésite) et rencontrent aussi les deux ports et le Cap Matifou.

Enfin, les secteurs de vulnérabilité modérée représentent 4,69 km, soit 7,5 %, sont localisés au niveau des falaises détaillées de Boumerdès.

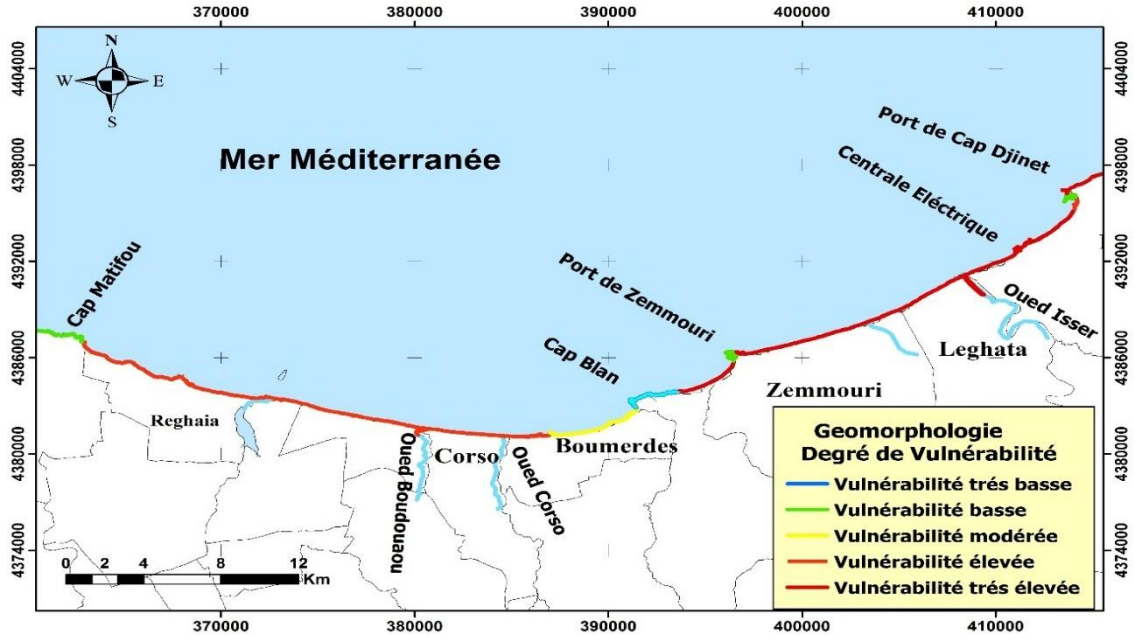


Figure IX. 2: Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la géomorphologie.

IX.2.2. L'élévation du niveau de la mer

D'après la carte de répartition géographique des vitesses du changement de niveau de la mer entre (1993-2018), on remarque que L'élévation du niveau de la mer n'est pas uniforme à l'échelle régionale, elle varie entre -2 et 6 mm par an. Cependant, Le Golf algérien a enregistré un taux d'élévation du niveau de la mer de 2.5 à 3 mm par an, ce qui représente un classement de vulnérabilité modérée sur toute la côte de Zemmouri **(Fig. IX.3)**.

IX.2.3. Le taux d'érosion/accrétion

La présente étude a révélé qu'environ 15 km de la côte à une vulnérabilité élevée à très élevée soit 27,27 %, avec un taux d'érosion maximal de 09 m/an. Ces zones se localisent au niveau des plages de décapelages et Zemmouri Est **(Fig. IX.4)**.

Les zones à vulnérabilité modérée s'étendent sur 27 km de côte, soit 49.09 % avec un taux de recul varie entre -3,42 et +1,85 m/an. Ces secteurs se rencontrent dans la partie de Réghaïa et Boudouaou El Bahri. En revanche, les secteurs de faible vulnérabilité à très faible vulnérabilité s'étendent sur 13 km de côtes soit 23,63 %, avec un taux d'érosion varie entre -1,52 et +0,21 m/an. Ces zones se localisent au niveau du Cap Matifou et la côte rocheuse de Boumerdès.

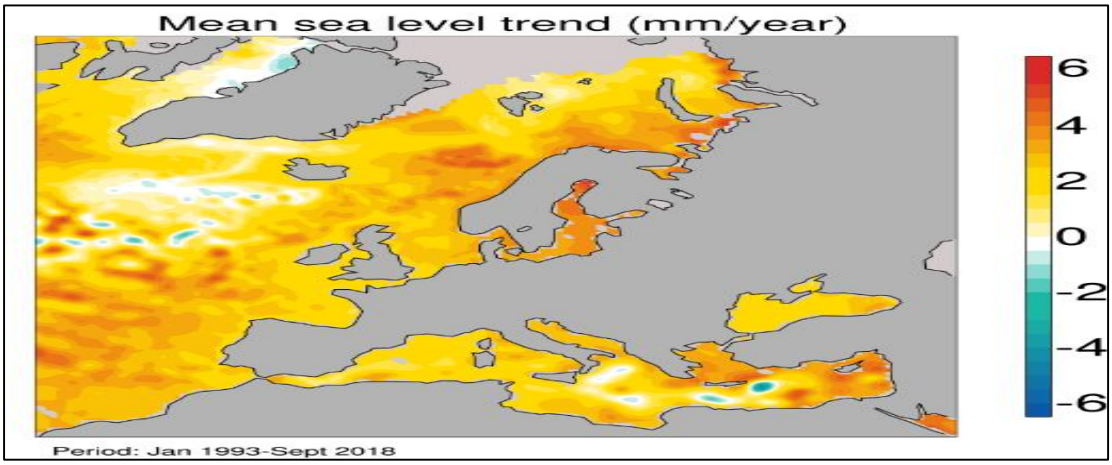


Figure IX. 3: Niveau marin moyen du bassin Méditerranéen.
Données d'altimétrie spatiale (CMEMS Ocean Monitoring Indicator) **(Von Schuckmann et al. 2018).** https://climate.copernicus.eu.

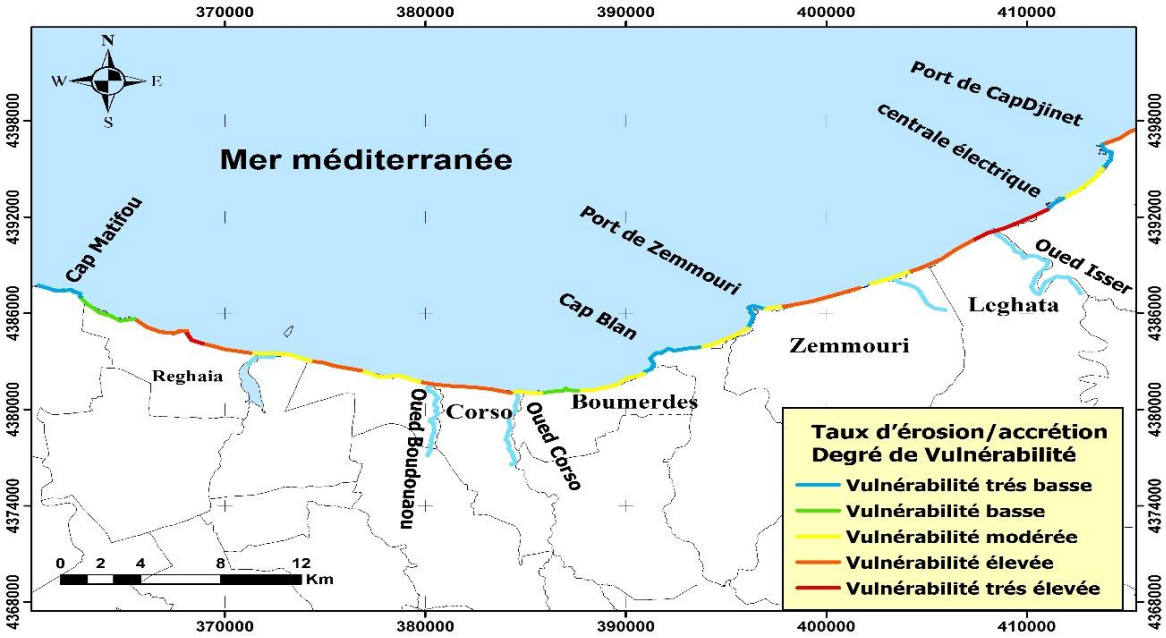


Figure IX. 4 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à au Taux d'érosion/ accrétion de la côte.

IX.2.4. La hauteur significative de la houle

D'après, les résultats de la simulation de la houle au large vers la cote par le modèle numérique Mike 21, la hauteur significative la plus fréquente dans la baie de Zemmouri varie entre 0,85 et 1,05 m **(Fig. IX.5)**, représentant un classement de vulnérabilité modérée qui touche la zone de Boumerdès Centre et l'est du port du Cap Djinet. Les valeurs les plus élevées de hauteur significative supérieure à 1,05 m touchent les falaises d'Ain Taya et de corso. Enfin, de faibles valeurs de hauteur significative inférieure à 0,85 m sont marquées au niveau de la plage Sable d'or, la station de production d'électricité et l'embouchure d'Oued Isser.

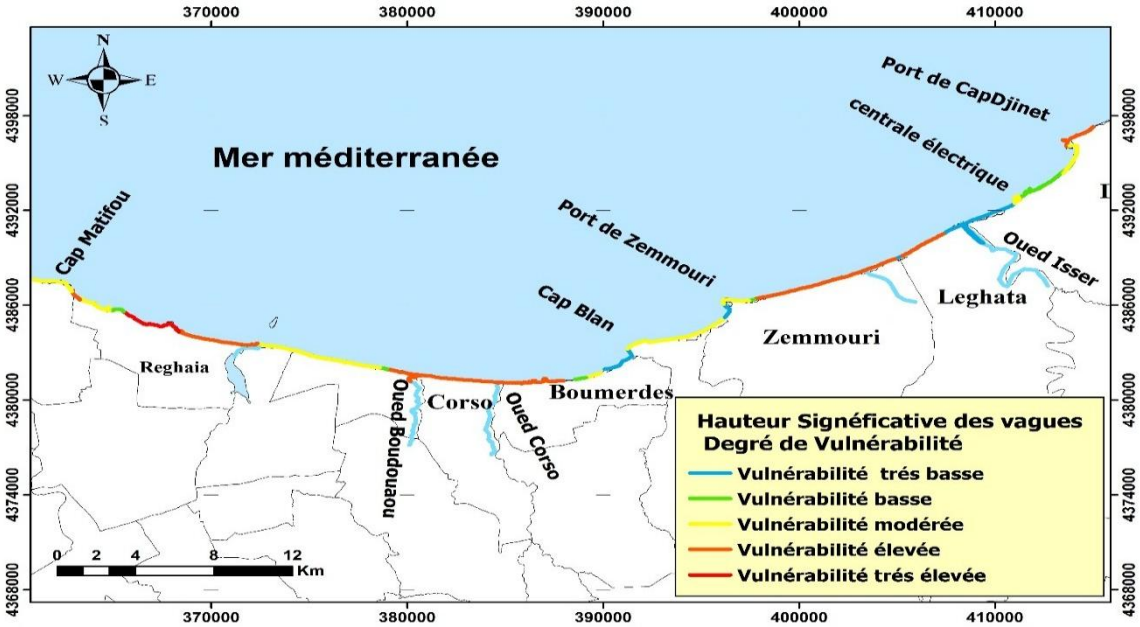


Figure IX. 5: Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la hauteur significative de la houle Hs.

IX.2.5. La pente côtière

La présente étude a révélé que 37,3 km des côtes de la zone d'étude soit 66,83% présentent un risque de vulnérabilité élevé à très élevé **(Fig. IX.6)**. Elles se localisent principalement dans la zone de Boumerdès Centre, la plaine côtière de Zemmouri, et au niveau de la plaine de basse vallée d'oued Isser. Seulement 5,63 km de la bande côtière soit 10.10 % représentent une vulnérabilité modérée avec une pente de 06 à 09 % et se localisent au niveau des dunes de Leghata et la colline de corso. D'environ 12 km des côtes présentent une vulnérabilité faible à très faible, soit 23 % avec une pente supérieure à 12%, se trouvent au niveau du Cap Matifou et la côte rocheuse de Boumerdès (Cap Blanc).

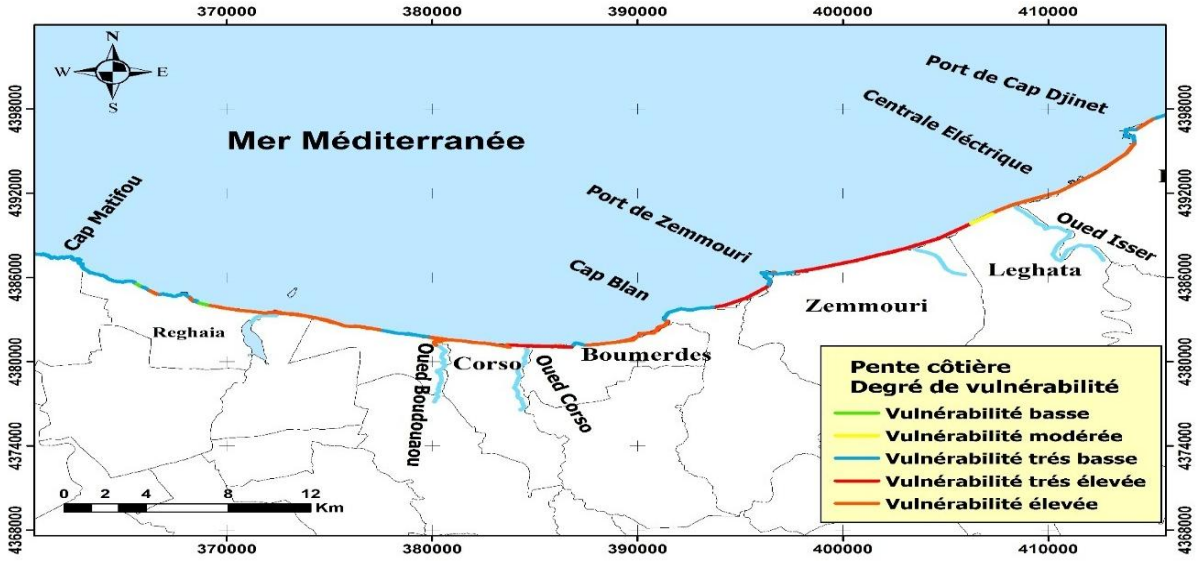


Figure IX. 6 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à la pente côtière.

IX.2.6. Variable marnage

D'après les mesures de Service hydrographique des Forces navales (S.H.F.N) en Méditerranée, l'amplitude de marée est très faible ± 34 m. Cette valeur représente une vulnérabilité très élevée le long de la côte de Zemmouri **(Fig. IX.7)**.

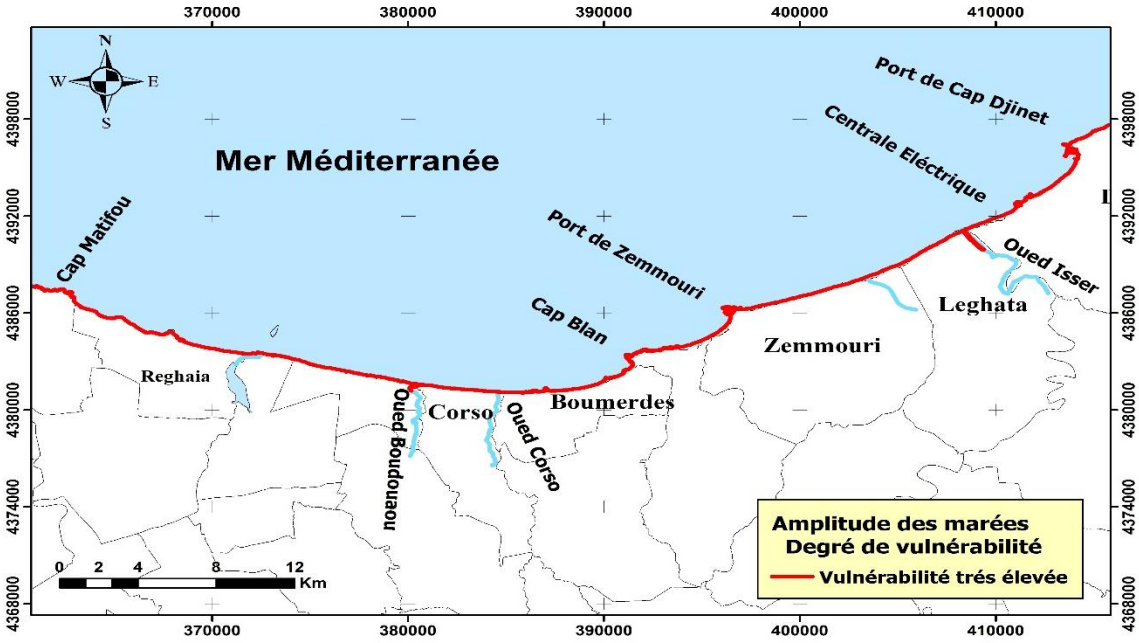


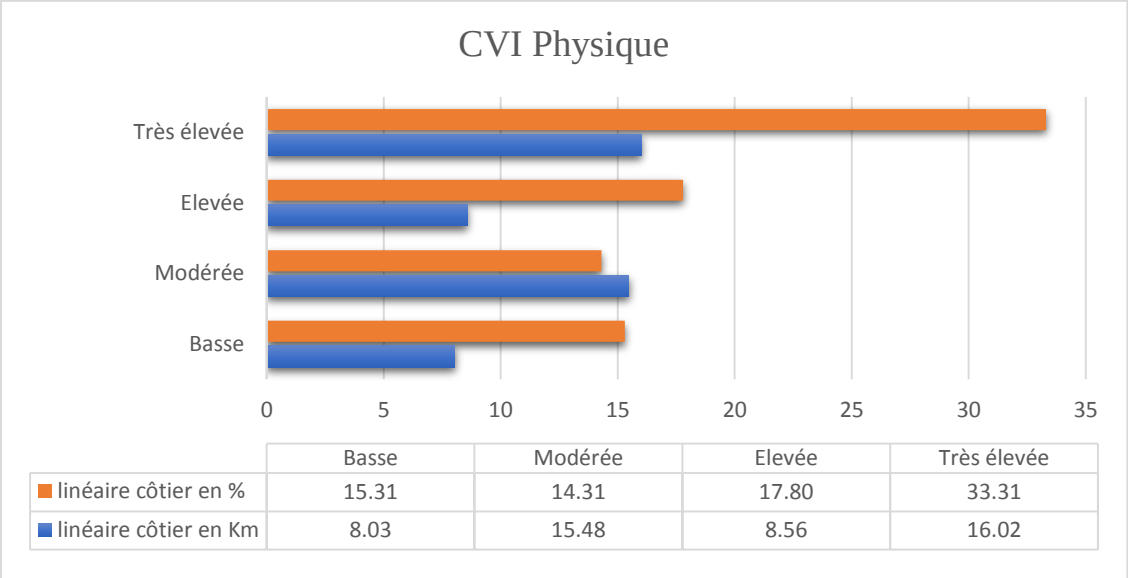
Figure IX. 7 : Carte de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative au marnage.

IX.2.7. Indice de vulnérabilité côtière physique

La vulnérabilité de la côte de Zemmouri à L'élévation du niveau de la mer est définie comme suit : vulnérabilité faible, modérée, élevée et très élevée. Le CVI de la zone d'étude varie entre 2,24 à 22,35 avec une valeur moyenne de 13, 26 **(Fig. IX.8).**

Les résultats de CVI montrent que 24,58 km de la zone côtière soit 52 % présentent une vulnérabilité élevée à très élevée, couvrant les plages de Réghaïa, Boumerdès, corso et Boudouaou El Bahri et l'est du Cap Djinet **(Fig. IX.9)**. Environ 15 km de la côte soit 31%, enregistre une vulnérabilité modérée, elles sont situées entre Ain Taya et Réghaïa, entre Boumerdès et cap Blanc et au niveau de centrale électrique (**Fig IX.9)**.

En revanche, les secteurs présentent une vulnérabilité faible à très faible vulnérabilité, s'étend sur 8 km soit 16 %, elles sont situées au niveau du Cap Matifou, Cap Djinet, Cap Blanc, rocher noir.



	Basse	Modérée	Elevée	Très élevée
linéaire côtier en %	15.31	14.31	17.80	33.31
linéaire côtier en Km	8.03	15.48	8.56	16.02

Figure IX. 8 : Pourcentage du littoral de la baie de Zemmouri pour chaque degré de vulnérabilité physique.

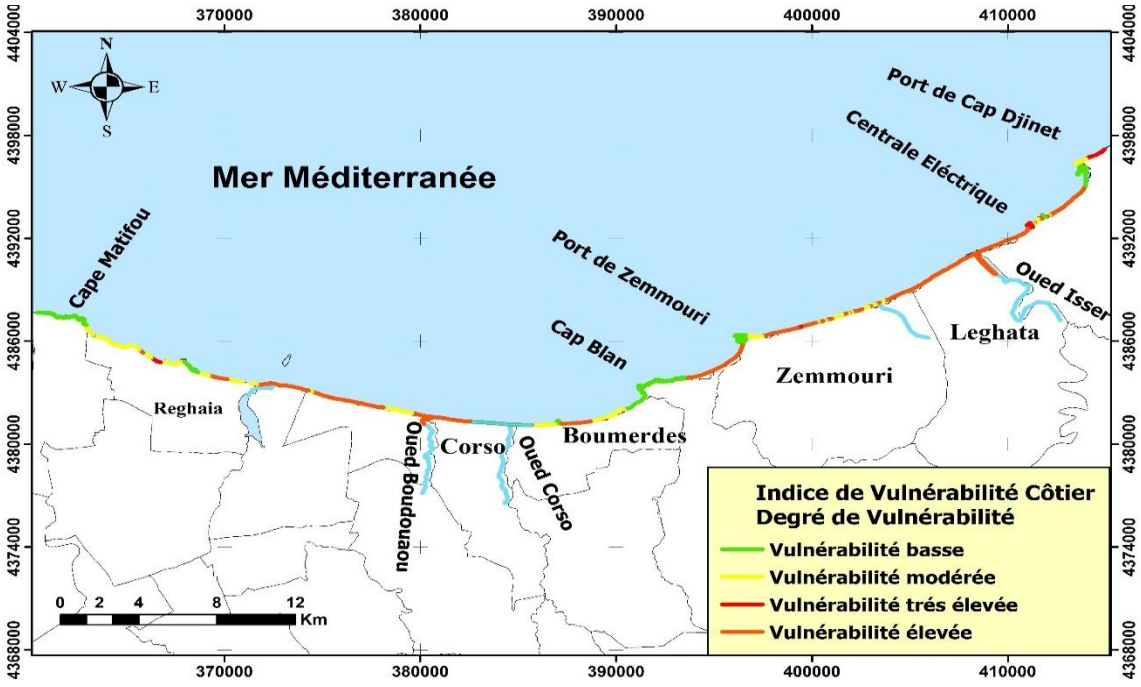


Figure IX. 9 : Carte des classes de vulnérabilité de la côte de Zemmouri relative à l'ICV Physique.

IX.2.8. L'indice de vulnérabilité socio-économique (ICVsocio-eco)

L'évaluation de la vulnérabilité socio-économique ($ICV_{socio\text{-}économique}$) de la côte de Zemmouri nous permet de représenter graphiquement les zones côtières les plus vulnérables à l'élévation du niveau de la Mer. Pour toute la côte de Zemmouri, les valeurs obtenues de l'indice $ICV_{Socio\text{-}économique}$ varient entre 23,33 et 60 avec une valeur moyenne de 45,91. Ces résultats, qui diffèrent d'une zone à une autre, elles nous permettent d'identifier 03 classes de vulnérabilité (Vulnérabilité faible, modérée, et vulnérabilité élevée à très élevée) **(Fig. IX.10).**

La première classe d'une faible vulnérabilité s'étale sur 5.4 km de côtes soit 09 % de la totalité de la zone côtière **(Fig. IX.11)**, elles présentent au niveau du Cap Blanc, Roche noire, port de Zemmouri, plage de figuier entre cap Blanc et au niveau de la plaine d'Oued Corso et Boudouaou El Bahri.

La deuxième classe d'une vulnérabilité modérée face à l'élévation du niveau de la mer s'étale sur 34 km de côtes soit 19 %, couvrant la plaine de vallée Isser, Cap Matifou, la partie entre Oued Boudouaou et Oued Corso.

La troisième classe d'une vulnérabilité élevée à très élevée, s'étend sur 30 km le long de la côte soit 36 %, touchent les côtes sableuses en général comme Boumerdès centre, centrale électrique du Cap Djinet, port du Cap Djinet et falaise d'Ain Taya et au bord du mur de soutènement du Boudouaou El Bahri ainsi qu'une grande partie de plaine littorale notamment les sites classés (lac de Réghaïa, les dunes de Zemmouri), et la bande côtière de Leghata.

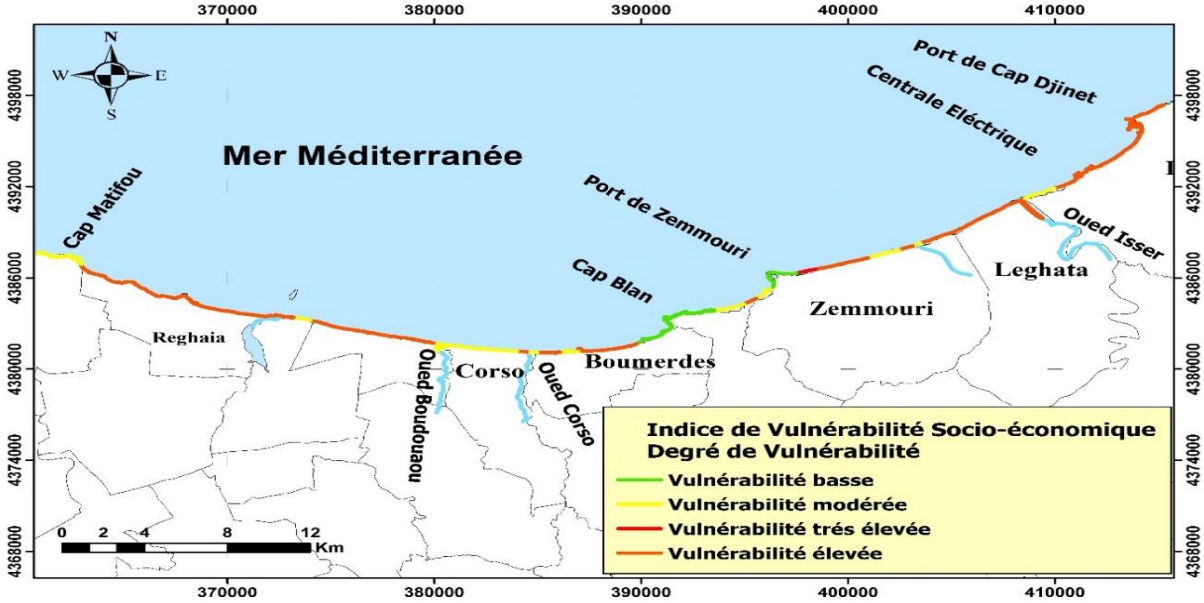
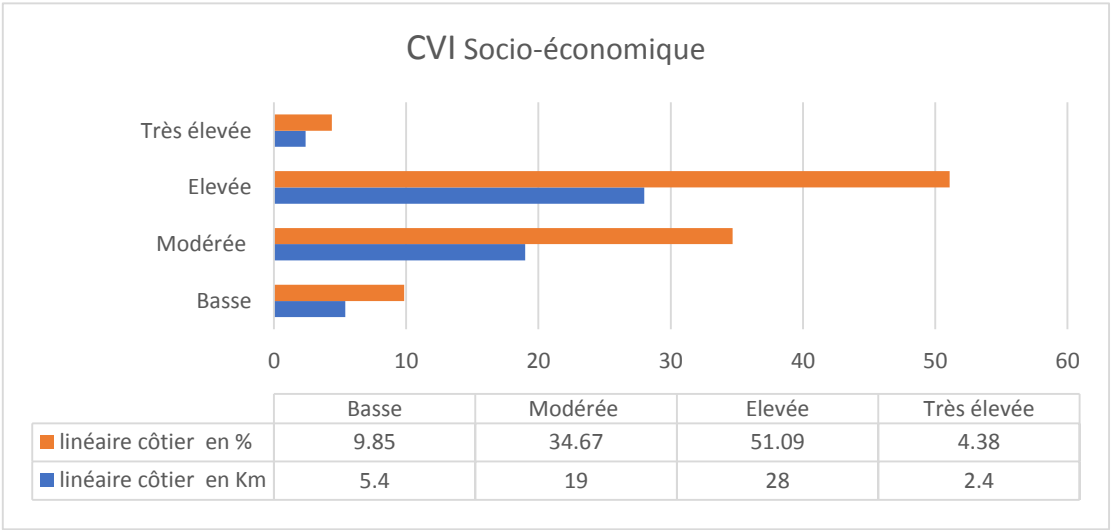


Figure IX. 10 : Carte des classes de vulnérabilité de la côte de Zemmouri face à L'Elévation du Niveau de la Mer en relation avec l'indice côtier de vulnérabilité socio-économique.



	Basse	Modérée	Elevée	Très élevée
linéaire côtier en %	9.85	34.67	51.09	4.38
linéaire côtier en Km	5.4	19	28	2.4

Figure IX. 11 : Pourcentage du littoral de la baie de Zemmouri pour chaque classe de vulnérabilité socio-économique.

IX.3. Discussion

Au cours des dernières années, plusieurs études ont été menées au sujet de la vulnérabilité côtière vis-à-vis à L'élévation du niveau de la mer **(Boruff et al. 2005).** Dans la présente étude, les résultats obtenus sous forme de cartes de vulnérabilité montrent que la baie de Zemmouri est très vulnérable à L'Élévation du niveau de la mer notamment le risque de l'érosion côtière et la submersion marine.

Les résultats obtenus de CVI ont montré que le secteur est du littoral étudié (du Cap Blanc à la Station électrique) est plus vulnérable que celle du secteur Centre et secteur ouest. Cette variation de vulnérabilité est expliquée par les caractéristiques géomorphologiques et topographiques de la région.

La partie l'Est est plus vulnérable, elle est sous forme de plages sableuses sur substratum basaltique, et des dunes avec des sables fins, caractérisées par une faible pente, presque plate. De plus, elle enregistre une forte érosion depuis 1980 surtout à l'embouchure d'Oued Isser.

Ce phénomène est dû à l'extraction du sable au niveau des plages de Zemmouri, Mandoura (**Fig.IX.12. a),** au niveau des dunes de Zemmouri et Figuier, et au niveau de l'embouchure d'Oued Isser. Par contre, la région s'étalant entre «la Station électrique jusqu'au port du Cap Djinet Est» est moyennement vulnérable grâce à la présence des ouvrages de protection (épis, brise-lame) (**Fig. IX.12.b)**.

La partie centrale entre cap blanc jusqu'au lac de Réghaïa est plus ou moins vulnérable par rapport à la région est, ceci est expliqué par la forme géomorphologique de la zone qui présente des falaises détaillées avec des plages au pied des falaises. Dans ce cas, le risque de vulnérabilité est exprimé par les effets des agents hydrodynamiques, tel que la houle de direction NE considérée comme la plus érosive dans cette région, ce qui évoque la démobilisation des processus hydro sédimentaires au pied des falaises (falaise de Boudouaou El Bahri, falaise de corso) **(Sallaye et al. 2018),** présence des activités anthropiques (urbanisation anarchique) sur la zone côtière (**Fig.IX.12.c)** qui perturbent les processus morpho-hydrosédimentaire de la zone côtière. Ajoutant à cela l'extraction du sable au niveau de l'embouchure de l'Oued Corso, et l'Oued Boudouaou El Bahri.

La partie l'Ouest entre lac de Réghaïa et Cap Matifou présente une vulnérabilité plus ou moins faible, ceci est expliqué par la formation géologique de la zone sous forme des falaises détaillées avec des roches volcaniques dures.

De point de vue socioéconomique, les résultats de CVI_{eco} ont démontré que la majorité du littoral est marqué par une vulnérabilité plus ou moins élevé, ceci s'explique par la présence d'un port de pêche de Zemmouri et du Cap Djinet, la présence de l'unité de production (Centrale électrique du Cap Djinet) (**Fig.IX.12.d)**, les établissements d'éducation et de santé, les routes nationales et les routes de wilaya et les complexes touristiques au bord de la mer comme le complexe touristique de Zemmouri (**Fig.IX.12.e)**. Ces dernières années, ces zones subissent une forte urbanisation surtout après la période de décennie noire, de plus ces zones possédaient un foncier libre, ainsi que la non-application de la loi littorale 02-02-2002 « qui interdit la construction dans la bande des 300m ». Ces facteurs expliquent la dégradation du littoral, la perturbation des dunes (**Fig.IX.12. f)** et la présence de nombreux ouvrages de protection contre l'action de la mer sur la bande littorale. Par ailleurs, les autres

zones sont caractérisées par une vulnérabilité faible à moyenne, ceci est expliqué par la présence des terres agricoles, terre vierge dans la région de Zemmouri Est, une côte rocheuse au niveau du Cap Blanc et Cap Matifou.



Figure IX. 12 : **a** L'extraction illégale du sable. **b** Des ouvrages de protection (épis, brise lame). **c** Urbanisation anarchique sur la zone côtière. **d** Centrale électrique du cap Djinet. **e** Le complexe touristique de Zemmouri. **f** La perturbation des dunes.

IX.4. Conclusion

L'évaluation de la vulnérabilité de la baie de Zemmouri au risque d'élévation du niveau de la mer est indispensable pour la mise en exergue de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC), pour cela la combinaison de deux méthodes de Gournitz et MClaurang est pertinente pour identifier les zones les plus vulnérables aux phénomènes d'érosion côtière et la submersion marine. Ces approches peuvent constituer un outil d'aide à la décision soit en proposant des mesures d'adaptation aux changements climatiques notamment au phénomène d'élévation du niveau de la mer, soit en menant des études pareilles pour l'ensemble de territoire national ou par la prise en considération des problèmes liés aux changements climatiques dans tous les plans de planification et les outils d'Aménagement (PDAU, POS).

Chapitre 10
Détermination et cartographie des aléas de la submersion marine sur le littoral de la baie de Zemmouri

X. Détermination et cartographie des aléas de la submersion marine sur le littoral de la baie de Zemmouri

X.1. Introduction

Actuellement, il est reconnu que le changement climatique et l'augmentation du niveau de la mer auront un impact majeur sur le milieu naturel et la société humaine dans la zone côtière.

Plusieurs zones côtières ont subi déjà des problèmes environnementaux tels que l'érosion côtière, la dégradation des dunes, la pollution, et l'intrusion saline. L'élévation plus rapide du niveau de la mer amplifie le degré de pression sur ces zones, provoquant ainsi l'inondation des basses côtes, la destruction des zones humides côtières, l'érosion des plages.

Par conséquent, L'élévation du niveau de la mer est l'un des principaux impacts du changement climatique sur la baie de Zemmouri.

La côte de Zemmouri s'étale sur une longue bande sableuse traversée par plusieurs oueds (Oued Isser, Oued Corso, Oued Boudouaou). La faible topographie de la zone fait qu'elle est très vulnérable à l'élévation du niveau de la mer.

Les principaux objectifs de cette contribution sont les suivants : (1) identifier les zones à risque d'inondation et d'érosion ; (2) déterminer les secteurs les plus vulnérables à ces risques.

X.2. Méthodologie de la cartographie du risque de submersion marine

La cartographie du risque de submersion marine demande une série des étapes pour aboutir à une cartographie plus cohérente. Tout d'abord, une recherche terminologique est une étape fondamentale pour délimiter le champ d'application de la recherche (partie 1). Ensuite, il est nécessaire de chercher les différents types de données utilisées dans la cartographie du risque d'inondation marine **(Godfrin et al. 2015)**. La méthode utilisée pour déterminer et cartographier les aléas de la submersion marine sur le littoral de la baie de Zemmouri est celle de **((Suanez et al. 2007) ;(Kumar, 2008)).**

X.2.1. Évaluation des différents niveaux d'inondation

Dans le cadre de cette recherche, la méthode choisie pour l'estimation de l'aléa de submersion marine est celle utilisée par plusieurs auteurs **(Benavente et al. 2006; Kumar et al. 2008; Suanez et al. 2007).** La première partie consiste à quantifier les niveaux d'eau extrêmes à la côte pour une période de retour donnée (généralement 1, 5, 10, 50 et 100 ans) en intégrant Wind set-up, L'élévation du niveau de la mer due à la baisse de la pression atmosphérique et Wave set-up (**Fig X.1).**

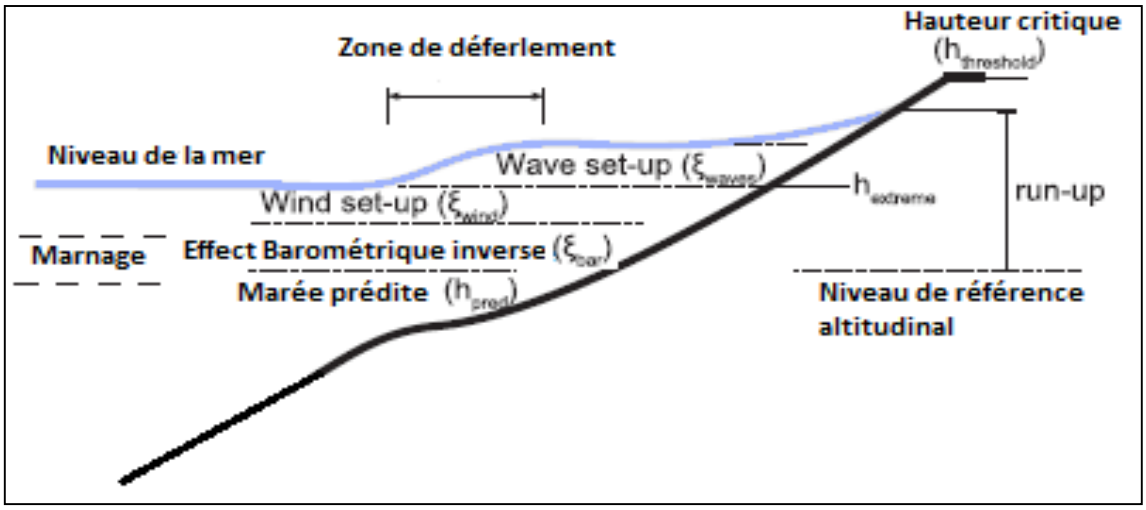


Figure X. 1 : Schéma montrant les principaux processus hydrodynamiques pour le calcul des niveaux d'eau extrêmes à la côte.

X.2.2. Topographie côtière et utilisation des terres

L'élaboration des levés topomorphologiques pour évaluer les impacts des inondations marines est une étape préliminaire. Les données d'élévation ont été obtenues à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) **(Fig X.2)** et une base de données des points de contrôle au sol (GCP) mesuré par un système de positionnement au sol. Cette démarche a été effectuée à l'aide des logiciels de cartographie ERDAS, Arc GIS. La résolution altimétrique du MNT utilisé est de 0.5 m et la résolution horizontale du MNT est de 2 m.

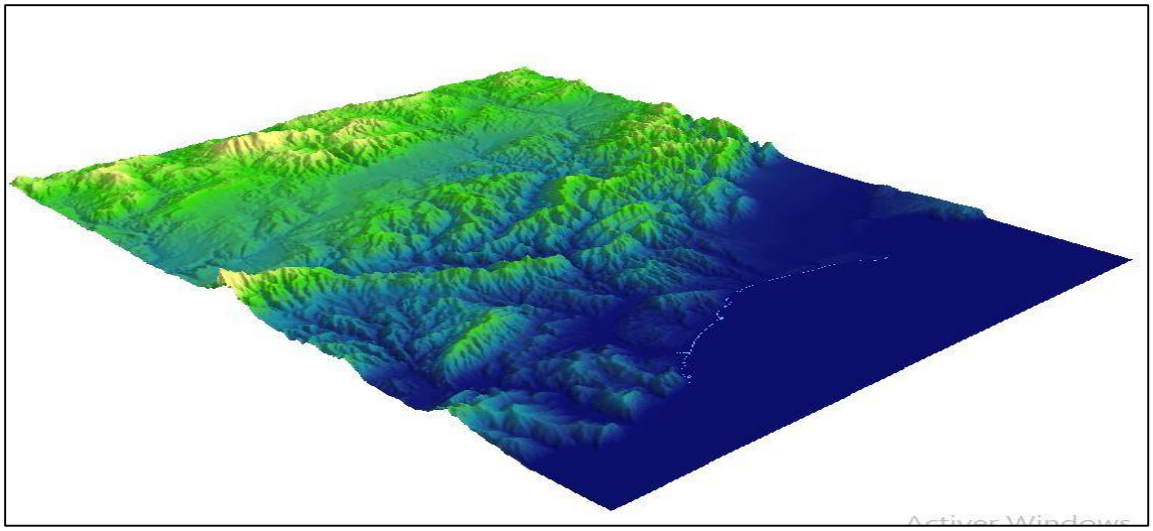


Figure X. 2 : Le modèle numérique du terrain (MNT) de la grande baie de Zemmouri.

X.2.3. Hausse du niveau de la mer

Au dernier siècle, la variation du niveau de la mer à l'échelle mondiale a été évaluée par des mesures des marégraphes. Comme les données à long terme n'étaient pas disponibles pour la baie de Zemmouri, les mesures ont été obtenues à l'aide des satellites altimétriques (Topex

/Poséidon, depuis 1992) pour estimer le niveau moyen global de la mer sur la Méditerranée, soit environ 3 mm/an pour la période 1993 et 2011 (Voir Partie 1, Chapitre3, Figure III.2).

X.2.4. Niveaux d'eau extrêmes

La première conséquence de L'Élévation du niveau de la mer est le risque d'augmentation des inondations liée aux ondes de tempête dans les côtes basses **(Nicholls et al. 1999).** En manque des données sur les surcotes et décotes, une méthode empirique a été adoptée pour l'estimation des niveaux d'eau extrêmes à l'aide de la formule **(Hoozemans et al. 1993):**

$$D_{ft} = MHW + S_t + W_f + P_f \quad \textbf{(éq X.1)}$$

Où :

- MHW : Niveau moyen des hautes eaux ;
- S_t : Élévation relative du niveau de la mer ;
- W_f: Hauteur des houles de tempêtes responsables des inondations (centennale) ;
- P_f: Élévation du niveau marin en fonction de la pression atmosphérique.

o Niveau d'inondation minimum

Déterminé à partir des valeurs de niveau moyen des hautes eaux, les amplitudes moyennes de la houle, et la plus basse estimation de l'élévation du niveau de la mer.

o Niveau d'inondation maximum

Calculé à partir des valeurs de niveau maximum des hautes eaux, des amplitudes des houles de tempêtes, et de la plus forte estimation de l'élévation du niveau de la mer.

X.2.5. Variation du niveau de la mer en fonction de la pression atmosphérique

Le réglage barométrique : le niveau de la mer peut varier en fonction des changements de la pression atmosphérique ; ainsi les basses pressions créent une surcote alors que les hautes pressions engendrent une décote. Cette relation peut être approchée à partir de la formule qui suit **(Ménard et al. 2003)** :

$$\mathrm{Z} = 0.01\ (1013 - \mathrm{p}) \quad \textbf{(éq X.2)}$$

p : est la pression atmosphérique en hectopascal.

L'élévation du niveau d'eau est considérée comme étant d'environ 0,10 m pour chaque chute de 10 hPa sous la pression barométrique normale (1013 hPa). En Algérie, les pressions oscillent entre 952 hPa et 1050 hPa, faisant varier le niveau de la mer entre –0.37m et 0.63m (**Fig X.3)**.

X.2.6. Hauteur significative au large

Les données des houles et des vents sont des mesures altimétriques sur une période de 25 ans (1992-2016).Elles ont été obtenues à partir de la base de données « Infoplaza Marin

Weather (2017) » disponible sur le site web www.waveclimate. Le traitement statistique de ces données a permis de définir la hauteur de vague centennale associée à la hauteur des houles provoquant les inondations côtières, et a permis aussi de faire une classification des fréquences d'apparition annuelle des classes des hauteurs significatives des houles au large en fonction de la direction (**Fig X.4)** (voire Chapitre I).

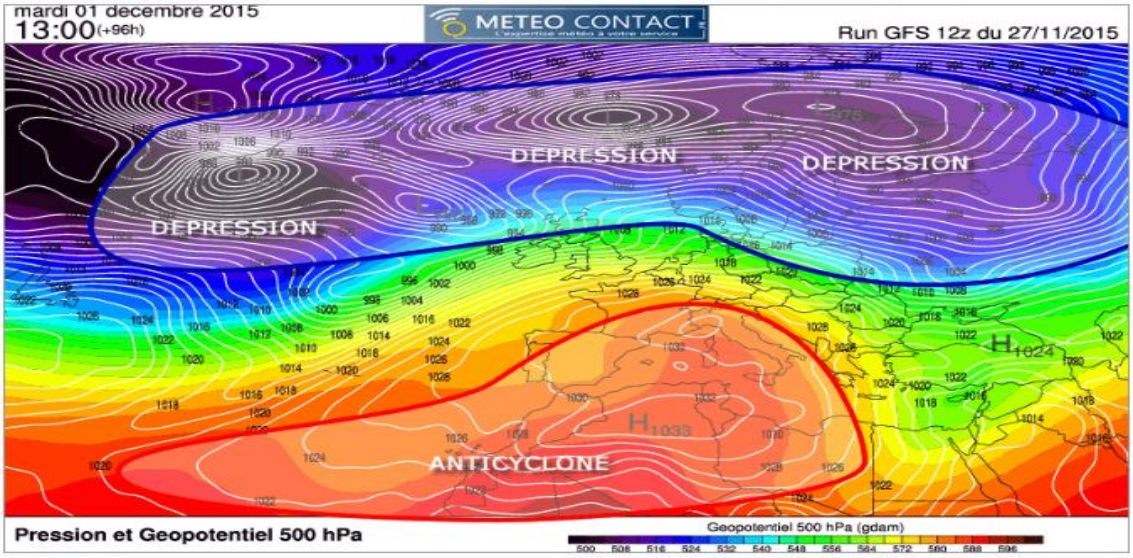


Figure X. 3 : Modélisation de la pression et des géo-potentiels à 500 hPa (modèle GFS).

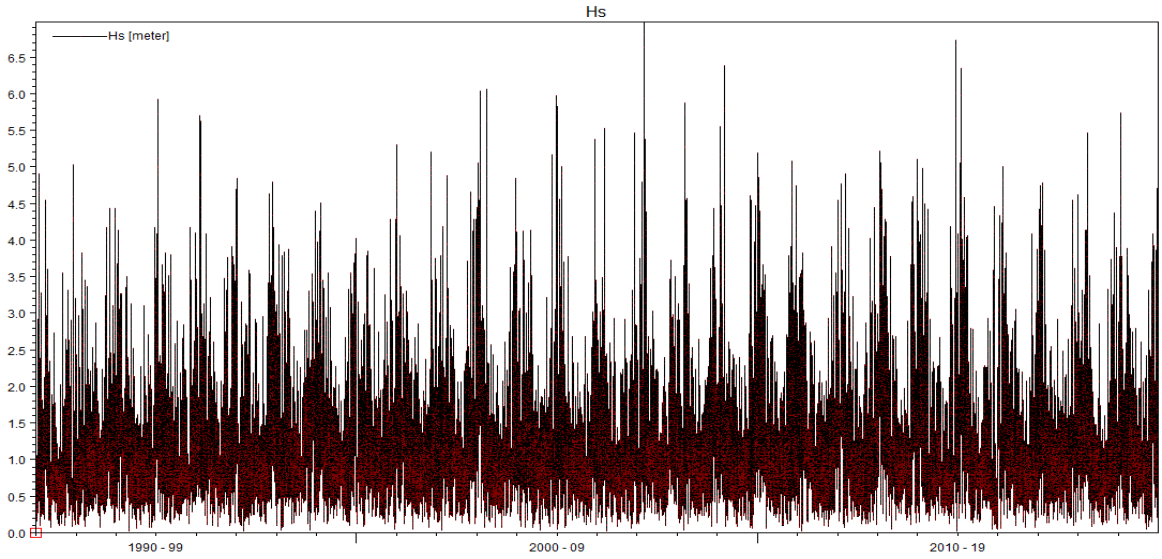


Figure X. 4 : La distribution des amplitudes de houles en fonction du temps (1992-2016).

Les données obtenues sont analysées et traitées comme suit :

- Les houles de tempête sont très rares et sont définies comme des hauteurs significatives varient entre 3,5 et 7,5m (**Fig X.5)** ;
- Des houles prédominantes de hauteurs élevées varient entre 0,25 et 3 m ;
- Les agitations les plus fréquentes viennent des secteurs W et NE.

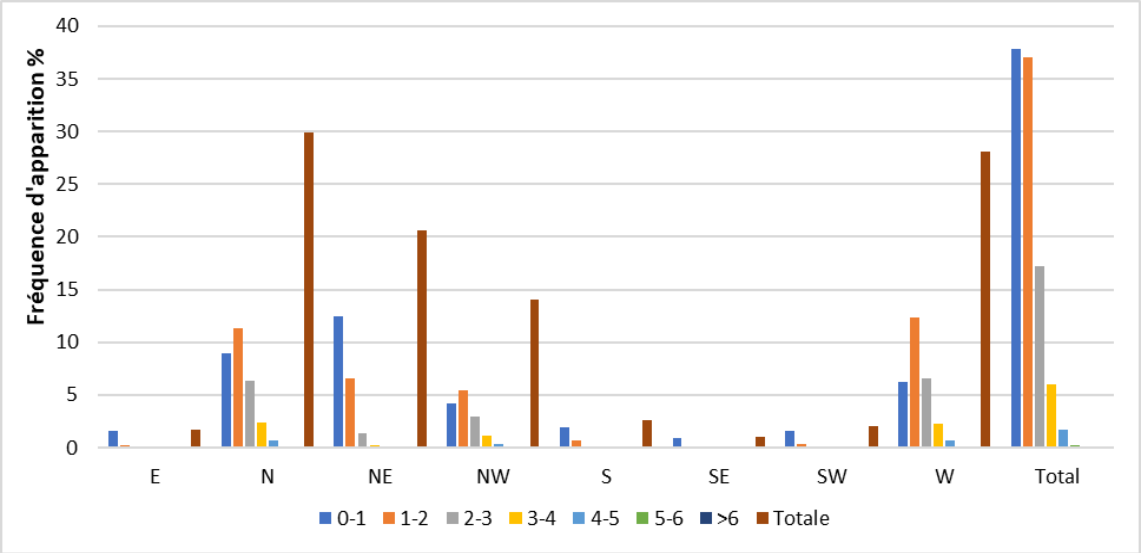


Figure X. 5 : la distribution fréquentielle des classes des hauteurs significatives par direction.

X.2.7. Houles extrêmes au large

La détermination de la probabilité d'occurrence des niveaux des eaux extrêmes est un élément majeur pour la cartographie des aléas de submersion marine. Une fois la base des données des mesures brutes de la houle acquise, il est possible de choisir une méthode pour estimer les valeurs extrêmes telles que :

- La méthode des séries de maxima annuels **(SMA)**
- La méthode des séries de durées partielles ou la méthode du peak-over thrershold **(POT)**
- La méthode semi-empirique : la loi de **LARRAS**

X.2.7.1. La méthode des séries de maxima annuels (SMA)

Aussi appelée Blocks Maxima, cette méthode consiste à prendre pour chaque année le maximum annuel. Nous allons utiliser trois fonctions de distribution qui reviennent souvent dans la théorie des valeurs extrêmes : loi de GEV, Gumbel et Log-Normal.

a. La loi de la valeur extrême généralisée (GEV : Generalized Extreme Value)

La théorie des valeurs extrêmes a pour but d'étudier la loi du maximum d'une suite des variables aléatoires réelles. Cette distribution a l'avantage de combiner les trois types de lois des valeurs extrêmes EVl (loi proposée par Gumbel), EV2 (loi proposée par Frechet) et EV3 (loi proposée par Weibull) développées par Fisher et Tippett. La forme générale de la fonction de distribution de cette loi peut s'écrire :

$$F(x) = \exp\left[\left(1 - k\frac{x-x_0}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right] \quad ; \alpha + k(x - x_0) > 0 \qquad \textbf{(éq X.3)}$$

Où :

- x_0 : le paramètre de position ;
- α : le paramètre d'échelle ;
- k : le paramètre de forme.

Si k =0 correspond à la loi des valeurs extrêmes EV1 (loi proposée par Gumbel) ou x_0 est défini sur l'intervalle] $-\infty, +\infty$ [

Si K <0 correspond à la loi des valeurs extrêmes EV2 (loi proposée par Frechet) ou x_0 est défini sur l'intervalle] $x_0, +\infty$ [

Si K >0 correspond à la loi des valeurs extrêmes EV3 (loi proposée par Weibull) ou x_0 est défini sur l'intervalle] $-\infty, x_0$ [.

Après l'analyse des données sous le langage-R, les résultats se présentent sous forme de tableau et de figure (**Tab X.1) et (Fig X.6)**. Le test d'adéquation est effectué par le test d'adéquation Anderson-darling. Ce dernier est exécuté à l'aide du programme R nsRFA Package **(Slater et al. 2019)**, il permet de détecter l'écart par rapport à la normalité des valeurs minimales et maximales d'une distribution. Dans notre cas, on a utilisé pour cela la fonction **A2_GOFlaio (x, dist='GEV')** du package nsRFA, une distance AD (Anderson-Darling Distance) de 0.358 et une p-value (probability value) de 0.668. Les paramètresx_0, α et k sont calculés par l'expression suivante :

x_0= 4.861 ; α = 0.90 et k =0.247

Tableau X. 1: Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour (GEV)

Période de retour (R)	Probabilité de fréquence au non-dépassement	Quantile Hs max (m)	Intervalle de confiance
Houle biennale (2 ans)	0.8	5.80	5.62-5.98
Houle Quinquennale (5 ans)	0.9	5.98	5.9-6.20
Houle Décennale (10 ans)	0.95	6.41	6.31 - 7.41
Houle vingtennale (20 ans)	0.98	6.77	6.43 - 7.88
Houle Cinquantennale (50 ans)	0.99	7.15	7.78 - 8.82
Houle Centennale (100 ans)	0.999	7.40	7.98 – 9.54

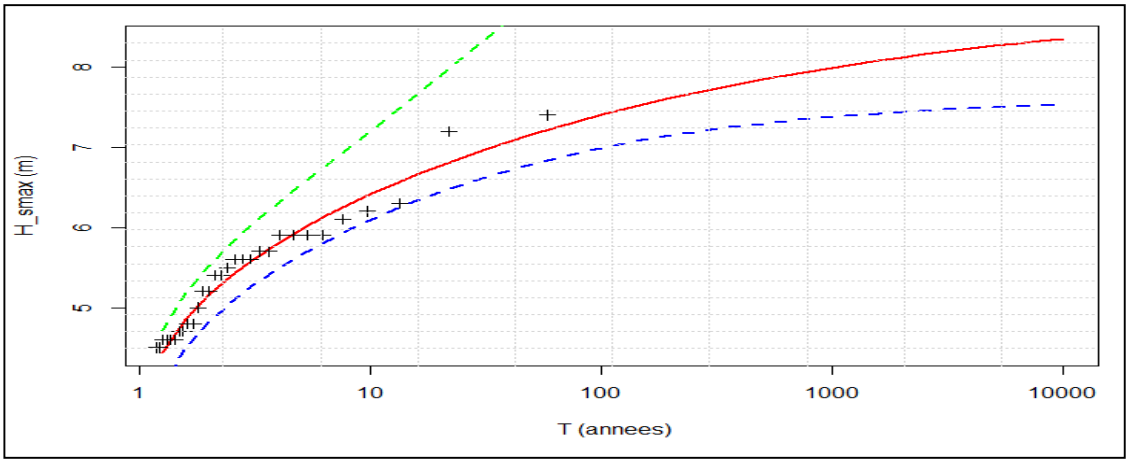


Figure X. 6 : Ajustement à la loi GEV.

b. La loi de distribution Log Normal

C'est une distribution continue dans laquelle le logarithme Y d'une variable X est caractérisé par une distribution normale. Les distributions log-normales sont utilisées pour de très nombreuses quantités qui sont systématiquement positives et qui ont de longues queues supérieures, la forme générale de la fonction de distribution de cette loi peut s'écrire :

$$F(x) = \int_{-\infty}^{x} f(t)dt : 0 < x < \infty \qquad \textbf{(éq X.4)}$$

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\alpha x}\exp[-\frac{(\ln x - x_0)^2}{2\alpha^2}] \qquad \textbf{(éq X.5)}$$

Où :

- x_0 : le paramètre de position ;
- α : le paramètre d'échelle.

Le test de qualité de l'ajustement est vérifié à travers le test d'adéquation d'Anderson-darling AD=0.408 et P-value=0.653. Les paramètresx_0, α sont calculés par l'expression suivante :

x_0= 1.633 ; α = 0.180

Après l'analyse de ces données sous le langage-R, les résultats sont présentés dans le (**Tab X.2) et (Fig X.7).**

Tableau X. 2 : Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour Log normal.

Période de retour (R)	Probabilité de fréquence au non-dépassement	Quantile Hs max (m)	Intervalle de confiance
Houle biennale (2 ans)	0.8	5.72	5.60 - 6.49
Houle Quinquennale (5 ans)	0.9	5.94	5.60 - 6.49
Houle Décennale (10 ans)	0.95	6.42	6.02 - 7.15
Houle veingtenale (20 ans)	0.98	6.85	6.38 - 7.76
Houle Cinquantennale (50 ans)	0.99	7.37	6.80 - 8.52
Houle Centennale (100 ans)	0.999	7.73	7.09 - 9.08

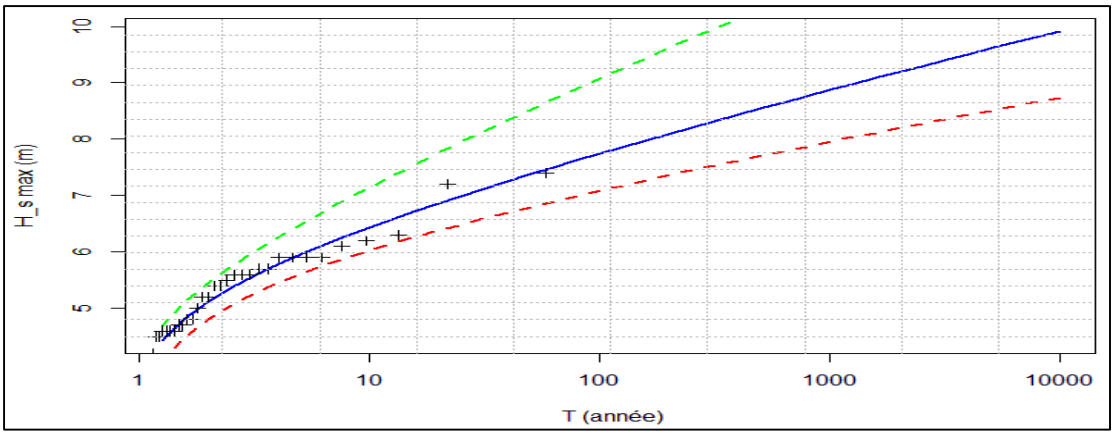


Figure X. 7 : Ajustement à la loi Log Normal.

c. La loi de distribution Gumbel

Aussi appelée Fisher Tippett type I (FT I), est une loi de probabilité continue, cette loi est très utilisée en climatologie et en océanographie pour estimer les valeurs extrêmes des phénomènes. Elle possède deux paramètres.

$$F(x) = \exp\left[-exp\left(-\frac{x-x_0}{\alpha}\right)\right] \; : \; -\infty < x < +\infty \qquad \textbf{(éq X.6)}$$

Où : x_0, α sont respectivement la location et l'échelle de la loi.

Le test de qualité de l'ajustement est vérifié à travers le test d'adéquation d'Anderson-darling, par le même code que dans la loi GEV. AD= 0.615 et P-value=0.888. Les paramètresx_0, α sont calculés par l'expression suivante :

x_0= 4.766 ; α = 0.750

Après l'analyse de ces données sous le langage-R, les résultats sont présentés dans le (**Tab X.3) et (Fig X.8).**

Tableau X. 3 : Valeur des quantiles pour plusieurs périodes de retour Gumbel.

	Probabilité de fréquence au non-dépassement	Quantile Hs max (m)	Intervalle de confiance
Houle biennale (2 ans)	0.8	5.81	5.43 - 6.22
Houle Quinquennale (5 ans)	0.9	6.0285	5.61 - 6.65
Houle Décennale (10 ans)	0.95	6.6619	6.15 - 7.47
Houle vingtennale (20 ans)	0.98	7.2695	6.66 - 8.28
Houle Cinquantennale (50 ans)	0.99	8.0629	7.32 - 9.33
Houle Centennale (100 ans)	0.999	8.6522	7.81 - 10.11

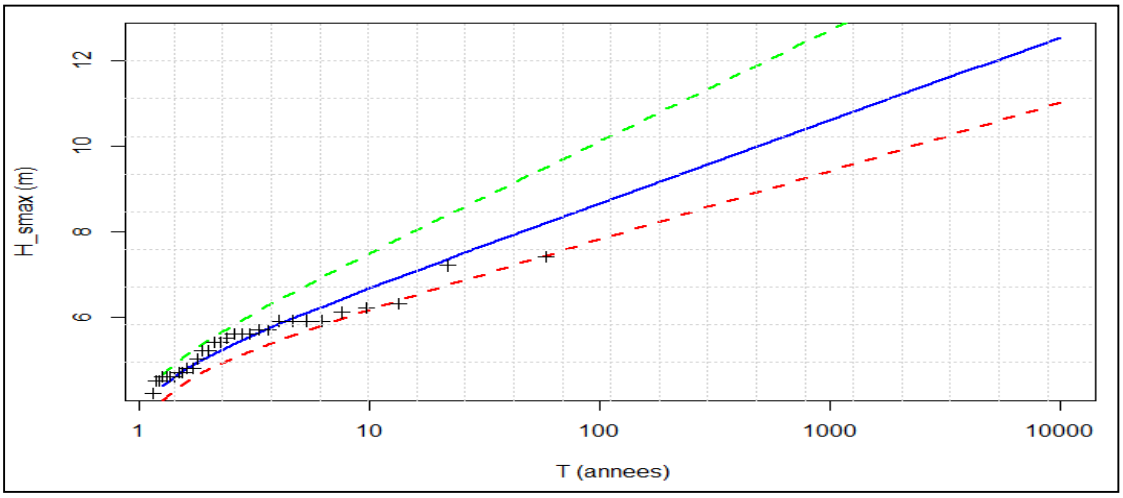


Figure X. 8 : Ajustement à la loi Gumbel.

d.Choix de la meilleure distribution

Vu que les trois lois des distributions sont adéquates, le paramètre qui permet de déterminer la bonne méthode à adopter est le paramètre d'étalement, qui estime le degré de performance de la densité de probabilité de la fonction. Le paramètre d'étalement a été défini par **(Goda et al. 2004)** comme le rapport entre la hauteur de la période de retour de 50 ans et la période de retour de 10 ans.

$$\gamma_{50} = \frac{H_{50}}{H_{10}} = 1 + \frac{y_{50} - y_{10}}{y_{10} + x_0/\alpha} \qquad \textbf{(éq X.7)}$$

Où : y50, y10 sont les variables réduites correspondant aux périodes de retour de 50 ans et 10 ans.

$$y = \frac{x - x_0}{\alpha} \qquad \textbf{(éq X.8)}$$

Après l'analyse de ces données, Le paramètre d'étalement γ_{50} pour chaque loi est :

Loi	γ_{50}
GEV	1.117
LOGNORMAL	1.147
GUMBEL	1.210

X.2.7.2. La méthode de série des durées partielles ou POT (Peak Over Threshold)

L'analyse précédente par la méthode des séries de maxima annuels (SMA) a inclus les hauteurs significatives enregistrées pour toutes les directions. Nous allons maintenant traiter les données pour estimer les hauteurs extrêmes pour plusieurs directions. Ici, on va utiliser la méthode de série de durées partielles ou peak over threshold (POT).

L'approche de série de durées partielles est une méthode d'analyse des extrêmes qui permet de ne garder que les valeurs au-dessus d'un seuil donné **(Mazas and Hamm 2011).** La distribution binomiale B (n, p) est appliquée pour modéliser l'occurrence de ces dépassements.

Lorsque la probabilité d'observation p d'un dépassement est assez faible (p < 0,1) et que le nombre de tests n est relativement important (n > 50), la répartition du nombre annuel des dépassements est estimée par une répartition de Poisson p(λ) d'intensité À où λ= n p**.**

a. Sélection du seuil

La grande contrainte de la méthode POT est la définition du seuil. Le seuil doit être assez élevé de sorte que les valeurs utilisées correspondent à la GPD (Generalized Pareto Distribution). Dans notre cas, nous allons choisir le seuil par rapport au nombre de dépassements. λ = (N/T) ou N, c'est le nombre d'échantillons et T, c'est les années d'observation.

b. La loi GPD (Generalized Pareto Distribution)

Selon **(Grimshaw 1993)**, le GPD est une famille de distribution à deux paramètres, qui est appliquée à un modèle de données dépassant une valeur seuil connue. Le modèle a été introduit pour la première fois par **(Pickands III 1975)** et qu'il s'agit d'une distribution stable pour les écarts au-delà d'un seuil. Le modèle a été présenté par de nombreux auteurs, tels que **(Coles et al. 2001; Hosking and Wallis 1987)**.

Soit X une variable aléatoire réelle de fonction de répartition F, u le seuil fixé et Y=X -u sous condition que X >u (Y représente ici la variable aléatoire de dépassement du seuil u).

$$G(y) = G_{(x-u)} = \frac{F_{(x)}-F_{(u)}}{1-F_{(u)}} \quad \text{avec x >u} \qquad \textbf{(éq X.9)}$$

La loi des dépassements peut être approchée par la distribution généralisée de Pareto (GPD) **(Mazas and Hamm 2011)** donnée par :

$$G(y) = 1 - \left(1 + k\frac{y}{\alpha}\right)^{-\frac{1}{k}} \quad : 0 < y < \infty \qquad \textbf{(éq X.10)}$$

Où : - k: le paramètre de forme ;
α : le paramètre d'échelle de l'échantillon.

c. Période de retour

La notion de période de retour dans une série de durées partielles ne correspond pas à celle de la série de maxima annuels. Elle est fournie par **(Willems 2000)** :

$$T = \frac{1}{1-exp\left[-\frac{\left(1-F_Y(y)\right)}{\lambda}\right]} \qquad \textbf{(éq X.11)}$$

Où : λ étant le nombre moyen de dépassements (au-delà du seuil Ĥ) annuels.

La différence entre les périodes de retour déterminées par chacune des Méthode SMA et POT est négligeable. Après l'analyse des données sur logiciel R avec le package nsRFA **(Tyralis et al. 2019)**. On a déterminé les paramètres de la loi GPD pour chaque seuil et nombre de dépassements (**Tab X.4) et (Fig X.9 à Fig.17).** Les résultats des différentes périodes de retour T sont présentés dans le (**Tab X.5).**

Tableau X. 4 : Valeur des distances d'Anderson Darling pour chaque seuil et nombre de dépassement.

Directions	N	NE		W			NW		
Nombre de dépassements λ= (N/T)	1.79	1.2	1	2.8	2	1	3	2	1
Valeur du seuil Ĥ (m)	1.66	2.19	2.33	1.49	2.17	2.61	2.92	3.69	4.17
Distance d'Anderson-Darling	0.608	0.624	0.30	0.53	0.38	0.29	0.55	0.28	0.34

Tableau X. 5 : hauteur significative extrêmes en fonction des périodes de retour et le nombre de dépassement pour chaque direction.

	Directions	N	NE		W			NW		
	Nombre de Dépassement λ= (N/T)	1.79	1.2	1	2.8	2	1	3	2	1
Période de Retour	**Biennale (m)**	3.98	3.01	3.07	3.29	3.31	3.32	5.11	5.01	5.09
	Quinquennale (m)	4.92	3.72	3.75	3.84	3.81	3.79	5.87	5.85	5.81
	Décennale (m)	5.50	4.38	4.38	4.17	4.14	4.11	6.46	6.44	6.38
	Vingtennale (m)	5.97	5.14	5.10	4.44	4.44	4.39	7.05	7.00	6.95
	Cinquantennale (m)	6.45	6.31	6.18	4.72	4.77	4.71	7.82	7.68	7.67
	Centennale (m)	6.73	7.33	7.09	4.88	4.98	4.90	8.38	8.15	8.20

D’après l’analyse des résultats du tableau ci-dessus, ces données montrent que les amplitudes les plus importantes proviennent des secteurs (N, NE et NW) avec des hauteurs qui oscillent entre 6.7 m à 8.20 m pour les houles centennales.

Les houles les plus faibles proviennent de l’ouest avec une amplitude minimale de 3 m pour la houle annuelle et 5 m pour les houles centennales.

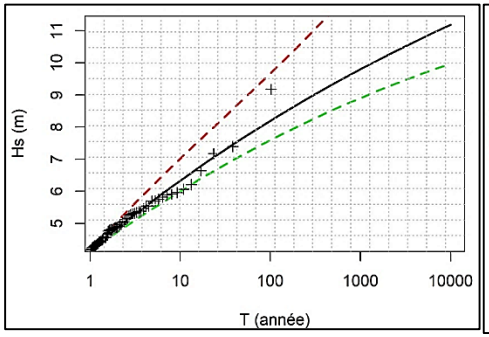


Figure X. 12: ajustement par la loi GPD direction W λ=2

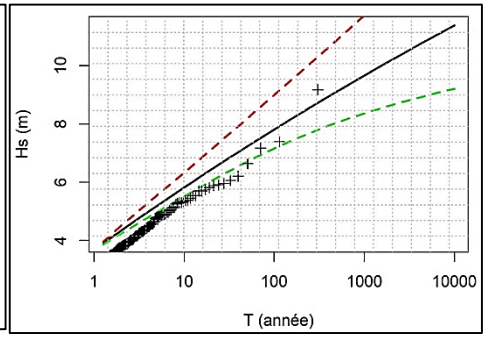


Figure X. 9 : ajustement par la loi GPD direction W (270°) λ=2.8

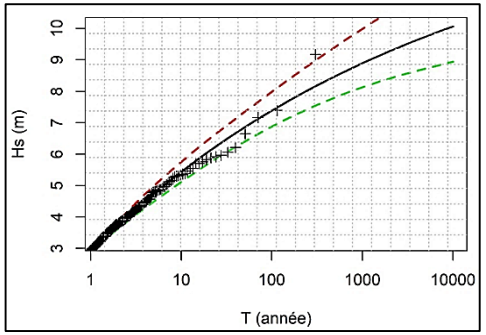


Figure X. 10 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=3

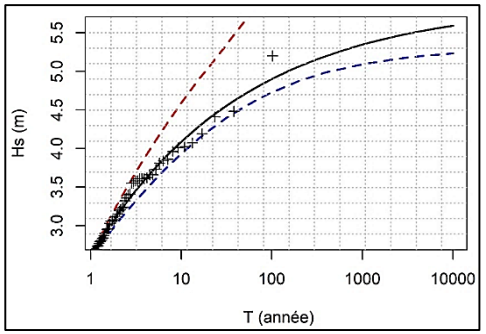


Figure X. 11 : ajustement par la loi GPD direction W λ=1

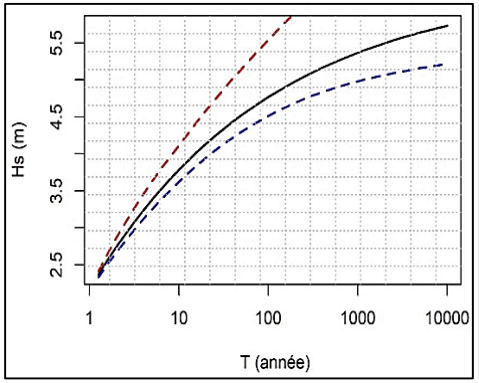


Figure X. 13 ajustement par la loi GPD direction NE (45°) λ=1

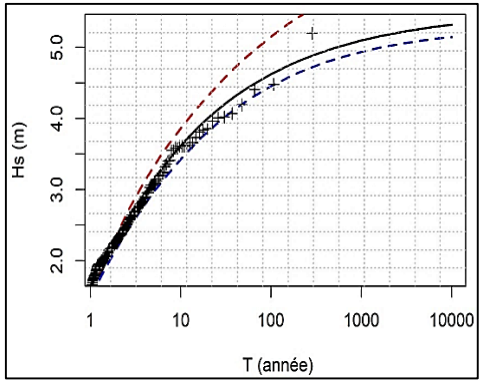


Figure X. 14 : ajustement par la loi GPD direction NE (45°) λ=1.2

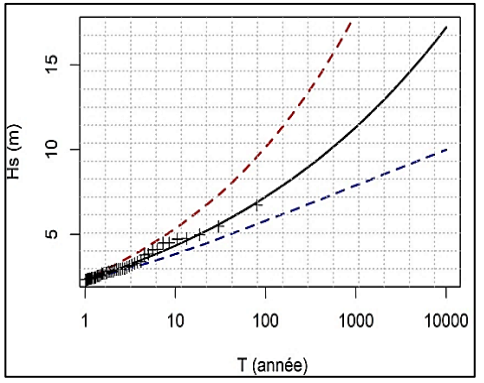


Figure X. 15 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=1

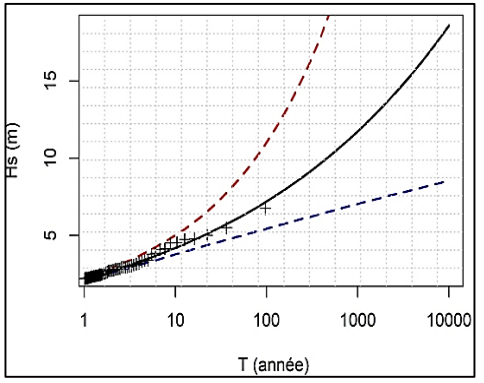


Figure X. 16 : ajustement par la loi GPD direction NW λ=2

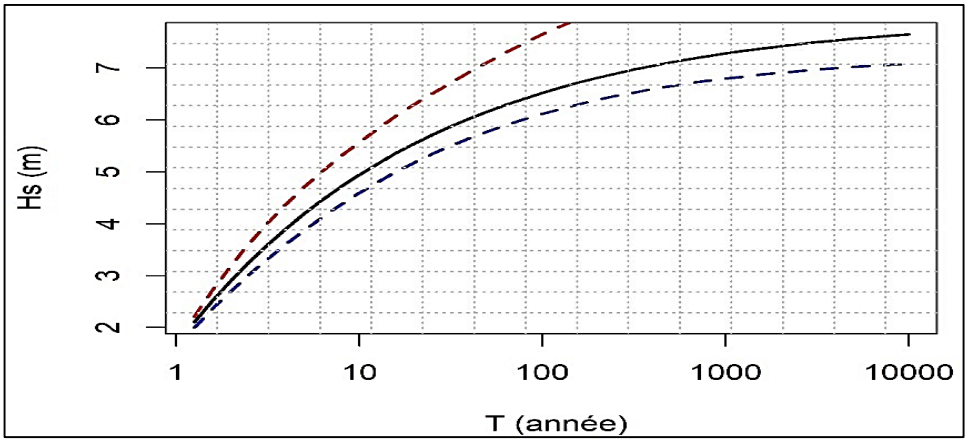


Figure X. 17 : ajustement par la loi GPD direction N λ=1.79.

X.2.7.3. Méthode semi-empirique

La méthode utilisée consiste à déterminer la hauteur de la houle R-annale (m) selon la loi de LARRAS voire **(section VII.6.2),** qui est basé sur la détermination des valeurs de la pente A et l'intersection B à partir de la droite de régression tracée en fonction des Hauteurs significatives (Hs) **(Fig X.18 à Fig X.21).**

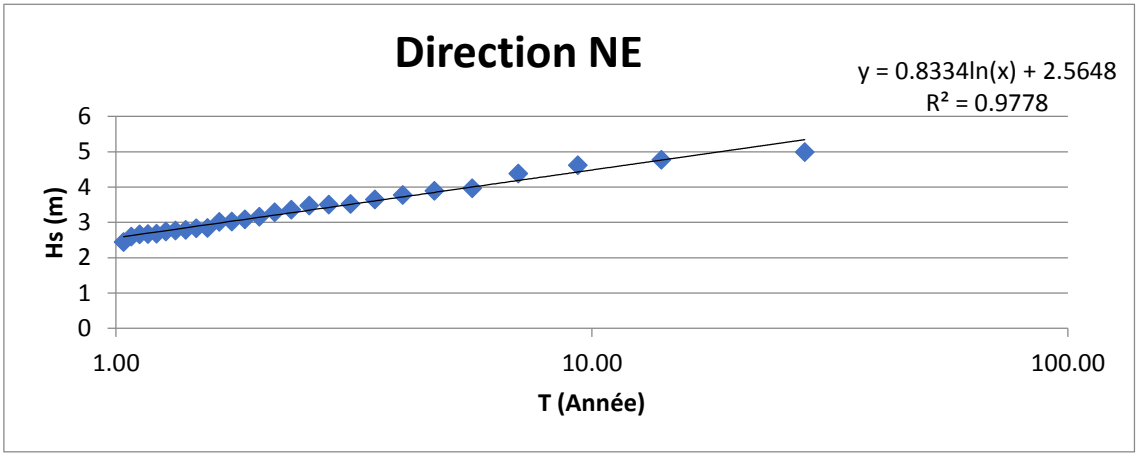


Figure X. 18 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction NE et la période de retour.

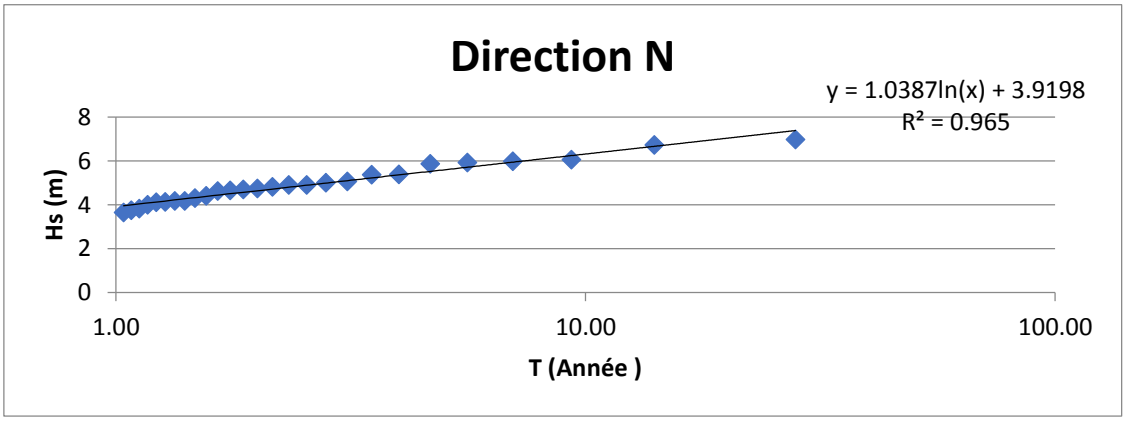


Figure X. 19 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction N et la période de retour.

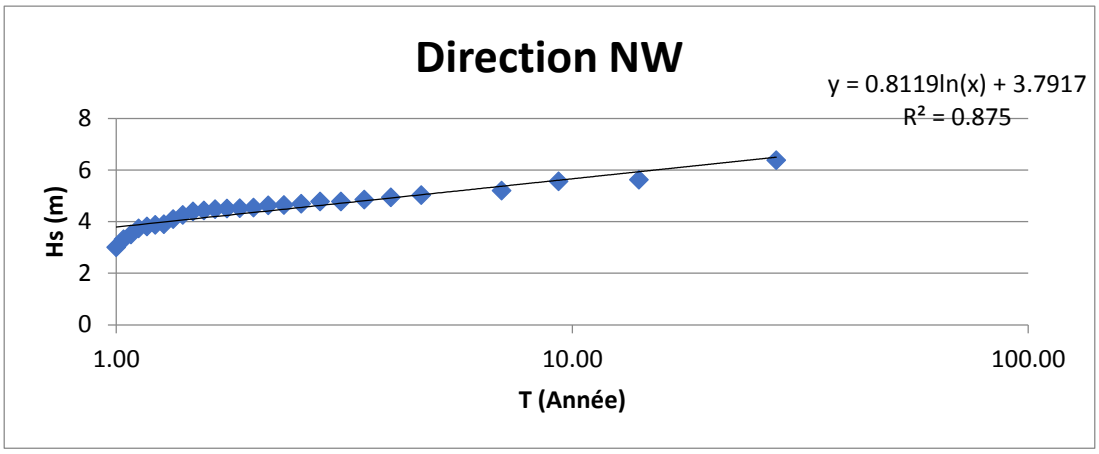


Figure X. 20 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction NW et la période de retour.

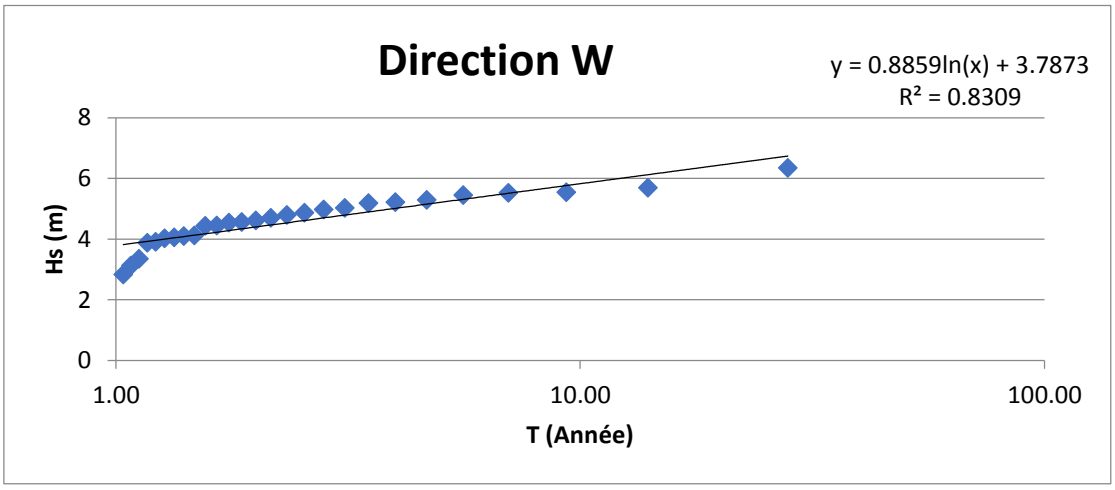


Figure X. 21 : Relation entre les hauteurs significatives (Hs) de la direction W et la période de retour.

Après l'analyse statistique de ces résultats, les hauteurs des houles extrêmes au large associées aux périodes de retour (m) sont regroupées dans le (**Tab X.6)**.

Tableau X. 6 : Résultats des hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes.

Période de retour (R)	N	NE	NW	E	W	Toutes directions
Houle annuelle (1 an)	5.45	3.35	5.67	2	4.73	5.28
Houle biennale (2 ans)	6.023	3.68	6.2	2.17	5.18	5.80
Houle Quinquennale (5 ans)	6.78	4.13	6.9	2.4	5.77	6.48
Houle Décennale (10 ans)	7.33	4.45	7.42	2.57	6.21	6.99
Houle vingtennale (20 ans)	7.9	4.78	7.94	2.74	6.66	7.50
Houle Cinquantennale (50 ans)	8.66	5.22	8.65	2.97	7.26	8.19
Houle Centennale (100 ans)	9.22	5.54	9.16	3.14	7.7	8.69

D’après l’analyse des résultats du tableau ci-dessus, les données montrent que les amplitudes les plus importantes proviennent des secteurs (N, NW et W) avec des amplitudes qui oscillent entre 5.54 m et 9.22 m.

Les houles les plus faibles proviennent de l’est avec une amplitude minimale de 2.00 m pour les houles annuelles et 3.14m pour les houles centennales.

Les houles extrêmes provenant de toutes les directions présentent une amplitude annuelle de 5.28 m et une amplitude centennale de 8.69 m.

X.2.7.4. Choix de la loi la mieux adaptée

Nous avons déterminé la hauteur et la période de retour des houles extrêmes au large par plusieurs approches, on estime que la méthode de POT est la plus fiable, car elle se repose sur la théorie des valeurs extrêmes. Le choix du seuil se fait selon le nombre de déplacements lui-même proportionnel au test d’Anderson-Darling, donc on a choisi le test AD minimal pour déduire les valeurs des hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes (**Tab X.7).**

Tableau X. 7 : Résultats des hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes.

Période de retour (R)	N	NE	NW	W
Houle biennale (2 ans)	3.98 m	3.07 m	5.09 m	3.32 m
Houle quinquennale (5 ans)	4.92 m	3.75 m	5.81 m	3.79 m
Houle décennale (10 ans)	5.50 m	4.38 m	6.38 m	4.11 m
Houle vingtennale (20 ans)	5.97 m	5.10 m	6.95 m	4.39 m
Houle cinquantennale (50 ans)	6.45 m	6.18 m	7.67 m	4.71 m
Houle centennale (100 ans)	6.73 m	7.09 m	8.20 m	4.90 m

X.3. Les houles extrêmes à la côte

En principe, la hauteur et la période des houles extrêmes doivent être déterminées au point de déferlement. Les paramètres de houles extrêmes à la côte sont déterminés avec un modèle 2D (Mike 21), ce qui permet de représenter la formation de la houle et son évolution à grande échelle spatiale. Les valeurs utilisées comme données d'entrée pour la modélisation des houles extrêmes à la côte sont celles des secteurs dominants (N, NE et NW) avec des amplitudes centennales de 6.73m, 7.09 m, 8.20 m successivement (**Tab X.7).**

Les résultats de la simulation de ces trois directions montrent que les houles de direction nord –ouest (**Fig X.22)** ne subissent aucune modification et gardent leurs caractéristiques initiales (Hs de 8.20 m) par contre les houles de directions N et NE (**Fig X.23 et Fig X.24)** perdent une partie de son énergie (presque trois quarts ¾) lors de son évolution vers la côte.

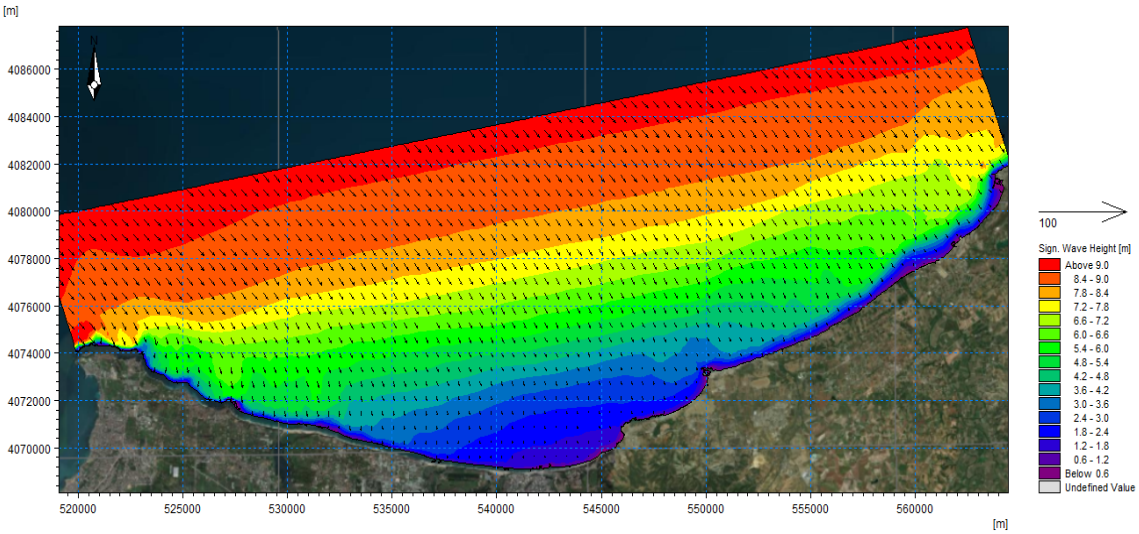


Figure X. 22 : Propagation des houles extrêmes Direction NW à la côte.

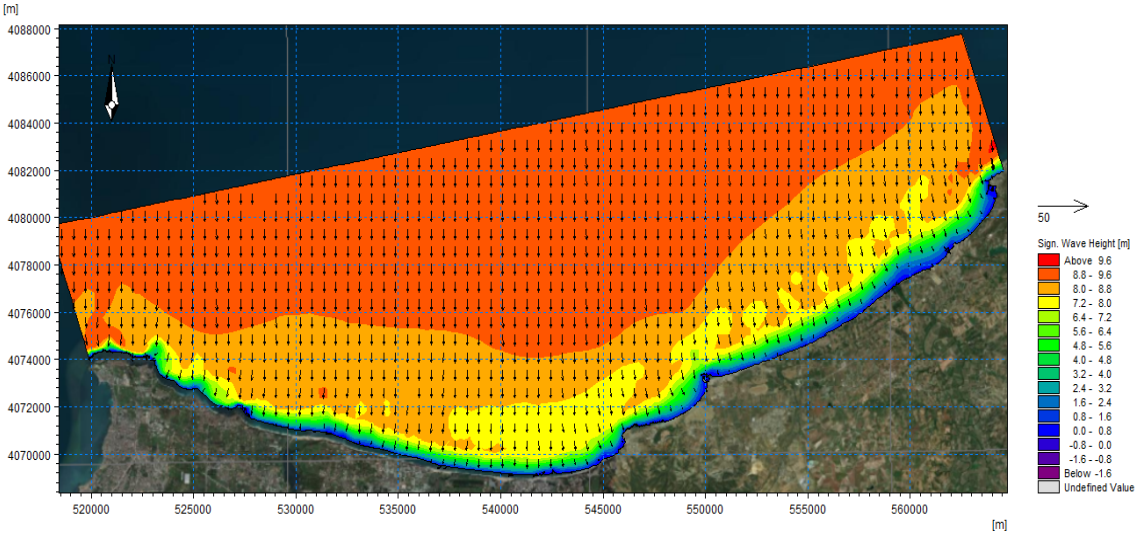


Figure X. 23 : Propagation des houles extrêmes de Direction N à la côte.

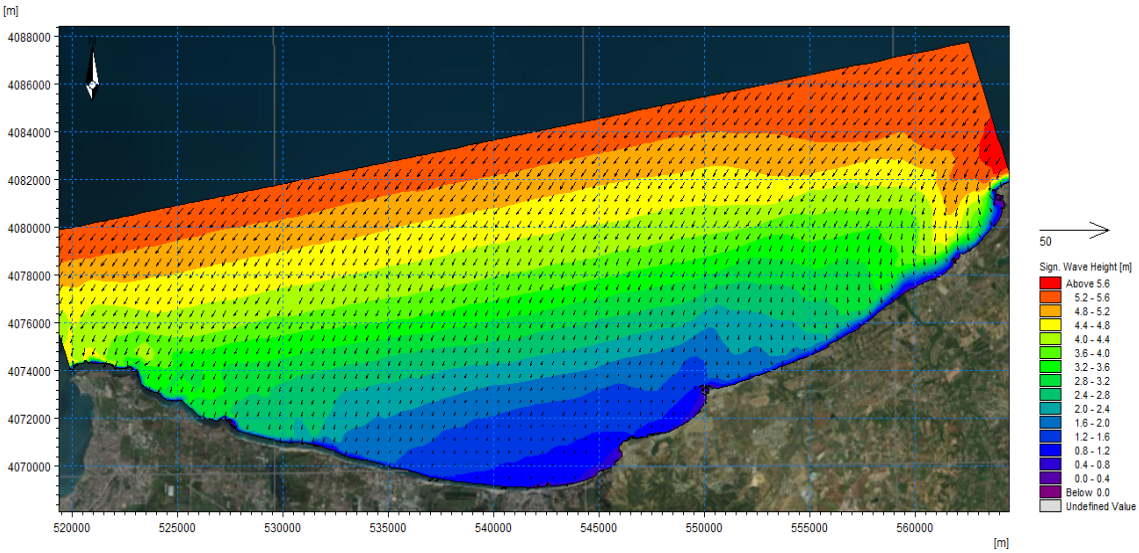


Figure X. 24 : Propagation des houles extrêmes Direction NE à la côte.

On a pris les amplitudes maximales des houles provenant de la direction NW comme étant les plus défavorables pour le site d'étude. la plus forte valeur de Hs centennal extrême à la côte est de **5.00 m (Tab X.8),** cette valeur est obtenue en quelques points situés dans la zone de déferlement de la zone d'étude **(Hemdane et al. 2016)**.

Tableau X. 8 : Hauteurs significatives des houles associées à des périodes de retour au large à la côte.

Période de retour (R)	N	NE	NW
Houle annuelle (1 an)	0.8 m	0.6m	1 m
Houle biennale (2 ans)	2.5m	1.4m	3 m
Houle Vingtennale (20 ans)	3.7m	2.1m	4 m
Houle centennale (100 ans)	4.6m	3m	5 m

X.4. Scénarios d'inondations

Selon la méthodologie classique préconisée pour ce document, l'estimation des niveaux d'inondations extrêmes a été élaborée en prenant en compte les données suivantes :

- Niveau moyen des hautes eaux est +0.34 m ;
- Une surcote déterminée due aux effets de la pression atmosphérique est + 0.63 m ;
- Les amplitudes des houles extrêmes centennales à la côte de secteur NW sont 5.00 m ;
- Élévation relative du niveau de la mer est + 3 mm ;

Les résultats de la simulation des niveaux d'inondations sont présentés dans le (**Tab X.9)**.

Tableau X. 9 : Niveaux d'inondations extrêmes de la côte de Zemmouri.

Période de retour (R)	MHW	St	Wf	Pf	Dft
1 an	0.34 m	3 mm	1 m	0.63 m	**1.973 m**
2 ans	0.34 m	3 mm	3 m	0.63 m	**3.973 m**
20 ans	0.34 m	3 mm	4 m	0.63 m	**4.973 m**
100 ans	0.34 m	3 mm	5 m	0.63 m	**5.973 m**

X.5. Évaluation des terres à risque d'inondation dû à une remontée accélérée du niveau de la mer

La submersion marine est un grand risque sur la côte de Zemmouri. Les tempêtes qui touchent périodiquement ce littoral peuvent provoquer de fortes houles et des surcotes marégraphiques.

Des simulations d'inondation ont été effectuées pour laquelle un MNT construit à partir d'un levé topographique détaillé de l'avant-plage, de la côte basse et du cordon dunaire. Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un DGPS avec une précision centimétrique.

Dans notre cas d'étude, la cartographie des inondations ne repose pas sur une modélisation numérique, mais se base plutôt sur la méthode de superposition topographique dans l'Arc GIS (10.4).

La superposition des quatre niveaux d'inondations (Scénario 2m, scénario 4m, scénario 5m et scénario 6m) pour les trois parties de Zemmouri (Oriental, Occidental et Centrale) sur une image satellitaire montre une étendue importante des zones inondables **(Fig X.25).**

La Figure X.25 montre les niveaux d'exposition aux inondations catastrophiques dans la région de Zemmouri. Les dégradations de couleurs des communautés indiquent leurs niveaux d'exposition aux inondations. Le bleu nuit indique un niveau d'exposition maximum (élevé), le bleu ciel indique un niveau d'exposition minimum (faible).

- **Submersion à 2 m**

D'après les cartes, on constate que non seulement la partie orientale de la baie (à Oued Isser) est la plus exposée à la crue de 2 m, mais aussi au niveau des embouchures des oueds (oued Boumerdès, oued Corso, oued Boudouaou El Bahri et oued Réghaïa).

En matière de superficie, les masses d'eau marines pénètrent jusqu'à l'arrière-pays, elles peuvent atteindre une superficie d'environ 1032,7 ha, celui-ci s'explique par la faible topographie de la zone et la présence des oueds le long de la côte de Zemmouri.

- **Submersion à 4 m**

Pour une hauteur des vagues atteinte 4 m, on constate que la superficie couverte par les eaux de mer est plus élevée en matière de surface et de distance par rapport au scénario de submersion de 2 m. La pénétration de l'eau de mer vers la terre est fortement accélérée par la présence des réseaux hydrographiques, comme : oued Réghaïa, oued Boudouaou El Bahri, oued Corso, oued Boumerdès et oued Isser; où le niveau des eaux de mer arrive à une dizaine de kilomètres vers la terre. La superficie inondée couvre 1699.72 ha, ce qui est dû non pas seulement à la morphologie côtière de basse altitude, mais également au régime climatique des houles du large.

- **Submersion à 5 m**

La carte de la submersion marine à 5 m montre une forte infiltration des eaux de mer sur la partie terrestre par rapport aux scénarios précédents, celui-ci s'explique non seulement par sa morphologie côtière de basse altitude en regard de la partie centrale (forte pente), mais aussi par la présence des réseaux hydrographiques qui alimentent la côte de Zemmouri. La superficie des zones inondées est d'environ 2000 ha.

- **Submersion à 6 m**

Pour un cas des houles extrême à la côte de 6 m, il y a une pénétration spectaculaire de l'eau de mer sur le milieu urbain à des endroits très éloignés de la côte (dix kilomètres) dans plusieurs sens, notamment au niveau des zones d'embouchures (oued Réghaïa, Boudouaou El Bahri, Corso, Isser …etc.). Néanmoins, des surfaces très importantes sont perdues à ce niveau de submersion : d'environ 2207,71 ha.

Les résultats de l'exposition au risque d'inondation dans la baie de Zemmouri pour les différents scénarios obtenus montrent que la bande côtière a connu une large pénétration de l'eau de mer. Il est évident que les zones topographiquement élevées, comme le cas du Cap

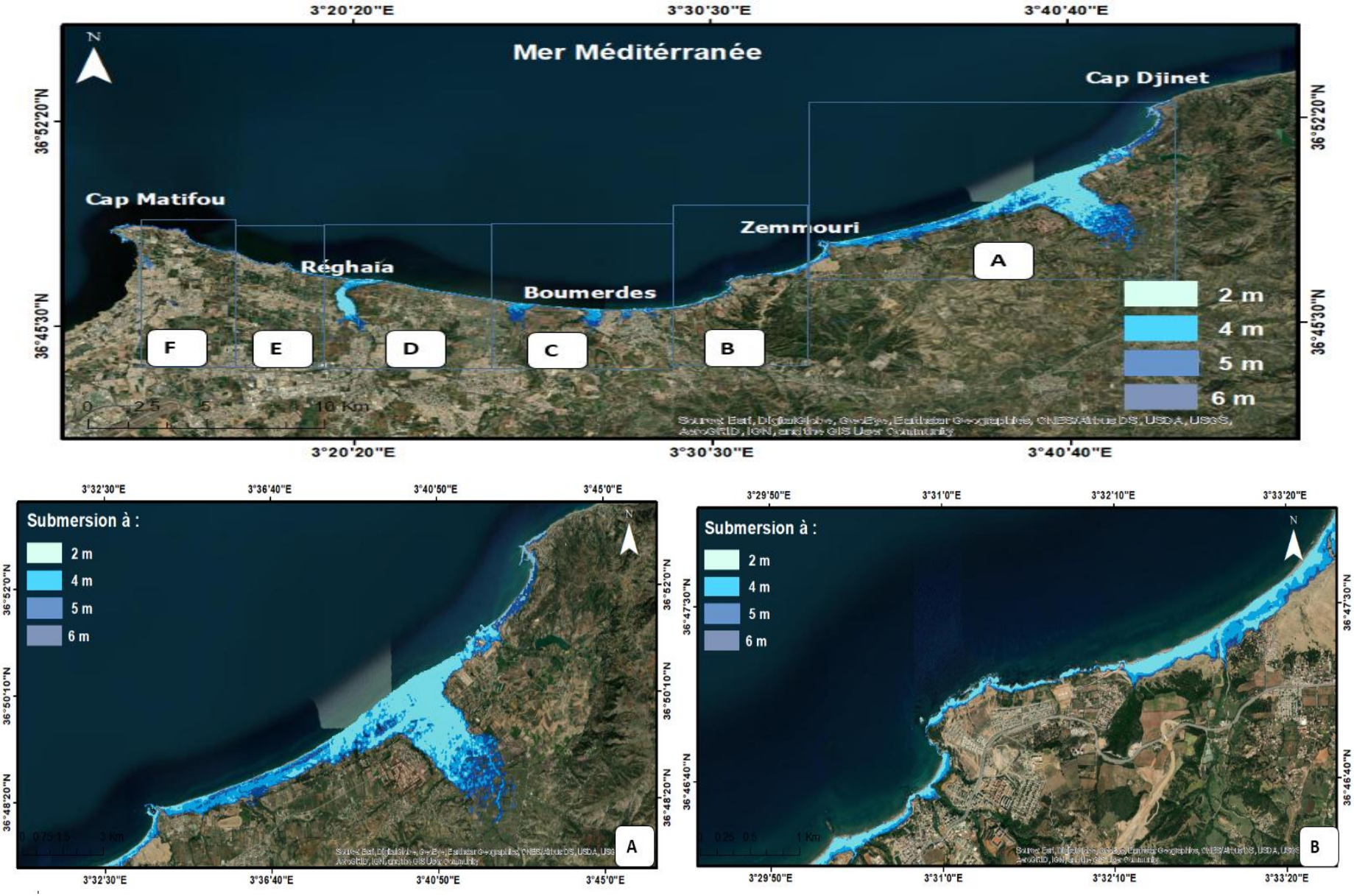
blanc, Cap Matifou, Cap Djinet et les ouvrages de protections sont moins touchés alors que les embouchures des oueds (oued Réghaïa, oued Corso, oued Boumerdès et Oued Isser) sont plus touchées par l'élévation du niveau de la mer.

X.5.1. Perte des terres due à la submersion marine

La superposition des niveaux d'inondation sur la carte d'occupation des sols de la grande baie de Zemmouri permet d'obtenir les superficies des terres inondées selon les différents types d'occupation des sols (zones urbanisées, ports et ouvrages de protection, sites touristiques, plages et côtes rocheuses, forêts et maquis littoraux, espace vert et végétation, terres agricoles, terrain nu et zones humides).

Les résultats principaux de la perte de terres due à la submersion marine sont présentés dans la (**Fig X.26**) et dans le (**Tab X.10)**. Ces résultats montrent que les terrains les plus touchés par le niveau minimum (2 à 4 m) sont essentiellement les terres agricoles avec une superficie de 575 ha soit de 28.5 % à 36.27 % de la superficie totale inondée. Les superficies des plages et des dunes représentent 293 ha soit 17.24 % de la superficie totale inondée. Les zones urbaines seront moins touchées par ce niveau d'inondation sauf quelques endroits de la ville de Boumerdès qui seront susceptibles d'être submergés.

Concernant le niveau maximum d'inondation (5 à 6 m), la superficie des terres submergées sera passée de 1700 à 2000 ha, englobant les zones urbaines côtières (Boudouaou El Bahri, H'raoua et Boumerdès) avec une superficie de 422 ha soit 19 % ; la surface des terres agricoles qui seront inondées est estimée à 800 ha soit 37 %. La superficie des plages et des dunes représente d'environs de 328 ha soit 14 %.


3°20'20"E
3°30'30"E
3°40'40"E
36°52'20"N
36°45'30"N
N
Mer Méditérranée
Cap Djinet
Cap Matifou
Zemmouri
Réghaia
Boumerdes
A
B
C
D
E
F
2 m
4 m
5 m
6 m
0 2.5 5 10 Km
3°32'30"E
3°36'40"E
3°40'50"E
3°45'0"E
36°52'0"N
36°50'10"N
36°48'20"N
Submersion à :
2 m
4 m
5 m
6 m
A
3°29'50"E
3°31'0"E
3°32'10"E
3°33'20"E
36°47'30"N
36°46'40"N
B

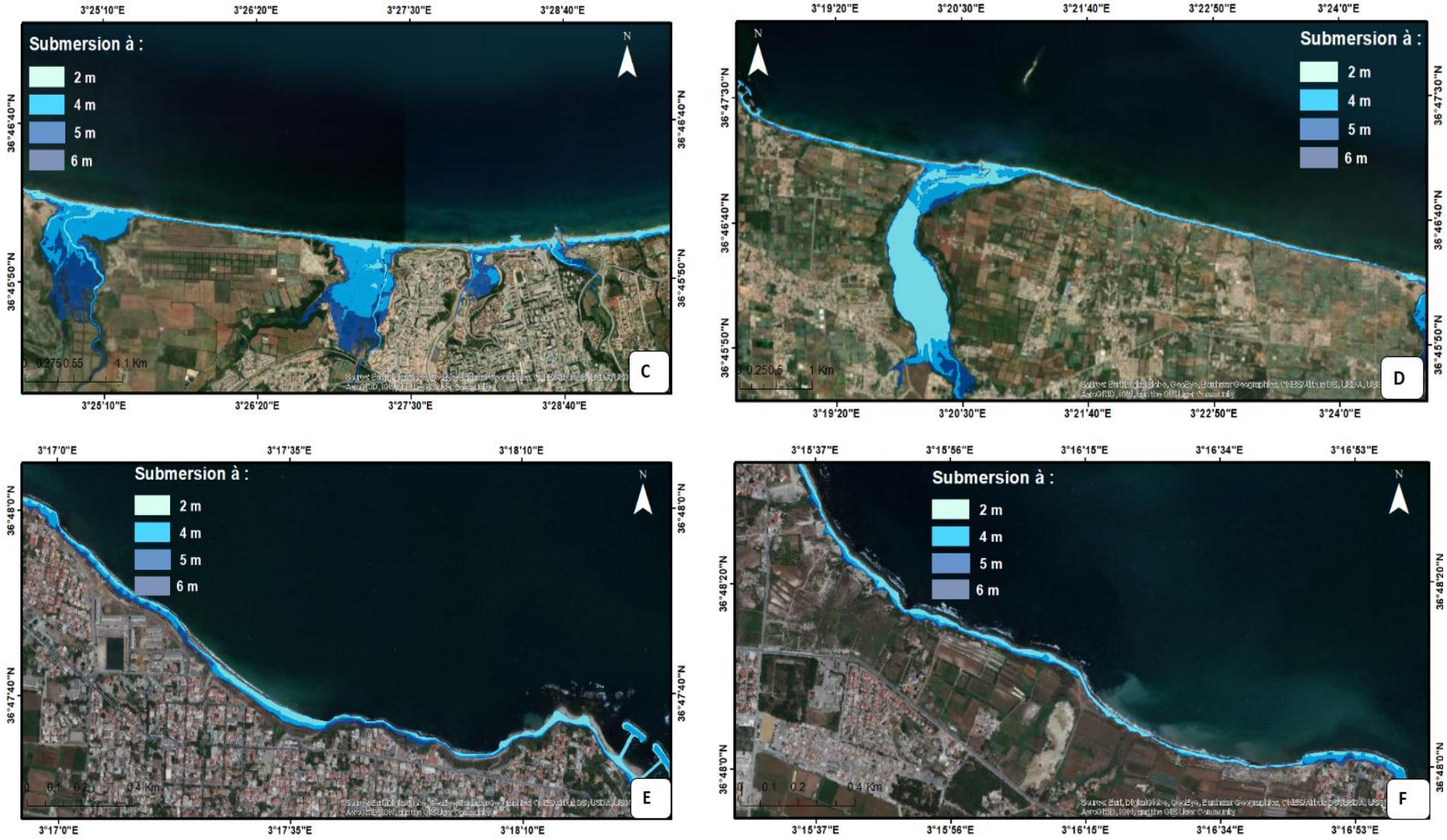


Figure X. 25 : Les zones inondables avec des niveaux de submersions de 2m, 4m, 5m, et 6m.

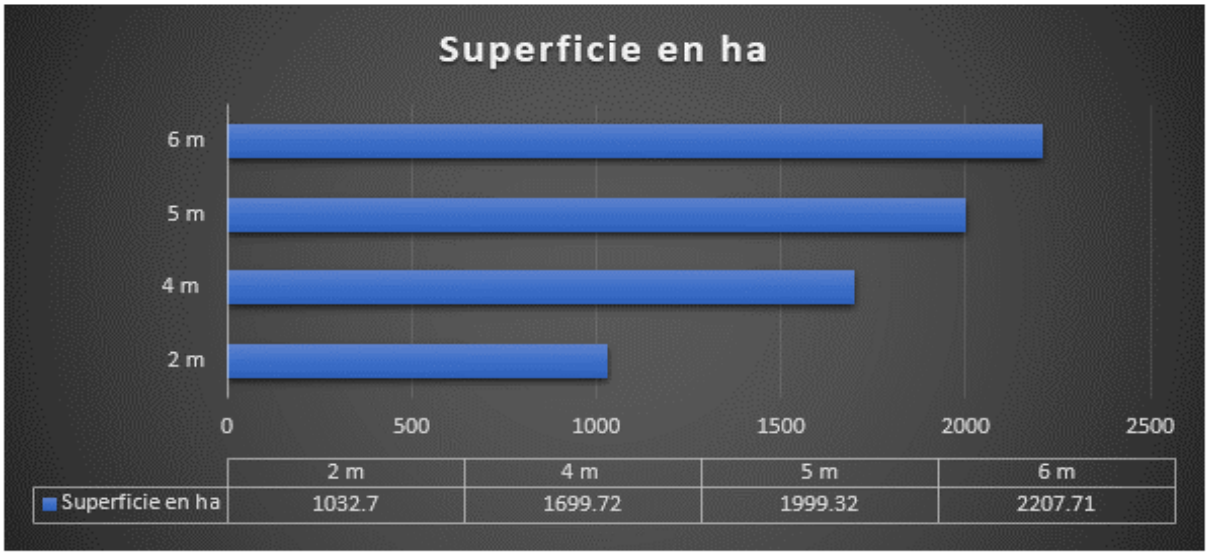


Figure X. 26 : Superficies des terres inondées par les différents niveaux d'élévation d'eau.

X.5.2. Évaluation de l'impact sur la population

Les projections et les calculs menés indiquent que les zones urbaines les plus touchées en 2050 par L'élévation du niveau de la mer sont situées dans les communes côtières de Boumerdès et Corso. Les zones à faible risque sont situées dans l'arrière-pays où la topographie est plus élevée.

Il se trouve que la mauvaise stratégie d'aménagement est un facteur commun dans toutes les communautés de la région de Zemmouri. Cela augmente le degré d'exposition et la vulnérabilité des personnes au risque d'inondation.

X.6. Conclusion

La submersion marine est un phénomène très compliqué à modéliser en raison des différents paramètres aléatoires tels que la surcote, l'effet du vent, etc., et des mauvaises observations lors des tempêtes passées.

L'application de la méthode du Houzemans a permis de cartographie les zones inondables dans la baie de Zemmouri.

Les résultats obtenus montrent que les zones les plus vulnérables aux inondations marines sont les zones de basse altitude.

L'analyse du risque d'inondation côtière dans la baie de Zemmouri montre le degré de vulnérabilité d'une côte basse à une inondation en fonction des différentes structures géomorphologiques qui y sont existantes : morphologie du littoral, caractéristiques des crêtes des dunes, pente de la plage.

Tableau X. 10 : Résultats des terres à risque d'inondation.

Type d'occupation du sol	Niveau d'inondation 2 m (R = 1 an)		Niveau d'inondation 4 m (R = 2 ans)		Niveau d'inondation 5 m (R = 20ans)		Niveau d'inondation 6 m (R = 100 ans)	
	Superficie (ha)	Superficie (%)	Superficie (ha)	Superficie (%)	Superficie (ha)	Superficie (%)	Superficie (ha)	Superficie (%)
Zones urbanisées	132.55	2.84	289.14	17	364.38	18.22	422.21	19.12
Ports et ouvrages de protection	4.98	8	7.62	44	8.58	0.42	9.18	0.41
Complexes touristiques	0.36	4	19.14	1.12	23.45	1.17	25.47	1.15
Plages et côtes rocheuses	228.77	2.15	293.16	17.24	320.45	16.02	328	14.85
Forets et maquis littoral	104.86	10.15	135.56	97	158.07	7.9	177.18	8.02
Espace vert et végétation	75.18	7.28	98.56	9	105.06	3.25	111.68	5.05
Terres agricoles	294.34	28.5	575.02	33.83	706.64	34	800.92	36.27
Terrain nu	67.81	6.57	130.72	7.69	147.02	7.35	160.24	7.25
Zones Humides	123.82	12	150.75	8.86	165.63	8.28	172.81	7.82
Total	1032.7	100	1699.72	100	1999.32	100	2207.71	100

Conclusion Générale

Conclusion générale

Au terme de ce travail qui nous a été attribué, qui a pour l'objectif principal d'étudier les facteurs qui contrôlent le fonctionnement des processus morpho-hydro-sédimentaires de la baie de Zemmouri. Nous avons essayé de répondre à cette problématique par des méthodes et techniques utilisées à court, moyen et à long terme. Nous ont permis de mieux comprendre le morpho-hydro-sédimentaire de la baie de Zemmouri et d'observer ses spécificités.

L'objectif de cette conclusion est de faire la synthèse des résultats de cette étude exposés dans les chapitres précédents afin de faire ressortir les points pertinents de l'étude « des caractéristiques de la morpho-dynamique de la baie de Zemmouri dans le contexte sédimentaire, et la dynamique morpho-sédimentaire des plages ».

À travers cette étude réalisée sur le long de la côte de Zemmouri entre Cap Matifou jusqu'au Cap Djinet, nous avons pu répondre aux objectifs suivants :

- une analyse diachronique de l'évolution du trait de côte durant la période de (1980 - 2017) sur le long de la côte de Zemmouri, fondée principalement sur le traitement numérique des photographies aériennes de différentes dates (1980 et 2003) et une image satellitaire de l'année 2017.

- L'analyse diachronique de la variabilité spatio-temporelle de la morphologie sous-marine de Zemmouri et la modélisation hydro-sédimentaire par le modèle Mike 21 à l'aide des modules de calcul (HD, SW et ST).

- L'analyse de la vulnérabilité côtière de la baie de Zemmouri et la gestion des risques côtiers dans l'optique de cartographier les zones côtières touchées par la submersion marine.

La baie de Zemmouri est un domaine côtier très dynamique et complexe, qui permet d'étudier et mieux comprendre l'incidence des processus anthropiques et naturels sur la dynamique sédimentaire. Cette baie est caractérisée par plusieurs types géomorphologiques : plages sableuses, falaises, cordons dunaires, des caps et de nombreux oueds qui déverser dans la baie.

En effet, le travail scientifique réparti entre le terrain et le laboratoire de recherche ne m'a pas permis de couvrir la totalité du littoral. Pour cela j'ai consacré toute mon intention sur les plages sableuses, qui sont très variées.

La première partie de ce travail de recherche, basée sur l'analyse et la synthèse bibliographique, a révélé que :

La baie de Zemmouri est généralement ouverte aux forces hydrodynamiques. La côte est composée de trois grands groupes de plages de sable. De l'Est vers l'Ouest on peut distinguer :

- La zone de Réghaïa à Boumerdès formée par deux plages séparées par le mur de soutènement de Boudouaou El Bahri.
- La zone de Boumerdès à Zemmouri formée par deux plages séparées par le Cap Blanc
- La zone de Zemmouri à Cap Djinet formée d'une très vaste plage de sable dans laquelle se déverse le principal cours d'eau : Oued Isser.

Les déformations Mio-plio-quaternaires sont également responsables de l'affaissement de la Mitidja et la surrection des anciens massifs (Cap Matifou, Cap Djinet ...).

Dans la baie de Zemmouri, l'étude hydrodynamique a montré que les houles proviennent des secteurs nord-est et ouest et nord-ouest sont les plus dominants sur tout le littoral de Zemmouri et permet de transporter les sédiments à différentes échelles spatio-temporelles.

La géomorphologie côtière de la baie de Zemmouri est simple, elle est caractérisée par des falaises entaillées, des dunes côtières sableuses et des plages sableuses.

Les activités anthropiques se présentent en trois catégories le long de la côte de Zemmouri ; l'extension de l'urbanisation, les ouvrages de protection dure et une fréquentation touristique dans la saison estivale.

Au cours de ces recherches, il a été mis en évidence des démarches numériques et descriptives pour le traitement des questions de dynamique hydro-sédimentaire et l'étude de l'évolution du trait de côte.

Pour le contexte hydro-sédimentaire, nous avons basé sur un modèle numérique Mike 21 et un logiciel de cartographie Arc Gis. L'application du modèle MIKE 21 nous a permis d'étudier les mouvements sédimentaires dans la baie de Zemmouri (Houle, courant et Transport sédimentaire).

Concernant la cartographie de l'évolution du trait de côte dans la baie de Zemmouri, elle a été réalisée à l'aide du logiciel Arc gis et DSAS « Digital Shoreline Analysis System », version 4.3.

Les résultats de l'étude préliminaire de l'évolution morphodynamique, de la morphologie et de la sédimentologie de l'avant-côte sont :

Une analyse spatio-temporelle de l'évolution du trait de côte a été effectuée à partir de photographies aériennes des années 1980, 2003 et une image satellitaire de l'année 2017 sur un linéaire côtier d'environ 45 km. L'extension DSAS de l'Arc GIS a permis d'utiliser trois indices statistiques qui sont l'EPR, NSM, et LRR. D'une façon globale, la côte de Zemmouri alterne entre la phase d'accrétion et la phase d'érosion en fonction des secteurs. En effet, entre 1980 et 2017 on a révélé un taux de recul moyen de -1.3 m/an le long de la cote de Zemmouri.

Une tendance longitudinale a été révélée. Dans lequel, la zone est marquée par une érosion avec des taux de recul moyens de l'ordre de - 1.37m/an, la zone centrale est caractérisée par un taux de recul moyen d'environ -0,7 m/an. Dans la zone Ouest, le trait de côte montre une situation de recul avancée avec des taux de recul moyens de l'ordre de - 1.55 m/an.

Dans le contexte morphodynamique, les résultats des paramètres morphodynamiques des plages sableuses font ressortir un comportement plus ou moins intermédiaire le long de la côte de Zemmouri. Les plages intermédiaires sont caractérisées par la valeur du paramètre morphodynamique adimensionnel Ω inférieure à 6 et supérieure à 1.

L'étude diachronique de l'évolution de la morphologie du fond marine durant la période de (1922-2020) a montré que notre zone d'étude connue une érosion très importante résultant principalement des facteurs naturels (Houle, les courants de retour) et des facteurs anthropiques (épis, brise-lames, les ports, mur de soutènement, centrale électrique, etc.).

Le traitement des résultats par modèle des vagues MIKE 21 a montré que la morphologie sous-marine du plateau continental de la baie de Zemmouri est caractérisée par des fonds marins relativement irréguliers. Ce modèle a indiqué aussi que la zone d'étude est soumise aux influences des houles de secteurs 315°N, 45°N et 360°N, qui ont engendré des courants de dérive littorale parallèle à la cote et des courants de retour dans le sens inverse perpendiculaire à la cote.

La répartition longitudinale des sédiments a montré une dérive littorale bidirectionnelle (l'Est en l'Ouest pour les houles de 45°N et de l'ouest à l'est pour les houles de 315°N). Le sens de la dérive littorale est varié en fonction du temps et d'une zone à l'autre.

L'étude de l'évaluation de la vulnérabilité de la baie de Zemmouri au risque d'élévation du niveau de la mer a permis de définir et identifier les zones les plus vulnérables aux phénomènes d'érosion côtière et submersion marine.

Les résultats de l'indice de vulnérabilité côtière physique montrent que 24,58 km du littoral de Zemmouri soit 52 %, présente une vulnérabilité élevée à très élevée due à l'élévation du niveau de la mer induite par un réchauffement global de l'atmosphère, couvrant les plages de Réghaïa, Boumerdès, Corso et Zemmouri El Bahri et à l'Est du Cap Djinet. Par contre, celles du Cap Matifou et Cap blanc sont caractérisés par une vulnérabilité très faible.

Enfin, on a effectué la modélisation et la cartographie de l'aléa de submersion marine à l'horizon 2050 en prenant en compte l'élévation de niveau de la mer. Cette modélisation est basée sur des données topographiques récentes de l'année 2017 et des houles extrêmes à la cote de secteur NW.

Les principaux résultats de la perte de terres par le phénomène de la submersion marine montrent que les terrains les plus touchés par le niveau maximum d'inondation (5 à 6 m) sont essentiellement les zones urbaines côtières, les terres agricoles et les plages avec une superficie d'environ 2000 ha.

L'érosion côtière et la submersion marine sont des contraintes qui doivent être intégrées d'une manière impérative dans les stratégies et les plans d'aménagements côtiers.

Perspectives de recherche

La synthèse menée dans le cadre de ce travail de recherche suggère des perspectives de recherche en particulier sur la compréhension de la dynamique sédimentaire littorale de façon à affiner la prévision des phénomènes de submersion marine et d'érosion avec une application à la baie de Zemmouri.

Si ce travail a permis de mieux comprendre les caractéristiques morphologiques des zones côtières, la prochaine étape vers la compréhension de la morphodynamique côtière devra consister à lancer une analyse à une échelle locale (un plan de falaise, sur une plage) afin de recueillir des informations détaillées sur le taux d'érosion ou de dépôt.

L'une des contraintes majeures à l'explication et à la compréhension des processus qui génèrent les phénomènes observés à l'échelle locale (la baie de Zemmouri) est le manque de mesures in situ concernant les vagues, les houles, les courants. Une autre limite majeure concerne la disponibilité et l'accès aux données, en particulier pour la région est de la baie de Zemmouri (entre Cap Djinet et Port de Zemmouri).

Les résultats montrent que l'implantation des ouvrages de protection longitudinale et transversale sur le littoral de Zemmouri crée un obstacle pour le transit sédimentaire. Dans ce cadre, parmi les objectifs prioritaires pour les futures études, seraient d'identifier l'impact des ouvrages de protection sur la dynamique sédimentaire du littoral.

La prévision du phénomène en 2050 a donné un recul de la position du trait de côte de 10,90 m par rapport à sa position actuelle, et cela pourrait mettre en danger les infrastructures telles que (centrale électrique, les ouvrages portuaires et les patrimoines touristiques). Pour

empêcher que cela devienne une réalité à l'avenir, il serait approprié pour les chercheurs scientifiques de proposer des études complémentaires telles que : l'apport de la télédétection dans l'étude de la cinématique du trait de côte, étude diachronique de l'occupation des sols à partir des images satellitaires.

Les données numériques produites dans cette thèse sont archivées dans une base d'information géographique (un SIG) qui pourrait être un outil d'observation et de suivi de la dynamique spatio-temporelle du trait de côte.

Cette étude sur le littoral de la baie de Zemmouri a certes fourni des résultats importants et inédits sur le fonctionnement hydrodynamique et l'évolution morpho- sédimentaire ainsi que l'évolution spatiotemporelle de ce littoral face à l'élévation du niveau de la mer, elle n'en demeure pas moins perfectible et nécessite des études plus approfondies dans le but d'améliorer les connaissances et de lever certaines incertitudes, notamment par :

- L'utilisation de cartes topographiques et bathymétriques plus précises et plus récentes qui permettent d'élaborer un Modèle Numérique de Terrain, outil indispensable pour une meilleure précision des scénarios d'inondation et d submersion ;
- La prise en compte de la tectonique (taux de subsidence/élévation), dans les scénarios d'élévation relative du niveau de la mer ;
- La prise en compte les débits liquides et solides des différents oueds de la baie ;
- L'actualisation des données topographique en effectuant des levées topographiques avec un DGPS, et des données sur les flux sédimentaires fluviatiles ;
- L'identification de l'impact des ouvrages de protection sur la dynamique sédimentaire du littoral,

Toutefois, la contrainte la plus handicapante pour ce travail a été l'inexistence de certaines données indispensables pour les études de vulnérabilité/adaptation telles que les longues séries temporelles de données de houles de tempête le long du littoral algérien , et les mesures du niveau marin à l'échelle historique (sur au moins une centaine d'années), qui permet d'avoir la tendance actuelle.

Par ailleurs, cette étude ouvre la voie à des recherches complémentaires, qui doivent être réalisées en collaboration avec d'autres spécialistes, notamment dans les axes suivants :

- L'utilisation de modèles hydrodynamiques pour les différents scénarios du niveau de la mer et d'inondation ;
- L'évaluation plus détaillée des impacts des Changements climatiques sur la biodiversité et les écosystèmes du littoral, et ses ressources naturelles ;
- l'évaluation de l'impact combiné de la submersion marine et les inondations des bassin versant sur les côtes basses ;
- L'évaluation de la population à risque ;
- L'évaluation économique, en utilisant des analyses coûts-bénéfices, des options d'adaptation et des dommages causés en cas de politique de «ne rien faire».

Ce travail pourrait constituer une plateforme de réflexion pour l'élaboration d'un programme national de stratégie d'adaptation du littoral méditerranéen Algérien, face aux changements climatiques. Ce programme doit être pensé dans le cadre d'un plan de GIZC, avec des mesures en matières de normes réglementaires pour les constructions en front de mer, de zonage et de planification futurs, qui doivent impérativement intégrer la donnée «changements climatiques », en matière de sensibilisation et d'action participative de tous les acteurs concernés.

Bibliographie

1. Abadie S, Brière C, Dubranna J, Maron P, Rihouey D (2004) Analyse de l'évolution du volume sédimentaire des plages subtidales d'Anglet VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil, Compiègne:29-37
2. Abrahm, J., & Hendershott, P. (1993). Patterns and Determinants of Metropolitan House Prices, 1977-91. Paper presented at the Proceedings of the 25th Annual Boston Fed Conference. Real Estate and the Credit Crunch.
3. Alasset P-J, Hébert H, Maouche S, Calbini V, Meghraoui M (2006) The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw= 6.9, Algeria): modelling and results Geophysical Journal International 166:213-226
4. Alberola C et al. (1995) Tidal currents in the western mediterranean-sea Oceanologica Acta 18:273-284 doi:archimer.ifremer.fr/doc/00097/20777/
5. Albert P, Jorge G (1998) Coastal changes in the Ebro delta: Natural and human factors Journal of Coastal Conservation 4:17-26
6. Allouhi A, Zamzoum O, Islam MR, Saidur R, Kousksou T, Jamil A, Derouich A (2017) Evaluation of wind energy potential in Morocco's coastal regions Renewable and Sustainable Energy Reviews 72:311-324
7. Amarouche, K. (2015) Contribution à la recherche des zones à fort potentiel d'énergie houlomotrice à base d'un modèle hydrodynamique. Mémoire d'ingénieur. Aménagement du littoral. Alger : ENSSMAL, 111 p.
8. Amuzu J, Jallow BP, Kabo-Bah AT, Yaffa S (2018) The Climate Change Vulnerability and Risk Management Matrix for the Coastal Zone of The Gambia Hydrology 5:14 doi:10.3390/hydrology5010014
9. ANBT (2018) Capacité des barrages Algériens. Agence nationale des barrages et transferts
10. ANRH (2004). Annuaire hydrogéologique de la nappe alluviale du haut et moyen Cheliff. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Algérie, 13 p
11. Anders FJ, Byrnes MR (1991) Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs Shore and Beach 59:17-26
12. Ayadi K, Boutiba M, Sabatier F, Guettouche MS (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) Arabian Journal of Geosciences 9 doi:10.1007/s12517-015-2043-9
13. Aymé A (1948) Contribution à l'étude des terrasses marines entre le cap Matifou et oued Isser Af Du Nord 39:97-100
14. Balouin Y, De La Torre Y, Tirard E (2011) Les tempêtes marines sur le littoral du Languedoc-Roussillon–Caractérisation et faisabilité d'un réseau de surveillance des tempêtes et de leurs impacts–. BRGM Montpellier,
15. Barusseau J, Saintguily B (1981) Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion Oceanologica acta 4:297-304
16. Battjes JA, Janssen J (1978) Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In: Coastal Engineering 1978. pp 569-587
17. Benavente J, Del Río L, Gracia FJ, Martínez-del-Pozo JA (2006) Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain) Continental shelf research 26:1061-1076
18. Imen, b. (2020). Evaluation des impacts des changements climatiques et des activités anthropiques sur le littoral de la baie de Zemmouri : Vulnérabilité et Adaptation: École Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
19. Benslama-Habiki DH (2001) apports de l'oued isser et rôle du canyon d'alger dans la dynamique des sédiments du plateau continental de la baie de zemmouri el-bahri
20. Benslama-Habiki dh apports de l'oued isser et rôle du canyon d'alger dans la dynamique des sédiments du plateau continental de la baie de zemmouri el-bahri
21. Bergillos RJ, Rodríguez-Delgado C, Ortega-Sánchez M (2017) Advances in management tools for modeling artificial nourishments in mixed beaches Journal of Marine Systems 172:1-13
22. Bernstein L, Bosch P, Canziani O, Chen Z, Christ R, Riahi K (2008) IPCC, 2007: climate change 2007: synthesis report. IPCC,
23. Bertier J (2009) Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France). Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale
24. Bijker EW (1971) Longshore transport computations Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division 97:687-701

25. Bird EC (1996) Coastal erosion and rising sea level. In: Sea-Level Rise and Coastal Subsidence. Springer, pp 87-103
26. Boak EH, Turner IL (2005) Shoreline definition and detection: a review Journal of Coastal Research:688-703
27. Bonnefille, R. (1976). Cours d'hydraulique maritime : Masson Paris.
28. Bonnot-Courtois C, Levasseur J (2002) Reconnaissance de la limite terrestre du domaine maritime. Intérêt et potentialités de critères morphosédimentaires et botaniques Rapport Ministère de l'Equipement des transports et du logement CETMEF/UMR 8586
29. Boruff BJ, Emrich C, Cutter SL (2005) Erosion hazard vulnerability of US coastal counties Journal of Coastal Research:932-942 doi:doi.org/10.2112/04-0172.1
30. Bouakline S, Boutiba M (2014) Variations historiques de la ligne de rivage et érosion côtière le long de la côte Est Algéroise entre Cap Matifou et l'embouchure de l'oued Reghaïa. Thèse de Magistère, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
31. Bougis J (2003) Les Etats de Mer Naturels'. Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var, Université de …,
32. Bouhamadouche M (1993) Sédimentologie du plateau continental Est-Algerois (Boumerdés–Boudouaou El Bahri) Mémoire de magistère USTHB Alger, 142p
33. Bouhmadouche M (2012) Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la grande baie de Zemouri (Cap-Matifou Cap-Djinet
34. Bouhmadouche M (2012) Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la grande baie de Zemouri (Cap-Matifou Cap-Djinet. Thèse de Doctorat d'Etat en en géologie marine, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
35. Bouhmadouche M, Hemdane Y (2016) Erosion of a sandy coast: continuous follow-up of the coastal groynes of protection in Boumerdes (Algeria) Environmental Earth Sciences 75 doi:10.1007/s12665-016-5665-7
36. Bouhmadouche M, Hemdane Y (2016a) Erosion of a sandy coast: continuous follow-up of the coastal groynes of protection in Boumerdes (Algeria) Environmental Earth Sciences 75 doi:10.1007/s12665-016-5665-7
37. Bouhmadouche M, Hemdane Y (2016b) Erosion of a sandy coast: continuous follow-up of the coastal groynes of protection in Boumerdes (Algeria) Environmental Earth Sciences 75:866
38. Bourcart J, Glangeaud L (1954) Morphotectonique de la marge continentale nord-africaine Bulletin de la Société Géologique de France 6:751-772
39. Bousquet B (1990) Définition et identification du littoral contemporain Revue juridique de l'environnement 15:451-468
40. Boutiba M, Guendouz M (2006) Géomorphologie dynamique et mouvements des sédiments le long de la côte sableuse Jijelienne (Est Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat en science de la Terre, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB)
41. Bowden KF (1983) Physical oceanography of coastal waters. E. Horwood,
42. Boye CB, Appeaning Addo K, Wiafe G, Dzigbodi-Adjimah K (2018) Spatio-temporal analyses of shoreline change in the Western Region of Ghana Journal of Coastal Conservation 22:769-776 doi:10.1007/s11852-018-0607-z
43. Brandt SA (2000) Classification of geomorphological effects downstream of dams Catena 40:375-401
44. Bruneau N (2009) Modélisation morphodynamique des plages sableuses. Thèse de Doctorat en Physique de l'Environnement, Bordeaux 1
45. Butt T, Russell P (2000) Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: a review Journal of coastal research:255-268
46. Calliari LJ, Winterwerp JC, Fernandes E, Cuchiara D, Vinzon SB, Sperle M, Holland K (2009) Fine grain sediment transport and deposition in the Patos Lagoon–Cassino beach sedimentary system Continental Shelf Research 29:515-529
47. Cannata G, Barsi L, Petrelli C, Gallerano F (2018) Numerical investigation of wave fields and currents in a coastal engineering case study WSEAS Trans Fluid Mech 13:87-94
48. Cariolet J-M (2011a) Inondation des côtes basses et risque associés en Bretagne: vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires. Brest
49. Cariolet J-M (2011b) Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques Géomorphologie: relief, processus, environnement 17:95-109
50. Cariolet J-M, Suanez S (2009) Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses La Houille Blanche:52-58
51. Carter R, Forbes D, Jennings S, Orford J, Shaw J, Taylor R (1989) Barrier and lagoon coast evolution

under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia Marine geology 88:221-242
52. Caspar R, Costa S, Jakob É (2007) Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France: Le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme La Météorologie
53. Castelle B, Bonneton P, Senechal N, Dupuis H, Butel R, Michel D (2006) Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France Continental shelf research 26:113-131
54. Cazenave A et al. (2009) Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo Global and Planetary Change 65:83-88
55. Cazenave A et al. (2012) Estimating ENSO influence on the global mean sea level, 1993–2010 Marine Geodesy 35:82-97
56. Cazenave A, Llovel W (2010) Contemporary sea level rise Annual review of marine science 2:145-173
57. Center uaewescer (1984) shore protection manual. us government printing office,
58. CERC UA (1984) Shore protection manual US Army Corps of Engineers, Washington
59. Cetmef CM, OUEST C (2009) Vulnérabilité du territoire national aux risques littoraux- France métropolitaine CETMEF/DLCE
60. Church JA, White NJ (2006) A 20th century acceleration in global sea- level rise Geophysical research letters 33
61. CIRIA C (2009) CETMEF. Guide Enrochement. L'utilisation des enrochements pour les ouvrages hydrauliques. Version française du Rock Manual. CETMEF, Compiègne,
62. Coles S, Bawa J, Trenner L, Dorazio P (2001) An introduction to statistical modeling of extreme values vol 208. Springer,
63. Coquet M (2019) La perception du risque de submersion marine par les habitants de communes littorales françaises. Les cas de Barneville-Carteret, Saintes-Maries-de-la-Mer, Châtelaillon-Plage et Sainte-Anne (Guadeloupe).
64. Corrêa ICS (1996) Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil Marine geology 130:163-178
65. Courtin F, Guengant J-P (2011) Un siècle de peuplement en Afrique de l'Ouest Natures Sciences Sociétés 19:256-265
66. Cowell P, Thom B (1994) Morphodynamics of coastal evolution. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,
67. Cowell PJ, Kinsela MA (2018) Shoreface controls on barrier evolution and shoreline change. In: Barrier Dynamics and Response to Changing Climate. Springer, pp 243-275
68. Cowell PJ, Thom BG (1994) Morphodynamics of coastal evolution. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,
69. Crapoulet A (2015) Évolution du trait de côte, bilans sédimentaires et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais: analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté. Thése de Doctorat en Morphodynamique Littoral, Université du Littoral Côte d'Opale
70. de Saint-Venant AJ-C (1871) Théorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivieres eta l'introduction des marées dans leur lit CR Acad Sci Paris 73:5
71. Dehouck A (2006) Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Université de Bretagne occidentale-Brest
72. Dehouck A, Seube N, Suanez S, Cuq V, Howa H Variabilité cross-shore d'une plage de poche macrotidale: dynamique saisonnière, profondeur de fermeture, bilan de matière et disponibilité sédimentaire. In: 11e Congrès Français de Sédimentologie, 2007.
73. Deigaard R, Fredsøe J, Hedegaard IB (1986) Mathematical model for littoral drift Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering 112:351-369
74. Delga MD (1969) Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.
75. Denner K, Phillips MR, Jenkins RE, Thomas T (2015) A coastal vulnerability and environmental risk assessment of Loughor Estuary, South Wales Ocean & Coastal Management 116:478-490 doi:10.1016/j.ocecoaman.2015.09.002
76. Dette H, Larson M, Murphy J, Newe J, Peters K, Reniers A, Steetzel H (2002) Application of prototype flume tests for beach nourishment assessment Coastal Engineering 47:137-177
77. DHI (2014) Mike 21 Spectral Wave Module Scientific Documentation. DHI,
78. DHI M (2007) Flow Model Danish Hydraulic Institute
79. Dibajnia M, Watanabe A (1997) A transport rate formula for mixed-size sands. In: Coastal Engineering 1996. pp 3791-3804

80. Djigo Kabani A (2001) etijde de la sismicite de l'offshore de tenes a partir de l'rnterpretation de deux sections sismiques.
81. Djouder F, Boutiba M (2017) Vulnerability assessment of coastal areas to sea level rise from the physical and socioeconomic parameters: case of the Gulf Coast of Bejaia, Algeria Arabian Journal of Geosciences 10 doi:10.1007/s12517-017-3062-5
82. Dolan R, Fenster MS, Holme SJ (1991) Temporal analysis of shoreline recession and accretion Journal of Coastal Research:723-744
83. Dolan R, Hayden B, Rea C, Heywood J (1979) Shoreline erosion rates along the middle Atlantic coast of the United States Geology 7:602-606
84. Domínguez L, Anfuso G, Gracia F (2005) Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain Environmental Geology 47:1037-1044 doi:10.1007/s00254-005-1235-0
85. Domzig A (2006) Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Brest
86. Durand Delga, M., (1969). Mise au point sur la structure de l'Algérie septentrionale, Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 39, 89–131. 49
87. Durand P (1998) Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France)/Kinematics of a sandy shoreline deduced from the analysis of aerial photographs and topographic maps. Example of the beach extending from Argelès-Plage to Saint-Cyprien (Roussillon, France) Géomorphologie: relief, processus, environnement 4:155-166
88. Durand-Delga M, Rossi P, Olivier P, Puglisi D (2000) Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie) Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 331:29-38
89. Eckstein D, Künzel V, Schäfer L, Winges M (2019) Global climate risk index 2020 Germanwatch Available at: https://germanwatch org/sites/germanwatch org/files/20-2-01e% 20Global 20
90. Eldeberky Y, Battjes J (1995) Nonlinear coupling in waves propagating over a bar. In: Coastal Engineering 1994. pp 157-167
91. Emery K, Aubrey DG (1991) Impact of sea-level/land-level change on society. In: Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges. Springer, pp 167-174
92. Engelund F, Fredsøe J (1976) A sediment transport model for straight alluvial channels Hydrology Research 7:293-306
93. Engelund F, Hansen E (1967) A monograph on sediment transport Technisk Forlag, Copenhagen, Denmark
94. Engledow H, Bolton J (1994) Seaweed α-diversity within the lower eulittoral zone in Namibia: the effects of wave action, sand inundation, mussels and limpets Botanica Marina 37:267-276
95. Fletcher C, Rooney J, Barbee M, Lim S-C, Richmond B (2003) Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii Journal of Coastal Research:106-124
96. Fredsøe J, Deigaard R (1992) Mechanics of coastal sediment transport vol 3. World Scientific,
97. Gaki-Papanastassiou K, Karymbalis E, Poulos SE, Seni A, Zouva C (2010) Coastal vulnerability assessment to sea-level rise bαsed on geomorphological and oceanographical parameters: the case of Argolikos Gulf, Peloponnese, Greece Hellenic Journal of Geosciences 45:109
98. Galvin Jr CJ (1968) Breaker type classification on three laboratory beaches Journal of geophysical research 73:3651-3659
99. Goda, Y. (2004). Spread parameter of extreme wave height distribution for performance-based design of maritime structures. Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering, 130(1), 29-38.
100. Godfrin M, Napoli A, Hagel Z (2015) Méthodologie d'élaboration d'une cartographie de l'exposition au risque de submersion marine du littoral des Alpes Maritimes
101. Gomes ER, Mulligan RP, Brodie KL, McNinch JE (2016) Bathymetric control on the spatial distribution of wave breaking in the surf zone of a natural beach Coastal Engineering 116:180-194
102. Gornitz V, White TW, Cushman RM (1991) Vulnerability of the US to future sea level rise. Oak Ridge National Lab., TN (USA). doi:www.osti.gov/servlets/purl/5875484
103. Gornitz VM, Daniels RC, White TW, Birdwell KR (1994) The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the US Southeast Journal of Coastal Research:327-338 doi:www.jstor.org/stable/25735608
104. Gourlay MR, Meulen T (1968) Beach and dune erosion tests (I) M0935
105. Gregory, G. L., Warren, L. S., Davis, D. D., Andreae, M. O., Bandy, A. R., Ferek, R. J., . . . Cooper, D. J. (1993). An intercomparison of instrumentation for tropospheric measurements of dimethyl sulfide: Aircraft results for concentrations at the parts-per-trillion level. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D12), 23373-23388.

106. Grimshaw SD (1993) Computing maximum likelihood estimates for the generalized Pareto distribution Technometrics 35:185-191
107. Guza RT, Inman DL (1975) Edge waves and beach cusps Journal of Geophysical Research 80:2997-3012
108. Hadef R, Labii B (2017) evaluation de la vulnerabilite socio-economique de la zone cotiere de skikda sciences & technologie d, sciences de la terre:119-130 doi:http://revue.umc.edu.dz/index.php/d/article/view/2238
109. Hammar-Klose ES, Thieler ER (2001a) Coastal vulnerability to sea-level rise: a preliminary database for the US Atlantic, Pacific, and Gulf of Mexico coasts. US Geological Survey. doi:10.3133/ds68
110. Hammar-Klose ES, Thieler ER (2001b) Coastal vulnerability to sea-level rise: a preliminary database for the US Atlantic, Pacific, and Gulf of Mexico coasts. vol 68. US Geological Survey,
111. Hasselmann S, Hasselmann K (1985) Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral Journal of Physical Oceanography 15:1369-1377
112. Hegde AV, Reju VR (2007) Development of Coastal Vulnerability Index for Mangalore Coast, India Journal of Coastal Research:1106-1111 doi:10.2112/04-0259.1
113. Hemdane Y (2006) Dynamique hydro-sédimentaire de l'avant-côte de type macrotidal: le cas du littoral du Nord-Pas-de-Calais, France. Thése de Doctorat en geomorphologie littoral, Université du Littoral Côte d'Opale
114. Hemdane Y, Bouhmadouche M, Atroune F (2016) Identification des zones côtières à fort potentiel en énergie marine renouvelable (vagues/houles) à travers l'étude de la morphologie côtière et sous-marine et hydrodynamique Revue des energies renouvelables 19:543-552
115. Hereher ME (2016) Vulnerability assessment of the Saudi Arabian Red Sea coast to climate change Environmental Earth Sciences 75:30 doi:doi.org/10.1007/s12665-015-4835-3
116. Hichour S, Essamoud R (2011) Distribution des sédiments en milieu côtier de la région de Casablanca–Dar Bou Azza (Maroc) 2:185-188 doi:10.5150/cmcm.2011.040
117. Holgate S, Woodworth P (2004) Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s Geophysical research letters 31
118. Hoozemans F, Marchand M, Pennekamp H (1993) Sea level rise: A global vulnerability assessment vulnerability assessments for population, coastal wetlands and rice production on a global scale H1588
119. Hosking JR, Wallis JR (1987) Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution Technometrics 29:339-349
120. Houghton, J. (2005). Global warming. Reports on progress in physics, 68(6), 1343.
121. Inman DL, Nordstrom CE (1971) On the tectonic and morphologic classification of coasts The Journal of Geology 79:1-21
122. James, R., Washington, R., & Jones, R. (2015). Process- based assessment of an ensemble of climate projections for West Africa. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(4), 1221-1238.
123. Jana A, Biswas A, Maiti S, Bhattacharya AK (2014) Shoreline changes in response to sea level rise along Digha Coast, Eastern India: an analytical approach of remote sensing, GIS and statistical techniques Journal of Coastal Conservation 18:145-155
124. Jevrejeva S, Grinsted A, Moore J, Holgate S (2006) Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records Journal of Geophysical Research: Oceans 111
125. Joevivek V, Saravanan S, Chandrasekar N (2018) Assessing the shoreline trend changes in Southern tip of India Journal of Coastal Conservation:1-10
126. Jonah FE et al. (2016) Shoreline change analysis using end point rate and net shoreline movement statistics: An application to Elmina, Cape Coast and Moree section of Ghana's coast Regional Studies in Marine Science 7:19-31 doi:10.1016/j.rsma.2016.05.003
127. Kacemi, M. (2013). Protection et valorisation du littoral en Algérie: législation et instruments: Le cas des communes littorales d'Oran. Études caribéennes(20).
128. Kamphuis JW (1991) Alongshore sediment transport rate Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering 117:624-640
129. Kamphuis JW Uncertainty, research, science and engineering in coastal dynamics. In: Proceedings of Coastal Dynamics, 2013.
130. Kemball-Cook S, Wang B (2001) Equatorial waves and air–sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation Journal of Climate 14:2923-2942
131. Kermani S, Boutiba M, Guendouz M, Guettouche MS, Khelfani D (2016) Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria) Ocean & Coastal Management 132:46-58 doi:10.1016/j.ocecoaman.2016.08.010
132. Khalfani D, Boutiba M (2019) Longshore Sediment Transport Rate Estimation near Harbor under

Low and High Wave-Energy Conditions: Fluorescent Tracers Experiment Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering 145:04019015
133. Kherroubi A et al. (2009) Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation Marine geology 261:17-32
134. King C, Williams W (1949) The formation and movement of sand bars by wave action The Geographical Journal 113:70-85
135. Komar PD (1998) Beach processes and sedimentation.
136. Komen GJ, Cavaleri L, Donelan M, Hasselmann K, Hasselmann S, Janssen P (1996) Dynamics and modelling of ocean waves Dynamics and Modelling of Ocean Waves, by GJ Komen and L Cavaleri and M Donelan and K Hasselmann and S Hasselmann and PAEM Janssen, pp 554 ISBN 0521577810 Cambridge, UK: Cambridge University Press, August 1996:554
137. Kouassi KL, Konan KS, Sanchez M, Aka K (2018) Modélisation du transport des sédiments fins à l'embouchure du fleuve Bandama ; Grand-Lahou, Côte d'Ivoire:225-234 doi:10.5150/jngcgc.2018.026
138. Kraus NC (1987) Application of portable traps for obtaining point measurements of sediment transport rates in the surf zone Journal of Coastal Research:139-152
139. Kumar TS, Mahendra R, Nayak S, Radhakrishnan K, Sahu K (2010) Coastal vulnerability assessment for Orissa State, east coast of India Journal of Coastal Research:523-534 doi:10.2112/09-1186.
140. Kumar VS, Babu VR, Babu M, Dhinakaran G, Rajamanickam G (2008) Assessment of storm surge disaster potential for the Andaman Islands Journal of Coastal Research:171-177
141. Kunte PD, Jauhari N, Mehrotra U, Kotha M, Hursthouse AS, Gagnon AS (2014) Multi-hazards coastal vulnerability assessment of Goa, India, using geospatial techniques Ocean & Coastal Management 95:264-281 doi:10.1016/j.ocecoaman.2014.04.024
142. L'Heureux J-S, Glimsdal S, Longva O, Hansen L, Harbitz C (2011) The 1888 shoreline landslide and tsunami in Trondheimsfjorden, central Norway Marine Geophysical Research 32:313-329
143. Lam NS-N, Qiu H-L (1992) The fractal nature of the Louisiana coastline Geographical Snapshots of North America:270-274
144. Larid M (2010) Contribution méthodologique pour la connaissance du rôle des acteurs locaux dans la réalisation d'un projet de territoire: le cas du projet de la réserve naturelle de Réghaia dans la zone côtière Est de l'Algérois Développement durable et territoires Économie, géographie, politique, droit, sociologie 1
145. Lawrence PL (1994) Natural hazards of shoreline bluff erosion: a case study of Horizon View, Lake Huron. In: Geomorphology and Natural Hazards. Elsevier, pp 65-81
146. Le Hir P et al. (2001) Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine estuary (Cannata et al.) Estuaries 24:950-963
147. Leatherman SP (2001) Social and economic costs of sea level rise. Academic Press,
148. Leclaire L (1972) sedimentation holocene sur le versant meridional du bassin algero-baleares.(Precontinent algerien)
149. Lefevre F (2000) Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale: assimilation de données in situ et altimétriques. Toulouse 3
150. Leone F, De Richemond NM, Vinet F (2010) Aléas naturels et gestion des risques. Presses universitaires de France,
151. Lins-de-Barros FM (2017) Integrated coastal vulnerability assessment: A methodology for coastal cities management integrating socioeconomic, physical and environmental dimensions - Case study of Região dos Lagos, Rio de Janeiro, Brazil Ocean & Coastal Management 149:1-11 doi:10.1016/j.ocecoaman.2017.09.007
152. Liu Y, Xia X, Chen S, Jia J, Cai T (2017) Morphological evolution of Jinshan trough in Hangzhou Bay (China) from 1960 to 2011 Estuarine, Coastal and Shelf Science 198:367-377 doi:10.1016/j.ecss.2016.11.004
153. Louati M, Zargouni F (2009) Modélisation topo-bathymétrique et transit sédimentaire. Exemple des plages sableuses de la baie de Tunis, Nord-Est de la Tunisie Géomorphologie: relief, processus, environnement 15:211-222 doi:10.4000/geomorphologie.7686
154. Luthcke SB et al. (2006) Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations Science 314:1286-1289
155. Mahapatra M, Ramakrishnan R, Rajawat AS (2015) Coastal vulnerability assessment of Gujarat coast to sea level rise using GIS techniques: a preliminary study Journal of Coastal Conservation 19:241-256 doi:10.1007/s11852-015-0384-x
156. Mali, P., Sarkar, S., & Das, J. (2003). Rain drop size distribution from radar reflectivity

measurements.

157. Manson A, Meek C, Gregory J (1981) Winds and waves (10 min- 30 days) in the mesosphere and lower thermosphere at Saskatoon (52° N, 107° W, L= 4.3) during the year, October 1979 to July 1980 Journal of Geophysical Research: Oceans 86:9615-9625
158. Marcos M, Jordà G, LE COZANNET G (2016) Sea level rise and its impacts on the Mediterranean The Mediterranean region under climate change A scientific update IRD Éditions, Marseille:265-275
159. Masselink G, Evans D, Hughes MG, Russell P (2005) Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach Marine geology 216:169-189
160. Masselink G, Short AD (1993) The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model Journal of Coastal Research:785-800
161. MATE (2006) Programme d'Aménagement Côtier (PAC) "Zone côtière algéroise".
162. Mazas F, Hamm L (2011) A multi-distribution approach to POT methods for determining extreme wave heights Coastal Engineering 58:385-394
163. McLaughlin S, Cooper JAG (2010) A multi-scale coastal vulnerability index: A tool for coastal managers? Environmental Hazards 9:233-248 doi:10.3763/ehaz.2010.0052
164. McLaughlin S, McKenna J, Cooper J (2002) Socio-economic data in coastal vulnerability indices: constraints and opportunities Journal of Coastal Research 36:487-497 doi:10.2112/1551-5036-36.sp1.487
165. Menad, W., Douvinet, J., Beltrando, G., & Arnaud-Fassetta, G. (2012). Évaluer l'influence de l'urbanisation face à un aléa météorologique remarquable : les inondations des 9-10 novembre 2001 à Bab-el-Oued (Alger, Algérie). Géomorphologie: relief, processus, environnement, 18(3), 337-350.
166. Ménard Y et al. (2003) The Jason-1 mission special issue : Jason-1 calibration/validation Marine Geodesy 26 :131-146
167. Mezouar, K., Ciortan, R., & Boukhemacha, M. A. (2009). Mesures De Protection Du Littoral Roumain. [Coastal And Maritime Mediterranean Conference]. Paralia, 35.
168. Meyssignac B (2012) La variabilité régionale du niveau de la mer. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier
169. Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., de Vries, J. v. T., & Stive, M. (2013). Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. Coastal Engineering, 75, 29-39.
170. Millot, C., & Taupier-Letage, I. (2005). Circulation in the Mediterranean Sea, Hdb. Env. Chem., Vol. 5 (Part K), 29–66.
171. Molinier M, Guyot J-L, De Oliveira E, Guimarães V, Chaves A (1995) Hydrologie du bassin de l'Amazone Proc Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques 1:335-344
172. Monié P, Maluski H, Caby R, Saadallah A (1982) Age a85 Ma par la méthode 39Ar–40Ar du métamorphisme de haute température du massif d'Alger CR Acad Sci Paris 295:935-938
173. Moore LJ (2000) Shoreline mapping techniques Journal of Coastal Research:111-124
174. Morton RA, Miller TL, Moore LJ (2004) National assessment of shoreline change: Part 1 Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the US Gulf of Mexico. US Geological Survey,
175. Morton RA, Speed FM (1998) Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches Journal of Coastal Research:1373-1384
176. Moussaid J, Fora AA, Zourarah B, Maanan M, Maanan M (2015) Using automatic computation to analyze the rate of shoreline change on the Kenitra coast, Morocco Ocean Engineering 102:71-77
177. Mujabar PS, Chandrasekar N (2013) Shoreline change analysis along the coast between Kanyakumari and Tuticorin of India using remote sensing and GIS Arabian Journal of Geosciences 6:647-664 doi:10.1007/s12517-011-0394-4
178. Nassar K, Mahmod WE, Fath H, Masria A, Nadaoka K, Negm A (2018) Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt Marine Georesources & Geotechnology:1-15 doi:10.1080/1064119x.2018.1448912
179. Natesan U, Parthasarathy A, Vishnunath R, Kumar GEJ, Ferrer VA (2015) Monitoring longterm shoreline changes along Tamil Nadu, India using geospatial techniques Aquatic Procedia 4:325-332
180. Niazi S (2007) Evaluation des impacts des changements climatiques et de L'Elevation du Niveau de la Mersur le littoral de Tétouan (Méditerranée occidentale du Maroc): Vulnérabilité et Adaptation. Thèse de doctorat en Changements Climatiques et Zones Côtières : Géosciences de l'Environnement, Mohammed VAGDAL Faculté des sciences
181. Nicholls, R. J. (2002). Analysis of global impacts of sea-level rise: a case study of flooding. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 27(32-34), 1455-1466.
182. Nicholls RJ, Hoozemans FM, Marchand M (1999) Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses Global Environmental Change 9:S69-S87

183. Nicolas J (2000) La Station Laser Ultra Mobile-De l'obtention d'une exactitude centimétrique des mesures à des applications en océanographie et géodésie spatiales. Université Nice Sophia Antipolis
184. Parthasarathy A, Natesan U (2015) Coastal vulnerability assessment: a case study on erosion and coastal change along Tuticorin, Gulf of Mannar Natural Hazards 75:1713-1729 doi:doi.org/10.1007/s11069-014-1394-y
185. Patro S, Chatterjee C, Mohanty S, Singh R, Raghuwanshi N (2009) Flood inundation modeling using MIKE FLOOD and remote sensing data Journal of the Indian Society of Remote Sensing 37:107-118
186. Pickands III J (1975) Statistical inference using extreme order statistics the Annals of Statistics 3:119-131
187. Pilkey OH, Hume T (2001) The shoreline erosion problem: lessons from the past Water and Atmosphere 9:22-23
188. Robin M (2002) Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique Baron-Yelles N et al, Le littoral, regards, pratiques et savoirs, Edit Rue d'Ulm:95-115
189. Ruessink B, Terwindt J (2000) The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model Marine Geology 163:289-302
190. Sallaye M, Mezouar K, Salem Cherif Y, Dahmani AEA (2018) Morphological evolution of center Boumerdes in Zemmouri Bay (Algeria) from 1922 to 2017 Arabian Journal of Geosciences 11:602 doi:10.1007/s12517-018-3950-3
191. Sarwar MGM, Woodroffe CD (2013) Rates of shoreline change along the coast of Bangladesh Journal of Coastal Conservation 17:515-526
192. Sénéchal, N., & Mansi, T. (2003). Classification d'images satellitaires multi-sources par des algorithmes génétiques.
193. Shalowitz AL (1964) Shore and sea boundaries: with special reference to the interpretation and use of Coast and Geodetic Survey data vol 2. US Department of Commerce,
194. Sherman DJ, Lyons W (1994) Beach-state controls on aeolian sand delivery to coastal dunes Physical Geography 15:381-395
195. Short AD, Hesp PA (1982) Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia Marine geology 48:259-284
196. Short FT, Wyllie-Echeverria S (1996) Natural and human-induced disturbance of seagrasses Environmental conservation:17-27
197. Short, A. D. (2006). Australian beach systems—nature and distribution. Journal of Coastal Research, 22(1), 11-27.
198. Slater LJ et al. (2019) Using R in hydrology: a review of recent developments and future directions Hydrology and Earth System Sciences 23:2939-2963
199. Smith GL, Zarillo GA (1990) Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques Journal of Coastal Research:111-120
200. Sonu CJ (1972) Field observation of nearshore circulation and meandering currents Journal of Geophysical Research 77:3232-3247
201. Stafford DB, Langfelder J (1971) Air photo survey of coastal erosion Photogrammetric engineering 37:565-575
202. Stépanian A (2002) Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres: Omaha beach (Normandie). Université de Caen
203. Stocker T (2014) Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press,
204. Stone GW, Orford JD (2004) Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics Marine geology 210:1-5
205. Suanez S, Fichaut B, Sparfel L (2007) Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne) Géomorphologie: relief, processus, environnement 13:319-334
206. Suanez S, Simon B (1997) Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral du delta du Rhône (France, Sud-Est) Photo-Interprétation European Journal of Applied Remote Sensing 35:147-158
207. Team CW, Pachauri RK, Meyer L (2014) IPCC, 2014: climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I vol 151.
208. Terrier M (2007) Réalisation d'un zonage sismique de la Méditerranée occidentale à 1/2 000 000 préalable aux choix de scénarios de tsunamis. Open-file BRGM. Rapport,
209. Than V (2015) Modélisation d'érosion côtière : application à la partie Ouest du tombolo de Giens. Aix-Marseille
210. Thieler ER, Danforth WW (1994) Historical shoreline mapping (I): improving techniques and

reducing positioning errors Journal of Coastal Research:549-563
211. Thieler ER, Himmelstoss EA, Zichichi JL, Ergul A (2009) The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-an ArcGIS extension for calculating shoreline change. US Geological Survey,
212. Tyralis H, Papacharalampous G, Tantanee S (2019) How to explain and predict the shape parameter of the generalized extreme value distribution of streamflow extremes using a big dataset Journal of Hydrology 574:628-645
213. Vail P, Mitchum Jr R (1979) Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy: resources, comparative structure, and eustatic changes in sea level
214. van Rijn LC (2014) A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle Coastal Engineering 90:23-39
215. Von Schuckmann K et al. (2018) Copernicus marine service ocean state report Journal of Operational Oceanography 11:S1-S142
216. Wang P, Kraus NC, Davis Jr RA (1998) Total longshore sediment transport rate in the surf zone: field measurements and empirical predictions Journal of Coastal Research:269-282
217. Wang X, Liu P (2005) A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami Computer Modeling in Engineering and Sciences 10:171
218. Warren I, Bach HK (1992) MIKE 21: a modelling system for estuaries, coastal waters and seas Environmental Software 7:229-240
219. Wijnberg KM, Kroon A (2002) Barred beaches Geomorphology 48:103-120
220. Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène Revue de géographie physique et de géologie dynamique 24:201-297
221. Willems P (2000) Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types Journal of Hydrology 233:189-205
222. Wöppelman G (1997) Rattachement géodésique des marégraphes dans un systeme de référence mondial par techniques de géodésie spatiale, These de Doctorat de l'Observatoire de Paris. ce qui permet d'étudier la variabilité temporelle des champs de niveau de la mer Ses observations fournissent donc un échantillonnage homogene des océans, avec une distance intertracea l'équateur d'environ 310km Principe de la mesure altimétrique
223. Wright, L. D., Guza, R. T., & Short, A. D. (1982). Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. Marine geology, 45(1-2), 41-62.
224. Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. Marine geology, 56(1-4), 93-118.
225. Wright, L. D., Short, A. D., & Green, M. (1985). Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. Marine geology, 62(3-4), 339-364.

Annexe 1

Missing value	999
Latitude (deg N)	37
Longitude (deg E)	3.75
Begin	01/01/1992 0:00
End	12/31/2016 21:00
Timestep (hours)	3
Datasource	wavemodel

Code	Explanation
u10	One hour wind speed at 10m asl
u10d	Wind direction at 10m asl (nautical)
Hs	Significant wave height
Hsd	Mean wave direction (nautical)
Tz	Zero-crossing wave period
Tm	Mean wave period
Tp	Peak wave period
_sea	Suffix for wind-sea
_swl	Suffix for swell

Year	Month	Day	Hour	u10	u10d	Hs	Hsd	Tz	Tm	Tp	Hs_sea	Hsd_sea	Tz_sea	Tm_sea	Tp_sea	Hs_swl	Hsd_swl	Tz_swl	Tm_swl	Tp_swl
			[UTC]	[m/s]	[deg]	[m]	[deg]	[s]	[s]	[s]	[m]	[deg]	[s]	[s]	[s]	[m]	[deg]	[s]	[s]	[s]
1992	1	1	0	1.6	110	0.34	55	5.52	5.95	6.85	0.01	999	999	999	999	0.34	55	5.52	5.95	6.85
1992	1	1	3	2	90	0.31	55	5.46	5.88	6.9	0.01	999	999	999	999	0.31	55	5.47	5.88	6.9
1992	1	1	6	3	74	0.28	56	5.47	5.86	6.95	0.08	36	3.91	3.93	3.92	0.27	57	5.71	6.03	6.95
1992	1	1	9	2	106	0.25	56	5.4	5.79	6.99	0.01	999	999	999	999	0.25	56	5.4	5.79	6.99
1992	1	1	12	5.2	62	0.24	57	5.23	5.63	6.38	0.24	57	5.22	5.61	6.38	0.01	999	999	999	999
1992	1	1	15	6.2	50	0.52	46	3.52	3.68	3.37	0.52	46	3.52	3.68	3.37	0.01	999	999	999	999
1992	1	1	18	5.8	68	0.86	56	3.86	4	3.83	0.84	56	3.86	4.01	4.22	0.19	56	3.84	3.84	3.83

Résumé

La côte Centre algérienne, entre Cap Matifou à l'Est et le Cap Djinet à l'Ouest est caractérisée par un domaine côtier très dynamique et complexe, qui permet d'étudier et mieux comprendre l'incidence des processus anthropiques et naturels sur la dynamique sédimentaire. Durant ces dernières années, le littoral de la baie de Zemmouri a été exposé aux plusieurs contraintes liées aux activités humaines, telles que l'extraction abusives de sable au niveau des plages (plage de Zemmouri, plage de Mandoura) celui des lits d'oueds (Oued Isser, Oued Corso,). Cette situation rend ce littoral fortement vulnérable aux risques côtiers. Les principaux objectifs de cette recherche est d'étudier les Géo-risques côtiers, parmi lesquels on cite : l'érosion côtière, submersion marine.

Dans le contexte morphodynamique, les résultats des paramètres morphodynamiques des plages sableuses font ressortir un comportement plus ou moins intermédiaire le long de la côte de Zemmouri.

L'évolution spatio-temporelle de l'évolution du trait de côte durant la période (1980 -2017), montre que l'érosion est plus importante dans la partie Orientale que la partie Occidentale et Centrale. Pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine de l'érosion ; une étude complémentaire sur la classification des plages a été effectuée. Par la suite une étude sur l'évolution spatio-temporelle du fond marin. Afin d'avoir une idée sur le fonctionnement morpho-hydro-sédimentaire de la baie de Zemmouri.

Pour le contexte hydro-sédimentaire, nous avons basé sur un modèle numérique Mike 21 et un logiciel de cartographie Arc Gis. Les résultats de ce modèle montrent que morphologie sous-marine du plateau continental de la baie de Zemmouri est caractérisée par des fonds marins relativement irréguliers, Ce modèle a indiqué aussi que la zone d'étude est soumise aux influences des houles de secteurs 315°N, 45°N et 360°N.

La cartographie de la vulnérabilité côtier vis-à-vis au l'élévation de niveau de la mer a permis de définir et identifier les zones à risque côtier. Les résultats montrent que 24,58 km du littoral de Zemmouri soit 52 %, présente une vulnérabilité élevée à très élevée.

La cartographie de la submersion marine est basée sur l'utilisation de la méthode de Hoozemans et al. 1993**.** Les principaux résultats de la simulation de phénomène de la submersion marine montrent que les terrains les plus touchés par le niveau maximum d'inondation (5 à 6 m) sont essentiellement les côtes basses (les plages et les lits d'oueds).

L'érosion côtière et la submersion marine sont des contraintes qui doivent être intégrées d'une manière impérative dans les stratégies et les plans d'aménagements côtiers.

Mots clés :
risques côtiers, hydro-sédimentaire, submersion marine, érosion, Zemmouri.

Abstract

The Central Algerian coast, between Cap Matifou in the East and Cap Djinet in the West is characterized by a very dynamic and complex coastal area, which allows studying and better understanding the impact of anthropic and natural processes on sediment dynamics.

During these last years, the coastal of the bay of Zemmouri was exposed to many constraints related to the human activities, such as the abusive extraction of sand in the beaches (beache of Zemmouri, beach of Mandoura) that of the beds of wadis (wadi of Isser, wadi of Corso,,,,,). This situation gives this coastal a high vulnerability to coastal risks. The main objectives of this research is to study the coastal geo-hazards, among which we cite: coastal erosion, marine flooding.

In the morphodynamic context, the results of the morphodynamic parameters of the sandy beaches show a more or less intermediate comportment along the coast of Zemmouri.

The spatio-temporal evolution of the shoreline during the period (1980 -2017), allows to have that the erosion is more important in the Eastern part than the Western and Central part.To had better understand the mechanisms at the origin of erosion, a complementary study on the classification of beaches was carried out. Then a study on the spatio-temporal evolution of the seabed. In order to have an idea on the morpho-hydro-sedimentary functioning of the bay of Zemmouri.

For the hydro-sedimentary context, we have used a Mike 21 numerical and Arc Gis mapping software. The results of this model show that the underwater morphology of the continental shelf of the bay of Zemmouri is characterize by relatively irregular seabeds; this model also showed that the study area is submit to the influences of swells of sectors 315°N, 45°N and 360°N.

The cartography of the coastal vulnerability with regard to the sea level rise has permitted to define and identify the coastal risk areas. The results show that 24, 58 km of the Zemmouri coastline, i.e. 52 %, presents a high to very high vulnerability.

The mapping of marine flooding is based on the use of the method of Hoozemans et al. 1993. The principal results of the simulation of the phenomenon of marine flooding show that the land most affected by the maximum level of flooding (5 to 6 m) is essentially the low-lying coasts (the beaches and wadi beds).

Coastal erosion and marine flooding are constraints that must be integrated into coastal strategies and plans.

Keywords :

coastal risks, hydro-sedimentary, marine flooding, erosion, Zemmouri.

الملخص
يتميز الساحل الجزائري الأوسط، بين كاب ماتيفو في الشرق وكاب جينيه في الغرب، بمنطقة ساحلية ديناميكية ومعقدة للغاية، مما يسمح بدراسة وفهم تأثير العوامل البشرية والطبيعية على ديناميكيات الرواسب. خلال هذه السنوات الماضية، تعرض ساحل خليج الزموري للعديد من القيود المتعلقة بالأنشطة البشرية، مثل الاستخراج التعسفي للرمل من الشواطئ (شاطئ الزموري ، شاطئ مندورة) وأحواض الوديان (مثل واد يسر وواد كورسو). هذا يعطي هذا الساحل قابلية عالية للتأثر بالمخاطر الساحلية. تتمثل الأهداف الرئيسية لهذا البحث في دراسة المخاطر الجغرافية الساحلية، ومن بينها: تآكل السواحل، والفيضانات البحرية.
في السياق المورفوديناميكية الشواطئ ، نتائج العوامل المورفوديناميكية تظهر الشواطئ الرملية سلوكًا وسيطًا إلى حد ما على طول ساحل الزموري.
تظهر نتائج التغير المكاني والزماني لخط الساحل خلال الفترة (1980-2017) بان التآكل أكثر أهمية في الجزء الشرقي من الجزء الغربي والوسطى. لفهم الآليات التي تسبب التعرية بشكل أفضل؛ تم إجراء دراسة تكميلية حول تصنيف الشواطئ. بعد ذلك دراسة عن التغير لقاع البحر. من أجل الحصول على فكرة عن عمل مورفو-هيدرو-رسوبي لخليج الزموري.
بالنسبة للسياق الرسوبي المائي، فقد اعتمدنا على النموذج العددي مايك 21 وبرنامج رسم الخرائط Arc Gis أظهرت نتائج هذا النموذج أن شكل الجرف القاري لخليج زموري يتميز بقيعان بحرية غير منتظمة نسبيًا، كما أشار هذا النموذج إلى أن منطقة الدراسة هي تخضع كثيرا لاتجاه الأمواج الاتية 315 درجة شمالا و45 درجة شمالا و360 درجة شمالا.
إن رسم خرائط هشاشة الساحل بسبب ارتفاع مستوى سطح البحر قد سمح بتحديد مناطق الخطر الساحلية. تظهر النتائج أن 24، 58 كم من ساحل زموري، أي 52٪، تعرض بنسبة عالية إلى الهشاشة.
اعتمدنا على استخدام طريقة هوزمان 1993 لرسم خرائط الفيضانات البحرية بزموري والنتائج أظهرت ان الأراضي الأكثر عرضتا للفيضانات البحرية بالنسبة للحد الأقصى لمستوى الفيضان (5 إلى 6 أمتار) هي أساسا السواحل المنخفضة (الشواطئ وأحواض الأودية).
يعد تآكل السواحل الفياضات البحرية من القيود التي يجب دمجها بشكل حتمي في استراتيجيات وخطط التنمية الساحلية.

الكلمات المفتاحية :

المخاطر الساحلية، المياه الرسوبية، الفيضانات البحرية، التعرية، زموري.