

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



Thèse de Doctorat

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat 3^{ème} Cycle
Spécialité : Gestion et Prospectives Littorales

Sujet de thèse :

**Vulnérabilités du littoral aux risques côtiers dans la baie de
Zemmouri**

Présenté par :

MOUHOUBI Nour el Imène

Soutenu le 03/03/2022 devant le jury composé de :

SEMROUD Rachid	Professeur, ENSSMAL	Président
SETTI M'hammed	Professeur, USTHB	Examineur
MIHOUBI Mustapha Kamal	Professeur, ENSH	Examineur
MEZOUAR Khoudir	Professeur, ENSSMAL	Examineur
GRIMES Samir	Professeur, ENSSMAL	Invité
BELKESSA Rabah	Professeur, ENSSMAL	Directeur de thèse

Année universitaire : 2021 - 2022

Remerciement :

Je suis très heureuse de pouvoir exprimer ma gratitude à toute personne ayant contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail. Mes plus vifs remerciements s'adressent à :

M. Semroud Rachid, Professeur à l'ENSSMAL, qui me fait l'honneur de présider ce jury qu'il trouve dans ces lignes le témoignage de ma respectueuse reconnaissance,

M. Belkessa R., mon Directeur de thèse, qui a encadré et dirigé cette étude et qui par ses conseils et sa disponibilité m'a initiée à l'aménagement du littoral ; il m'a fait bénéficier de son expérience et de ses connaissances. Je suis profondément reconnaissante pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail et pour l'empressement qu'il a manifesté à le voir aboutir, puisse-t-il trouver ici la marque de mon profond respect ainsi que mes remerciements les plus sincères.

M. Setti M'hammed, Professeur à l'USTHB, pour avoir accepté d'examiner ce travail. Qu'il trouve également dans ces lignes le témoignage de ma respectueuse reconnaissance ;

M. Mihoubi Mustapha Kamal, Professeur à l'ENSH, pour avoir accepté d'évaluer mon travail et faire partie du jury de soutenance,

M. Mezouar Khoudir, Professeur à l'ENSSMAL, qui me fait l'honneur de juger ce mémoire malgré ses nombreuses occupations, pour ses encouragements et son aide ;

M. Grimes Samir, Professeur à l'ENSSMAL, pour m'avoir fait l'honneur d'être un invité lors de ma soutenance.

Je remercie tous mes amis qui m'ont soutenue, je tiens à les remercier aussi pour leur présence, leurs conseils et leurs encouragements.

Merci à tous les collaborateurs et intervenants qui ont participé directement ou indirectement à ce travail.

Résumé

Le littoral de La grande baie de Zemmouri présente une alternance de falaises (avec ou sans plages adossées), baies rocheuses ou sableuses entre promontoires rocheux, plages, dunes et zones humides. En fonction du faciès rencontré, les risques d'érosion côtière et de submersion marine sont plus ou moins importants. Le littoral algérien a toujours été un territoire propice à l'établissement humain. En l'espace de 45 années, il a subi une urbanisation intense qui a développé une vulnérabilité multiple face aux phénomènes naturels extrêmes. La zone d'étude, appelée dans ce travail « Baie de Zemmouri », est l'un des espaces les plus évolutifs de l'aire métropolitaine d'Alger. Cette évolution lui a valu le titre de zone à très haute vulnérabilité dans l'espace algérien, en termes de catastrophes naturelles.

L'étude effectuée est une étude rétrospective, multiple et de constat. Son objectif est de cartographier les risques côtiers dans la zone-type. Les critères de jugement se basent sur des faits enregistrés et datés avec une étude géo-localisée grâce à des outils de télédétection et de système d'information géographique SIG.

Summary

The littoral of the bay of Zemmouri presents an alternation of cliffs (with or without leaning beaches), rocky or sandy bays between rocky promontories, beaches, dunes and wetlands. According to the facies met, the risks of coastal erosion and marine submersion are more or less important. The Algerian coastline has always been a territory conducive to human settlement. In the space of 45 years, it has undergone an intense urbanization that has developed a multiple vulnerability to extreme natural phenomena. The zone of study, called in this work "Bay of Zemmouri", is one of the most evolving spaces of the metropolitan area of Algiers. This evolution earned him the title of zone with very high vulnerability in the Algerian space, in terms of natural disasters.

The study carried out is a retrospective study, multiple and of observation. Its objective is to map the coastal risks in the type area. The criteria of judgment are based on recorded and dated facts with a geo-localized study thanks to tools of remote sensing and GIS geographic information system.

الملخص

يقدم ساحل خليج الزموري تناوبًا من المنحدرات (مع أو بدون شواطئ متتالية) ، وخليجان صخرية أو رملية بين النتوءات الصخرية والشواطئ والكثبان والأراضي الرطبة. اعتمادًا على الوجوه المصادفة ، تكون مخاطر تآكل السواحل والغرق البحري أكثر أو أقل أهمية. لطالما كان الساحل الجزائري أرضًا مواتية للاستيطان البشري. في غضون 45 عامًا ، خضعت لعملية تحضر مكثفة طورت ضعفًا متعددًا أمام الظواهر الطبيعية المتطرفة. منطقة الدراسة ، المسماة في هذا العمل "خليج الزموري" ، هي واحدة من أكثر الأماكن تطوراً في منطقة العاصمة الجزائر. وقد أكسبها هذا التطور لقب منطقة شديدة الضعف في الفضاء الجزائري ، من حيث الكوارث الطبيعية.

الدراسة التي أجريت هي دراسة استرجاعية ومتعددة ونتائج. هدفها هو رسم خريطة للمخاطر الساحلية في منطقة النوع. تستند معايير الحكم على الحقائق المسجلة والمؤرخة بدراسة جغرافية محلية باستخدام أدوات الاستشعار عن بعد ونظام GIS المعلومات الجغرافية.

Sommaire

Table des acronymes	4
Liste des figures	12
Liste des tableaux	14
Introduction générale.....	15
Chapitre I : Généralités sur la zone d'étude	21
1. Situation géographique	22
2. Aspect géologique et sismique	23
2.1. Cadre géologique	23
2.1.1. Cadre géologique régional	23
2.1.2. Les principales formations géologiques.....	25
2.1.3. Synthèse géologique.....	26
2.2. Cadre sismique	27
3. Cadre géomorphologique.....	27
3.1. La géomorphologie littorale.....	28
3.1.1. Les falaises.....	28
3.1.2. Le système sablonneux	29
3.1.3. Cordons dunaires	30
3.1.4. Aménagements littoraux	31
3.1.5. Occupation du sol	32
3.1.6. Artificialisation et l'urbanisation du domaine littoral	33
3.1.7. Les prélèvements de sable sur la côte de Zemmouri.....	36
3.1.8. Les Plans d'eau côtiers et zones humides	39
3.2. La géomorphologie sous-marine	43
4. Cadre climatique et hydrodynamique	45
4.1. Les températures	45
4.2. Les précipitations	46
4.3. Houles	48
4.3.1. La houle au large	48
4.3.2. Les hauteurs significatives de houle au large.....	50
4.4. Les vents	52
4.4.1. Régime général des vents au large	52
4.4.2. Régime général des vents à la côte	53
4.5. Courants	56
4.5.1. Les courants de dérive littorale	56

4.5.2.	Les courants de retour	56
4.5.3.	Les courants permanents	56
4.6.	Les marées.....	56
4.7.	Cadre hydrologique.....	58
4.7.1.	Le réseau hydrographique.....	58
4.7.2.	Les barrages	59
5.	Sédimentologie sous-marine	62
5.1.	Répartition de la fraction grossière	62
5.1.1.	Domaine côtier	64
5.1.2.	Domaine médian	64
5.1.3.	Domaine distal	64
5.2.	Répartition de la fraction lutitique (fine)	64
5.2.1.	Le secteur occidental	66
5.2.2.	Le secteur oriental	66
Chapitre II : Matériels et Méthodes		68
Partie 01 : Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire.....		69
1.	Introduction	69
2.	Choix des outils.....	70
3.	Description des modules du logiciel MIKE 21	71
3.1.	Spectral Waves (SW).....	71
3.2.	Hydrodynamic module (HD)	74
3.3.	Sediment Transport (ST)	75
3.3.1.	Transport par charriage	76
3.3.2.	Transport par suspension	78
3.4.	Mud Transport (MT)	78
3.4.1.	Fonctionnalité des modèles	79
3.4.2.	Domaine d'applications :	79
3.4.3.	Equations du modèle	80
3.5.	Données d'entrée pour la modélisation	81
3.5.1.	Grilles de calcul	81
3.5.2.	Les données de houle	81
3.5.3.	Données bathymétriques.....	82
3.5.4.	Le marnage et la marée.....	83
3.5.5.	Périodes de simulation	83
3.5.6.	Caractéristiques du grain modélisé	84

3.6.	Configuration des modules	84
3.6.1.	Configuration du module SW.....	84
3.6.2.	Configuration du module HD.....	85
3.6.3.	Configuration des paramètres du module ST	85
3.6.4.	Configuration du Modèle MT	85
4.	Validation du modèle hydro-sédimentaire.....	86
4.1.	Mesures de courants et travaux sur terrain.....	87
4.1.1.	Moyens utilisés.....	87
4.1.2.	Stratégie du déploiement	88
Partie 02 : Caractérisation et cartographie des aléas recul du trait de côte et submersion marine		
95		
1.	Recul du trait de cote	95
1.1.	Introduction	95
1.2.	Rappels théoriques	95
1.2.1.	Définition.....	95
1.2.2.	Erosion des côtes à falaise.....	96
1.2.3.	Erosion de côtes basses (cordons sédimentaires).....	96
1.3.	Recueil des données disponibles dans la baie.....	98
1.3.1.	Recueil des photographies aériennes et images satellitaires.....	98
1.3.2.	Choix du trait de côte de référence	99
1.3.3.	Méthodes de traitement et de rectification des photos aériennes.....	99
1.3.4.	Extraction des lignes de rivage et évaluation des erreurs	100
1.3.5.	Levés DGPS (GPS différentiel) et travaux sur terrain	102
1.3.6.	Principe de fonctionnement des levés DGPS.....	103
1.3.7.	Estimation des erreurs	103
1.4.	Méthodologie de l'évolution du trait de côte.....	104
1.4.1.	Principe de l'étude diachronique	105
1.4.2.	Calcul du taux d'érosion/accrétion	105
2.	Submersion marine	109
2.1.	Introduction	109
2.2.	Notion de submersion marine.....	109
2.3.	Principe de la cartographie des zones d'aléa submersion marine	111
2.3.1.	Caractéristiques de l'avant-côte et de la plage	112
2.3.2.	Calculs des niveaux extrêmes lors des événements historiques.....	113
Partie 03 : Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie		117

1.	Introduction	117
2.	Problématique de l'évaluation de la vulnérabilité des zones côtières.....	119
2.2.	Quelques définitions	119
2.2.1.	Risque	119
2.2.2.	Aléa	119
2.2.3.	Vulnérabilité	119
2.3.	L'évaluation du risque	120
2.4.	Evaluation de la vulnérabilité côtière	120
3.	Application de l'indice de vulnérabilité.....	122
3.2.	Recueil des données nécessaires à la préparation des variables.....	122
3.2.1.	Géomorphologie.....	122
3.2.2.	La pente côtière de l'avant plage	122
3.2.3.	Taux d'élévation relative du niveau de la mer.....	122
3.2.4.	Erosion/Accrétion du rivage.....	123
3.2.5.	Amplitude moyenne de la marée.....	123
3.2.6.	La hauteur moyenne des houles	123
3.3.	Classement des variables	124
Chapitre III : Résultats et discussions		126
Partie 01 : Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire.....		127
1.	Modélisation de la propagation de la houle par le « Spectral Waves »	127
2.	Modélisation du champ des courants par le « Hydrodynamic Module ».....	130
3.	Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant par le module « Sand Transport ».....	133
4.	Simulation des crus des Oueds par le module « Mud Transport ».....	136
5.	Validation du modèle numérique.....	Erreur ! Signet non défini.
6.	Conclusion de l'étude hydro-sédimentaire.....	144
Partie 02 : Caractérisation et cartographie des aléas recul du trait de côte et submersion marine		146
1.	Recul du trait de cote	146
1.1.	Résultats	146
1.1.1.	De Jean Bart à Boudouaou el bahri.....	146
1.1.2.	Le littoral de Boudouaou Marine, Réghaïa et Boumerdès	148
1.1.3.	Le littoral de Zemmouri El Bahri	152
1.1.4.	Le littoral du Cap Djenat.....	153
1.1.5.	Discussion	157

2. Submersion marine	159
2.1. Résultats des calculs et cartographie de la submersion	159
Partie 03 : Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie	167
1. Résultats obtenus par variable	167
1.1. Géomorphologie.....	167
1.2. La pente côtière de l'avant plage	168
1.3. Taux d'élévation relative du niveau de la mer.....	170
1.4. Taux d'érosion et d'accrétion du littoral.....	170
1.5. Amplitude moyenne des marées.....	172
1.6. Hauteur moyenne des houles	173
2. Calcul de l'indice de vulnérabilité côtière	173
3. Discussion.....	175
4. Conclusion.....	179
Conclusion générale	160
Références bibliographiques	166
Article	177
Annexe	201
Annexe 01	202

Table des acronymes

A.F.N.O.R : Association Française de Normalisation

AMIS: Algerian coast Management through Integration and Sustainability

ANBT : Agence Nationales des Barrages et des Transferts

ANCC : Agence Nationale des Changements Climatiques

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques CEMTEF Centre d'Études Techniques Maritimes et Fluviales

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

APPL : Agence de promotion et de protection du littoral

BRGM : Bureau de Recherche Géologique et Minière (France)

CCNUCC : Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques CRAAG
Centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique

CIFOR : Centre de recherche forestière internationale

CNL : Commissariat National du Littoral

CRP : Centre Régional de Phytosociologie

CTS: Centre des travaux sur terrain

CVI: Costal Vulnerability Index

CVI: Indice de Vulnérabilité Côtière

DGPS: Différential Global Positioning System

DHI : Danois Hydraulic Institut

DHI: Institut Hydraulique Danois

DSAS : Digital Shoreline Analysis System

E : Est

ENSSMAL : Ecole National Supérieur des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral

EPR: End Point Rate

GIEC : Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat

GIZC : Gestion Intégrée des Zones Côtières

GPS : Global Positioning System

INCT : Institut National de Cartographie et de Télédétection

Km : Kilomètre

LCHF: Laboratoire Centrale d'hydraulique de France

LEM : Laboratoire des Etudes Maritimes

LRR : Linear Regression Rate

MNT : Modèle Numérique de Terrain

m/an : Mètre par an

m/s : Mètre par seconde

m : Mètre

N : Nord

NASA : National Aeronautics and Space Administration

NE : Nord-Est

NGA : Nivellement Général Algérien

NO : Nord-Ouest

NSM : Net Shoreline Movement

ONM: office national de la météorologie

ONS: Office National des Statistiques

PAC: Programme d'Aménagement de Réghaia.

PCR: Plan Côtier de Réghaia.

PDAU: Plan Directeur d'Aménagement et d'Urbanisme.

PPK: Post Processing Kinematic

Q3D: Quasi-tridimensionnelle

RGPH: Recensement Général de la Population et de l'Habitat.

RTK: Real Time Kinematic

S.H.F.N Service Hydrographique des Force Navale

s: Seconde

SDAAM: Schéma Directeurs d'aménagement des Aires Métropolitaines.

SHFN: Service Hydrographique des Forces Navales. (France)

SHOM: Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (France)

SIG: système d'information géographique

SN: Stratégie nationale

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

SSMO: Summary of Synoptic Meteorological Observations

Tp: Période pique

USGS: (United States Geological Survey) Institut d'études géologiques des États-Unis

WGS 84: World Geodetic System 1984 (système géodésique mondial révision de 1984)

Liste des figures

Figure I - 1 Situation géographique de La grande Baie de Zemmouri.	22
Figure I - 2 Position des «Maghrébides» (Domzig et al, 2006).	23
Figure I - 3 Carte géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides (Durand, 1969) modifié par (Domzig, 2006).	24
Figure I - 4 Séisme du 21 Mai 2003 d'Alger et de Boumerdes (CRAAG, 2003).	27
Figure I - 5 Carte typologie de la côte de Zemmouri(Benallou 2020).	28
Figure I - 6 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 (Sallaye, 2021).	29
Figure I - 7 Le système Sablonneux : 1-Plage de Réghaia, 2-Plage de Corso, 3-Plage de Zemmouri, 4- Plage de Djinet (Sallaye, 2021).	30
Figure I - 8 Cordon dunaire de Zemmouri, (Extrait de la carte topographique à 1/25000) (Sallaye, 2021).	31
Figure I - 9 Carte d'occupation du sol dans le secteur d'étude de l'année 2017 (Sallaye, 2021).	33
Figure I - 10 Zones fortement urbanisées dans le secteur d'étude de l'année 2017 (Sallaye,2021).	33
Figure I - 11 Bandes délimitées par la loi 02-02 du 05-02-2002.	34
Figure I - 12 Urbanisation des bandes des 100m, des 300m et des 800m.	35
Figure I - 13 Facteurs stimulants l'urbanisation (Courtin and Guengant 2011).	36
Figure I - 14 Le cordon dunaire de Zemmouri (a) et la plage Mandoura (b) (Sallaye,2021)	37
Figure I - 15 Carte d'occupation des sols du lac de Réghaïa (PAC, 2014)	42
Figure I - 16 Bathymétrie et topographie de la région Algéroise (MARADJA, 2003)	44
Figure I - 17 Moyennes mensuelles des températures (ONM, 2010-2020).	46
Figure I-18 Moyennes mensuelles des précipitations de la station marine de Dellys (ONM, 2010-2020).	47
Figure I - 19 Diagramme ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN appliqué au site d'étude, de la période (28 Mai 2010 au 03 Juin 2020).	48
Figure I - 20 Localisation des points de mesure des houles et des vents (Sallaye, 2021)	49
Figure I - 21 Roses trimestrielles et annuelles des houles au large de la zone d'étude entre 1992 et 2016. (www.waveclimate.com).	51
Figure I - 22 Roses annuelles et saisonnières des vents au large de la baie de Zemmouri entre 1992 et 2016. (www.waveclimate.com).	54
Figure I - 23 Roses annuelles et saisonnières des vents à proximité de la côte (ONM 1994-2013).	55
Figure I - 20Rose annuelle et saisonnières des vents à proximité de la côte (ONM 1994-2013).	55
Figure I - 23 Circulation générale de surface dans la mer Méditerranée (Millot and Taupier-Letage 2005).	57
Figure I - 26 Niveau de la marée au niveau du port d'Alger:(www.opalesurfcasting.net).	57
Figure I - 27 Réseaux hydrographique de la grande baie de Zemmouri (modifié).	58
Figure I - 28 Découpage du bassin hydrographique en sous bassins (ANRH, 2004).	60
Figure I - 29 Situation géographiques des barrages dans notre zone d'étude (ANBT 2018) (modifié).	61
Figure I - 28 Carte des facies sédimentaires de la grande baie de Zémouri (L.E.M, 2021).	63
Figure I - 29 Carte de distribution des lutites dans la grande baie de Zémouri (L.E.M, 2021).	65
Figure II - 1 Approche méthodologique adoptée pour de la modélisation intégrée du transport de sédiments non cohésifs.	70
Figure II - 2Schéma expliquant le transport des sédiments non cohésifs	80
Figure II - 3 Direction de houle pouvant atteindre la zone d'étude	82

Figure II - 4 Rose des houles au large utilisé pour le forçage aux limites du modèle	82
Figure II - 5 Bathymétrie de la zone d'étude	83
Figure II - 7 Localisation de la station de mouillage ADCP (Google Earth, 2022).	88
Figure II - 6 Bathymétrie de la zone d'étude	88
Figure II - 8 Schéma de l'installation de l'ADCP	90
Figure II - 9 Tractage de du support de l'ADCP par l'embarcation l'ADCP fixé sur sa structure en fibre de verre	90
Figure II - 10 Rose des courants relevés lors de la première campagne (LEM, 2015).	91
Figure II - 11 Rose des courants relevés lors de la deuxième campagne (LEM, 2015).	92
Figure II - 12 Rose des courants relevés lors de la quatrième campagne (LEM, 2018).	93
Figure II - 13 Rose des courants relevés lors de la cinquième campagne (LEM, 2018).	94
Figure III - 1 Recul classique d'une falaise	96
Figure III - 2 Pertes et gains sédimentaires d'un cordon littoral (Paskoff, 1998)	97
Figure III - 3 Recul du trait de côte d'un cordon sédimentaire en raison d'ouvrages transversaux (à gauche) ou longitudinaux (à droite) (Paskoff, 1998)	97
Figure III - 4 Organigramme montrant les différentes étapes appliquées dans cette étude. (Sallaye, 2021)	100
Figure III - 5 Choix de la ligne de référence du trait de côte (Sallaye, 2021).	100
Figure III - 6 Système complet du DGPS levé RTK base temporaire avec repaire, a : station de base, b : Station mobile, c, d, e : réglage de signal calibrage station base- station mobile. (LEM, 2021).	102
Figure III - 7 Principe de levé DGPS en mode RTK « Real Time Kinematic » (Boukhdiche, 2017).	103
Figure III - 8 Exemple de baseline et de transects sur la plage de Djenat	106
Figure III -9 Méthode statistique LRR.	107
Figure III -10 Méthode statistique NSM.	108
Figure III - 11 Typologie des submersions marines (franchissement, débordement, rupture d'ouvrage) (BRGM, 2012)	110
Figure III -12 Processus physiques en action lors d'une tempête : agitation et surélévation du plan d'eau.	111
Figure III -13 Exemple de profils espacés de 20m dans et courbes de niveau permettant le calcul de la pente de la plage émergée	113
Figure III -14 Schématisation du modèle de Sallenger (2000).	115

Liste des tableaux

Tableau I - 1 Le domaine littoral de la zone d'étude(Sallaye, 2021)	38
Tableau I - 2 Moyennes mensuelles des Températures à la station Dar El Beida de la période allant de (2010 à 2020) (ONM 2010-2020).	45
Tableau I - 3 Moyennes mensuelles des précipitations à la station de Dar El Beida de la période de 2010 à 2020 (ONM, 2010-2020).	46
Tableau I - 4 Fréquences annuelles et saisonnières d'apparition des houles au large par direction (%) entre 1992 et 2016 (www.waveclimate.com).	49
Tableau I - 5 Fréquences des classes des hauteurs significatives en fonction des directions dominantes au large entre 1992 et 2016 (www.waveclimate.com).	50
Tableau I - 6 Distribution des fréquences d'apparitions annuelles et saisonnières des vents au large durant la période (1992-2016) (www.waveclimate.com)	52
Tableau II - 1Caractéristiques de la houle au large	82
Tableau II - 2Les paramètres sortants du module SW	84
Tableau II - 3Caractéristiques des oueds présents au niveau de la baie de Zemmouri (ANRH, 2009).....	86
Tableau II - 4Paramètres techniques de la mission.	89
Tableau II - 5Séquence de principal évènement (deux périodes : 28/02/2015 au 23/08/2015 et du 30/07/2018 au 22/11/2018)	89
Tableau II - 6Liste des données utilisées dans cette étude	98
Tableau II - 7Erreurs estimées pour chaque source de données sur le littoral.	101
Tableau II - 8Erreurs estimées du DGPS	104
Tableau II - 9Classification des valeurs de changement du trait de côte à partir des paramètres EPR, LRR et NSM.	108
Tableau II - 10Caractéristiques des vagues et surcotes marines pour des périodes de retour annuelle, décennale et cinquantennale. Hs : Hauteur significative de la houle ; Tp : période de pic de la houle L0 : longueur d'onde de la houle au large.	114
Tableau II - 11Les Cinq niveaux des six variables de la classification côtière faite par l'USGS sur la côte Atlantique des Etas-Unis (Thieler et Hammar-Klose, 2000).....	125

Introduction générale

Introduction générale

De nos jours, selon B.Castelle (2004), plus de 50 % de la population mondiale habite dans des zones côtières et 12 des 13 plus grandes villes sont situées sur les côtes. L'importance de ces milieux se traduit par leurs richesses naturelles et leurs potentialités économiques, ce sont des milieux destinés à jouer un grand rôle dans le développement socio-économique dans la majorité des pays. Or, actuellement, les littoraux et les plages sableuses ouvertes aux agitations marines en particulier reculent. Selon **R. Paskoff (1984) et C.Pirazzoni (1997)** plus de 80% des côtes à l'échelle mondiale sont en voie d'amaigrissement.

L'Algérie, qui a un important linéaire de côte (1622 km) est pratiquement touchée par le phénomène d'érosion et le recul du trait de côte sur toute l'étendue de sa façade maritime (orientale, centrale et occidentale). A titre d'exemple dans la baie de Jijel **M.Boutiba (2006)** a trouvé un taux de recul de (-0.2 à -0.5m/an) entre 1865 et 1960 et (-0.7 à -1.7m/an) entre 1960 et 2003.

Le littoral algérois, très diversifié (falaises, plages, dunes et zones humides), souffre dans sa majorité d'un problème d'érosion, qui ne cesse de croître en raison des forces naturelles et anthropiques auxquelles il est exposé à différentes échelles (**Bouhamadouche, 1993**). Ces contraintes induisent un recul du trait de côte qui provoque la disparition de certaines plages (**Dean, 2000**). Dans l'algérois, entre Cap Djenat et Cap Chenoua. Dans le cadre des projets **PAC (2006) et AMIS SMAP III (2006)** les taux de recul sont très inquiétants (-0.8 à -1.6m/an) entre 1959 et 2003.

La zone littorale située à l'Est d'Alger, connaît actuellement un important développement socio-économique et urbanistique très intense. Souvent, ces infrastructures et les habitations sont érigées tout près de la mer, et sont donc sujettes à démâter du niveau de la mer et aux effets tempétueux du climat. A cet effet, une compréhension des tendances au recul de la ligne de rivage s'avère nécessaire afin de prendre de mesures réglementaires au domaine de la côte. Cela exige de nous la connaissance des positions historiques et actuelles de la ligne de rivage. Dans cette étude nous avons utilisé une nouvelle méthode de photogrammétrie pour la création des anciennes lignes de rivage.

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; Othman et al., 2019 et Sallaye, 2021))**.

Aussi, l'élévation du niveau de la mer aura également comme conséquence « la submersion des terrains les plus bas » qui sont étendus sur tout le long de la zone d'études ; c'est ce qui constitue aussi un risque majeur.

L'analyse générale du fonctionnement du littoral, première phase de l'étude d'aléa s'appuie principalement sur la bibliographie existante ainsi que sur des observations de terrain mais peut demander des analyses spécifiques (instrumentation, modélisation, dires d'expert, etc.). Elle comprend les étapes suivantes :

- la description hydro-sédimentaire du site : elle a pour objectif d'analyser les transports sédimentaires et les évolutions du littoral qui en résultent, les évolutions de la position du trait de côte et de la morphologie de la frange littorale. Elle s'appuie sur :
- l'analyse du cadre géomorphologique : types de côtes, caractéristiques géologiques, hydrogéologique et morpho-sédimentaires,
- les conditions climatiques, météorologiques et hydrodynamiques associées (niveaux marins, houles, etc.),
- le fonctionnement hydro-sédimentaire : analyse des transits sédimentaires,
- l'approche historique : plusieurs points sont analysés lors de cette phase : l'évolution de la position du trait de côte et de la morphologie de la frange littorale, les événements historiques de submersions marines, l'évolution de l'occupation humaine et de l'implantation des ouvrages de protection. Une analyse chronologique de ces différents points permet d'apporter des éléments

de compréhension complémentaires à l'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire.

L'acquisition des données relatives aux mouvements sédimentaires sur la plage et les variations morphologiques induites par cette dynamique sédimentaire a été réalisée suivant suite à une recherche bibliographique, jusqu'à ce jour où une campagne de mesures topobathymétriques et de prélèvement des sédiments in-situ sera prévue dans les mois à venir. Le but recherché donc à travers cette étude nous permettra de :

- mieux comprendre les processus qui commandent les différentes positions de la ligne de rivage ;
- de connaître les taux nets d'évolution du trait de côte sur une période mi-séculaire (1959-2017) ;
- d'aboutir à un bilan hydro-sédimentaire global, ainsi qu'à la connaissance des échanges sédimentaires à l'intérieur de cette portion côtière et l'élévation niveau de mer aux points bas de la côte ;
- déterminer les impacts des activités humaines, sur la mobilité de ligne de rivage et sur le taux net de cette évolution ;
- cartographier ces deux aléas et aboutir à un plan de gestion et de prévention des risques côtiers.

Pour ce qui des outils utilisés ; l'analyse du fonctionnement hydro-sédimentaire de cette côte se fera avec l'outil mike 21. Aujourd'hui, les modèles numériques sont couramment utilisés en génie côtier. Ils font encore l'objet de nombreuses recherches (**Brière, 2005**). mike, delft3D, telemac et sms, sont les modèles couplés les plus populaires. Ils peuvent décrire assez correctement la morphodynamique d'un système (**Brière, 2005**). Dans le cadre de cette thèse, l'approche retenue consiste a priori en la modélisation couplée mike 21.

Du fait de la possibilité d'intégrer la dynamique naturelle des processus naturels de sorte que le résultat soit compatible avec le réel de façon satisfaisante, nous avons choisi mike 21/3 FM modèles couplés pour simuler le régime hydro-sédimentaire dans le secteur d'intérêt.

Et pour l'approche historique, elle se fera avec des formules empiriques pour la submersion marine et avec l'outil DSAS pour l'évolution du trait de côte.

Cette démarche vise à mettre à la disposition des gestionnaires du littoral, des éléments techniques de compréhension de la vulnérabilité à travers l'injection de données récentes de haute résolution dans une méthodologie pertinente. Dans cette optique et pour mener à terme ces objectifs, la thèse a été structurée autour de cinq chapitres :

- Le Chapitre I intitulé « Généralités sur la zone d'étude » correspond à une approche générale qui permet de placer la côte de La grande baie de Zemmouri dans son cadre régional (sur tous les plans géographique, topographique, géologique, bioclimatique, hydrodynamique, hydrographique et morpho-dynamique) à travers une synthèse bibliographique et la présentation de la zone d'intérêt. Ceci nous aidera à mieux comprendre la mise en place des paysages actuels du site d'étude soumis à une intense évolution morpho-dynamique.
- Le Chapitre II intitulé « Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire » : Cette partie est consacrée à étudier la sédimentologie sous-marine ainsi que l'hydrodynamisme à l'avant côte de la baie de Zemmouri. La méthodologie adoptée est basée sur une approche standard, échantillonnage et analyse granulométrique pour la partie étude sédimentaire. Ainsi, qu'une modélisation numérique par le biais du mike 21-DHI de l'institut hydraulique Danois qui est un puissant système de modélisation numérique des phénomènes physiques (Houle, Courant et Transport sédimentaire), il permet de faire des simulations à grande échelle et d'augmenter la résolution des mailles de calculs à certains endroits du domaine simulé à l'aide de grilles imbriquées. L'objectif principal de cette partie consiste à reconstituer le climat hydro-sédimentaire afin d'aboutir à un modèle numérique calibré sur la base des enregistrements de courants et des déplacements de sable obtenus sur le terrain. Ce modèle superpose les processus hydro-sédimentaires afin de donner quelques éléments de réponse aux questions posées dans la problématique, qui concernent plus particulièrement l'érosion et la submersion marine.
- Le Chapitre III intitulé « Caractérisation et cartographie de l'aléa recul du trait de côte » se penche sur l'étude des variations historiques de la position de la ligne de rivage, l'identification et la description des zones d'érosion tout le long de cette côte permettrons,

sans doute, d'avoir une vue complète sur les processus côtiers et les méthodes d'approches qui peuvent être utilisées lors des études côtières dans un contexte régional.

- Le Chapitre IV intitulé « Caractérisation de l'aléa submersion marine » a pour objectif de cartographier la submersion en utilisant une méthode basée sur le croisement du niveau marin extrême d'occurrence quinquennal et centennale et de l'altimétrie globale de la zone d'étude.
- Le Chapitre V intitulé « Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie » cette partie consiste à évaluer la vulnérabilité côtière de La grande baie de Zemmouri à l'aide de l'indice de vulnérabilité côtière (IVC) en utilisant six variables différentes. Ces variables sont considérées comme des paramètres de risque relatif et intégrées par des techniques géospatiales (c'est-à-dire télédétection et SIG), puis classées pour estimer le degré de vulnérabilité du littoral.

Chapitre I : Généralités sur la zone d'étude

1. Situation géographique

La grande baie de Zemmouri (ex. baie de Courbet) se situe à une quarantaine de km à l'Est d'Alger (figure I-1). C'est une baie largement ouverte vers le nord sur 45 km environ, dont le linéaire côtier s'étale sur une cinquantaine de kilomètres (51 km).

Le rivage prend une orientation nord-est, sud-ouest, et ses coordonnées Lambert sont :

- $3^{\circ}13'18''$ et $3^{\circ}43'24''$ de longitude Est.
- $36^{\circ}52'45''$ et $36^{\circ}48'48''$ de latitude Nord.

La grande baie de Zemmouri est limitée par :

- La Méditerranée occidentale au nord.
- La plaine de la Mitidja au sud.
- Le Cap Djinet à l'est.
- Le Cap Matifou à l'ouest.

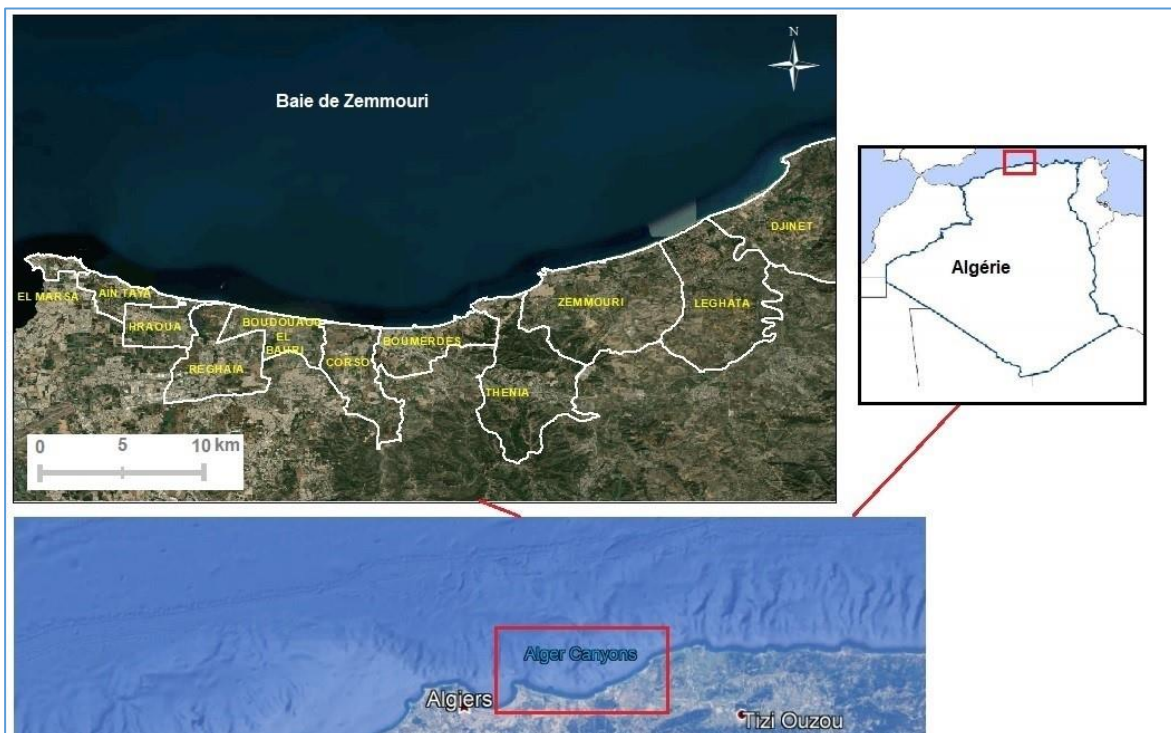


Figure I - 1 Situation géographique de La grande Baie de Zemmouri.

2. Aspect géologique et géomorphologique

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.

2.1. Cadre géologique et sismique

Du point de vue géologique, la région de la grande baie de Zemmouri appartient aux zones internes des Maghrébides (figure I-2), segment orogénique de la branche dinarique de l'orogène alpin périméditerranéen (Durand Delga 1969, Durand Delga et Fontbote 1980).

La structure des Maghrébides résulte de l'affrontement des plaques Africaine et Européenne. Cette collision est précédée d'une subduction de l'Afrique sous l'Europe (Durand, et al. 1980; Wildi, 1983).

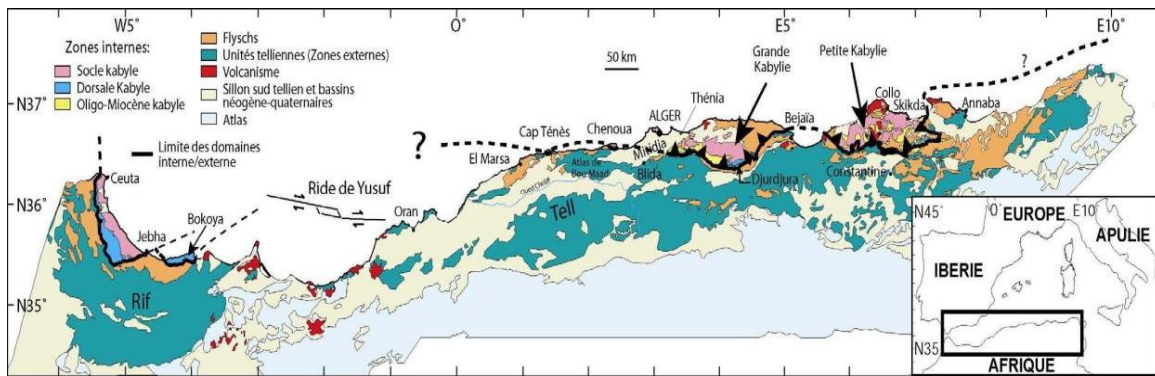


Figure I - 2-A Position des «Maghrébides» (Domzig et al, 2006).

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 $M=6,2$ selon le CRAAG en 2003 (Fig I.2-B).

Ce séisme a provoqué un tsunami dans les îles Baléares et le choc principal a été ressenti jusqu'à 400 km de la zone épiscopale. 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.

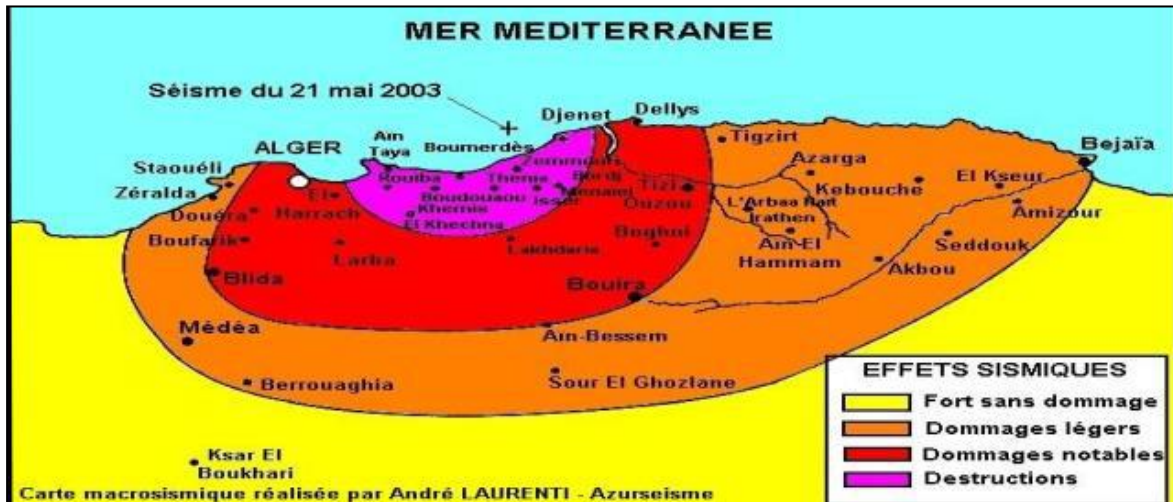


Figure I – 2-B Séisme du 21 Mai 2003 d'Alger et de Boumerdes (CRAAG, 2003).

2.1.1. Cadre géologique régional

En Algérie du Nord, la chaîne alpine comprend des unités internes constituées par des nappes allochtones. Certaines de ces unités comportent un socle et sa couverture méso-cénozoïque, d'autres ne comportent que des flyschs. Ces ensembles sont charriés sur d'autres unités, dites externes, qui se rattachent paléo-géographiquement au craton Africain (figure I-3) (Belanteur, 2001).

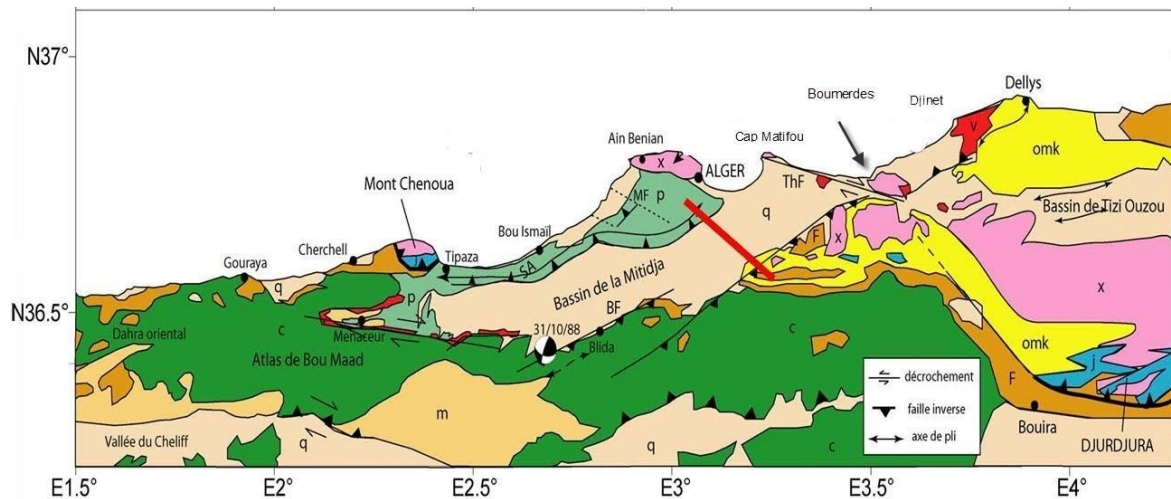


Figure I - 3 Carte géologique montrant les relations entre les différentes unités des Maghrébides (Durand, 1969) modifié par (Domzig, 2006).

- **Domaine interne**

a- 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 et les flyschs.

b- 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 (Saadallah, 1992).

c- la dorsale kabyle : La dorsale kabyle se présente sous forme d'écaillés d'âge Permo-triasique à Eocène moyen (Lutétien). Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias

- **Domaine externe**

Ou domaine tellien, 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 km vers le Sud. Les deux domaines externe et interne se sont affrontés suite au rapprochement 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.

2.1.2. Les principales formations géologiques

- **Le socle Kabyle**

Il est formé de terrains métamorphiques, 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.

- **Les intrusions magmatiques**

Se rencontrent au Cap de Matifou, elles englobent les andésites quartzitiques du Burdigalien et le socle rhyolithique du Vindobonien qui affleurent au niveau de Ain Taya.

- **Les formations mio-plio-quaternaires**

- **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 Djenet.

- **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 marno-argileux et marno-calcaires, ses formations sont abondantes sur le long des falaises de Boudouaou El Bahri.

- **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 affleurent sur les rives de Oued Réghaia et au niveau de la plage de Ain Taya.

- **L'Astien**

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

- **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 de quaternaires sont représentés par des sédiments marins alluviaux et éoliens, des sables grossiers, 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 et Tatreg).

Ces dépôts sont caractérisés aussi par des anciennes accumulations qui affleurent aux pieds des falaises, ces dunes de couleur beige étaient constituées d'un sable consolidé lité et renfermant de coquilles. A Boumerdès et à Boudouaou Elbahri, ces dunes n'existent plus. Actuellement, elles sont enlevées à cause de la construction du boulevard 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 et constituent ainsi de 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 de oueds Réghaia, Tatrak 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 puissance maximale est de l'ordre de 15m.

Les différents affleurements 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.

2.1.3. Synthèse géologique

Les formations géologiques résistantes contribuent très peu dans l'alimentation du stock sédimentaire côtier actuel. Les sédiments sableux qui se présentent sur les plages de la baie proviennent essentiellement de l'érosion des formations quaternaires. Le stock sédimentaire actuel localisé sur une bande étroite le long de la côte, est très varié. La variabilité spatiale des caractères granulométriques des sédiments influence beaucoup sur la magnitude des transferts sédimentaires qui s'opèrent au niveau de cette côte. De ce fait, la connaissance des transports sédimentaires long-shore et cross- shore vers l'avant côte entre cap Matifou et cap Djinet s'avère nécessaire pour comprendre la morphodynamique de cette portion côtière.

2.2. Cadre géomorphologique

La géomorphologie du littoral s'intéresse à l'étude de l'évolution des formes littorales face au processus hydrodynamiques (vagues, houles et courants) et d'autres divers processus.

La zone de Zemmouri présente une diversité de formes littorales, ils se développent plusieurs systèmes morphologiques qui sont le produit d'interaction entre les processus morphodynamiques et la géologie complexe du site. La mise en place de ces derniers ainsi que leurs évolutions correspondent à des âges mio-plio-quadernaires à l'exception du Cap Matifou, où, on assiste à l'affleurement du socle primaire.

2.2.1. La géomorphologie continentale

- **La morphologie continentale**

Le littoral entre Cap Matifou à l'Ouest et Cap Djinet à l'Est, présente une grande variété morphologique telle que les falaises, les dunes et les plages.

- a- Les falaises**

Deux types de falaises peuvent être mis en évidence : Les falaises entaillées dans des roches dures et celles Les falaises entaillées dans des roches tendres.

- **Les falaises entaillées dans des roches dures**

Elles se situent tout le long de la côte d'El Marsa (Cap Matifou) jusqu'au port de Jean Bart (figure I-4 et I-5). Ces falaises sont hautes de 20 et 40m, se rencontrent aussi au niveau de Rocher Noir et Figuier à Boumerdès.

Ces falaises actives, malgré leur apparence de dureté, sont très affectées par les variations de température et les pluies en saison hivernale ainsi que par les vagues de tempêtes qui forment des encoches. Par endroits elles laissent devant elles de petites criques sableuses.



Figure I - 4 falaise entaillée dans des roches dures au niveau d'El Marsa (01)



Figure I - 5 falaise entaillée dans des roches dures au niveau d'El Marsa (02)

▪ **Les falaises entaillées dans des roches tendres**

Les falaises de la côte Est Algéroise, entre Ain Taya et Figuier (Boumerdès), se caractérisent par des hauteurs variant en moyenne entre 20 et 25 m (17m au minimum et 30m au maximum). Ces falaises sont entaillées dans des marnes bleues et calcaire du Pliocène inférieur et supérieur. Elles sont influencées par la gravité et l'infiltration d'eau et particulièrement sensibles lorsqu'elles contiennent des couches d'argile, elles sont propices aux glissements de terrain (Figure I6, I-7 et I-8).



Figure I - 6 falaise entaillée dans des roches tendres au niveau d'El Zarzouria



Figure I - 7 falaise entaillée dans des roches tendres au niveau de Chebe Chebe (Reghaia)



Figure I - 8 falaise entaillée dans des roches tendres à l'Est du port de Jean Bart

▪ **Les microfalaises (les bermes)**

La microfalaise (moins de 2 mètres) ou la falaise constitue la rupture de la dune. Par l'action des houles de tempêtes ou des glissements de terrain, la pente de la dune devient plus abrupte et dissipe de moins en moins la force des vagues sur la côte. Les sédiments ainsi prélevés sont emportés et transportés le long du littoral, contribuant ainsi au bilan sédimentaire de la côte (figure I-9 et I-10).



Figure I - 9 microfalaise au niveau de la Plage d'El Kadous



Figure I - 10 microfalaise au niveau de la plage Zemmouri El Bahri

b- Les dunes littorales

Les dunes résultent d'une accumulation de sable transporté par le vent (sédiments éoliens). Elles sont donc très dynamiques car elles changent au gré des vents. Au niveau de zone d'étude nous relevons deux types de cordons dunaires, un cordon dunaire ancien et un cordon dunaire actuel :

▪ Le cordon dunaire ancien

Ce sont des accumulations éoliennes anciennes, figées ou fixées par une végétation. Elles sont disposées parallèlement à la ligne de rivage et situées après les dunes bordières actuelles (figure I-11 et I-12).



Figure I - 11 cordon dunaire ancien au niveau de Corso El Bahri



Figure I - 12 cordon dunaire ancien au niveau de Reghaia (Chabe Chabe plage).

- **Le cordon dunaire actuel (dunes bordières)**

Les dunes bordières se forment le long des côtes basses où les vents et l'apport de sédiments par la dérive littorale permettent l'accumulation de sable sur les plages. Elles bordent le haut de la plage, c'est un milieu très sensible et presque partout en érosion (figure I-13). Sur sa surface, on trouve une végétation psammophile. Cette couverture végétale est le plus souvent

empêchée par l'action de piétinement, surtout en période estivale. Ceci favorise la création des couloirs de déflation éolienne (figure I-14).



Figure I - 13 dunes bordières au niveau de la plage El Kadous



Figure I - 14 couloir de déflation éolienne (El Kadous).

c- Les plages

Elles sont présentes sur toute la côte de la zone d'étude (figure I-15), ce sont des zones sableuses élaborées avec des matériaux autres que la vase des sables fins (particules avec des diamètres < 2 mm), des graviers (2mm à 2 cm de diamètre) ou des blocs (2 cm à 20 cm de diamètre). Ces sédiments parviennent sur les plages de trois (3) façons :

1. le transport de l'intérieur des terres vers la plage par les rivières ;
2. le transport le long de la côte (dérive littorale);
3. l'érosion des dunes, des microfalaises et des falaises.



Figure I - 15 Plage sableuse (au niveau de Zemmouri El Bahri)

d- Les Plans d'eau côtiers et zones humides

Les plans d'eaux côtiers ont le siège de processus écologiques particuliers qui permettent l'installation d'une diversité spécifique importante parfois endémique et patrimoniale pour l'ensemble du bassin méditerranéen. Les habitats de ces zones humides disséminés le long du littoral algérien sont souvent organisés autour de maquis boisé, pré en amont, lacs et marécages, pentes et talus, digue, friches et cultures, plage et cordon dunaire. Divers habitats remarquables y sont mis en évidence.

Le lac de Réghaïa est un lac se situe dans la commune de Réghaïa distante de 29 kilomètres à l'est de la ville d'Alger (figure I-16). Il recueille les eaux d'un bassin versant de 842 kilomètres carrés d'où débouche l'Oued Réghaïa. Ce lac, avec la forêt de Réghaïa, a été reconnu site Ramsar le 4 juin 2003.



Figure I - 16 Photo vue du ciel du lac de Réghaia

Les différentes formes morphologiques constituant la baie de Zemmouri peuvent être regroupées dans la figure suivante :

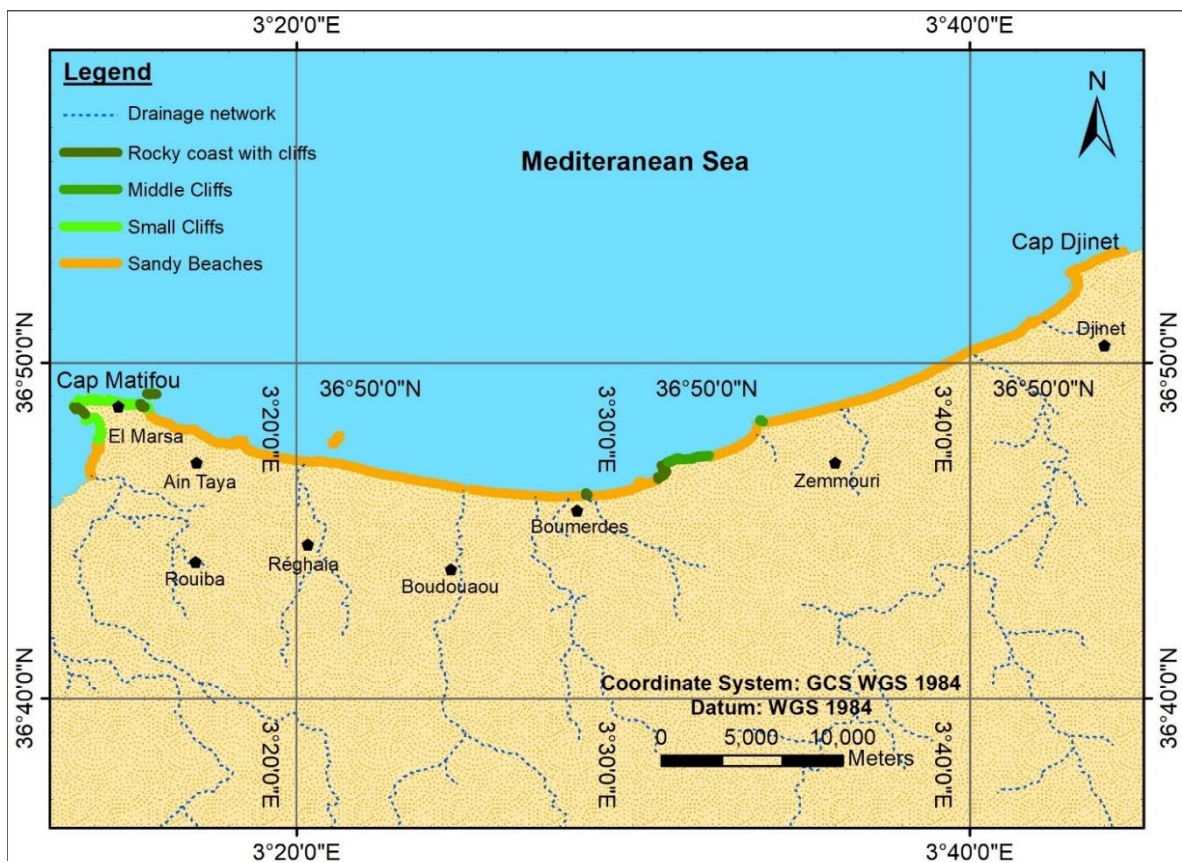


Figure I - 17 Carte de la classification morphologique de la baie de Zemmouri

2.2.1. La géomorphologie sous-marine

La baie est caractérisée par l'étroitesse de son plateau continental : 1.5 km (Leclaire, 1972), il se rétrécit au niveau du mont de Thénia où la tectonique est active, sa largeur ne dépasse pas les 3 km, par ailleurs, en face de la zone basse d'Isser, la largeur du plateau peut atteindre de 15 km.

La marge continentale algérienne est orientée E-W à NE-SW. Elle est caractérisée par la diversité, la forte déclivité et de nombreuses vallées sous-marines. La morphologie sous-marine du bassin méditerranéen algérien est étudiée à partir des cartes bathymétriques illustrées dans les travaux de Caulet (1972) ; Leclaire (1972) et Lecann (1978).

La marge algérienne est relativement peu étendue et très escarpée (largeur de 24 Km). L'analyse des cartes bathymétriques du Nord-Ouest de l'Algérie (figure I-18), et de la grande baie de Zemmouri réalisées par Leclaire 1972 montre que la marge de notre zone d'étude renferme de différentes unités morphologiques suivantes :

Le plateau continental est généralement réduit (7 Km de largeur) avec des isobathes grossièrement parallèles aux rivages. En face des massifs élevés sur la côte, le plateau continental est réduit et inversement en face des bassins néogènes (bassin de la Mitidja) ce dernier est assez large.

A l'Est de la baie d'Alger le plateau continental est relativement étendu au Cap Matifou, et rétrécie devant les îles Sendja, pour reprendre à nouveau sa largeur au droit de Réghaia, dans cette région le plateau est large de 5km.

Le talus continental mis en évidence par le resserrement des isobathes signale une rupture de pente sur une distance allant de 80 à 150m.

Un glacis très peu développé ; Un bassin profond, sous forme d'une cuvette relativement plate, profonde de 2700 m et percée par de nombreux diapirs ou rides de sel de hauteur peu élevée. Ce bassin est limité au sud par une pente généralement très forte (plus de 10° et parfois 20°, Leclaire, 1972). Le long de la pente, le canyon d'Alger de direction NW-SE entaille profondément la pente au large de Zemmouri (Boudiaf, 1996), ainsi que l'édifice sédimentaire de Deep sea fan (structure en éventail) en face de la ville d'el Marsa (El Robrini, 1986).

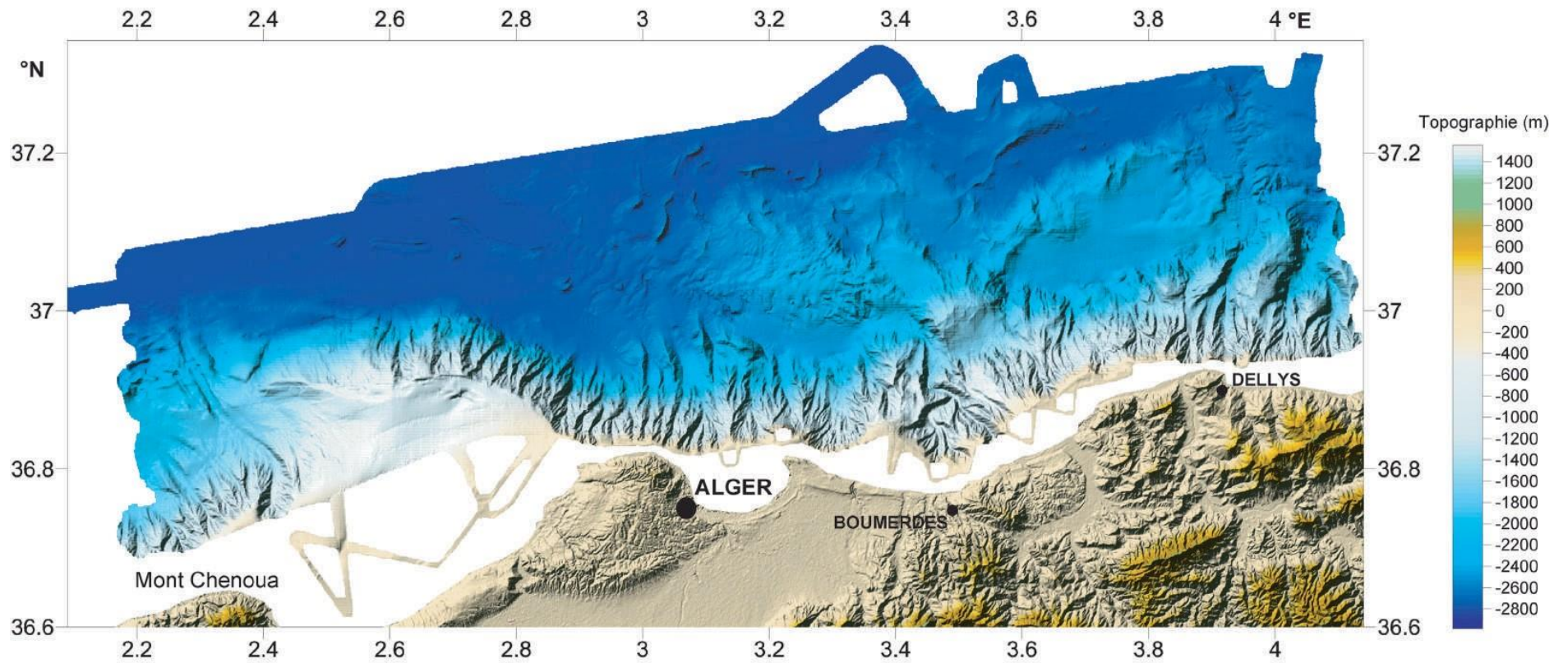


Figure I - 18 Bathymétrie et topographie de la région Algéroise (Source MARADJA 2003)

3. Aspect hydro-climatologique

3.1. Contexte climatique et hydrologique

L'étude des paramètres climatiques nous permet de mieux comprendre les transferts sédimentaires le long des côtes qui participent activement dans l'évolution morphodynamique du littoral.

La grande baie de Zemmouri est caractérisée par un climat de type méditerranéen, relativement froid et humide en hiver, chaud et sèche en été.

3.1.1. Les vents

Pour une région côtière, la connaissance des régimes des vents a une extrême importance. En effet ils sont des générateurs de vagues et de courants superficiels, leur impact croît avec leur vitesse (Moulin 1978). Ils jouent donc un rôle important dans l'évolution géomorphologique des milieux littoraux d'une part, surtout les côtes basses d'accumulations des régions à climat sec (Boutiba, 2006) et d'autre part dans l'évolution des forçages hydro-météorologiques responsables de la mobilité des sédiments le long des côtes (Boutiba, 2006). Ce facteur joue un rôle considérable dans les transferts sédimentaires directement sur la partie aérienne et par les différents agents hydrodynamiques générés par celui-ci sur la partie immergée.

Deux bases de données sont utilisées pour décrire le régime général des vents :

- La première au large (Données du MedAtlas 1999-2004).
- La seconde à la côte du site d'étude (Données de l'ONM 1994-2013).

- **Régime général des vents au large :**

Dans ce présent travail, nous avons exploité les données de la campagne MADATLAS (1999-2004) présenté sous forme de tableaux bi-variables contenant les fréquences d'apparition annuelle et saisonnière des vents, calculées à partir de la série de données enregistrée au niveau de la station la plus proche du site d'étude située à 3°E 37°N au large de la Baie d'Alger à 35m de profondeur.

L'analyse statistique des données au large nous a permis de déterminer la fréquence d'apparition du vent par direction à deux échelles ; annuelle et saisonnières et de tracer les roses de vents associés (tableau I-1 et figure I-19). On distingue deux régimes dominants :

- **En période estivale** : Les vents dominants proviennent des secteurs Est à Nord-Est avec une fréquence d'apparition de 61,61%.
- **En période hivernale** : Les vents dominants proviennent des secteurs Ouest à Sud-Ouest avec une fréquence de 48,04 %.
- **La rose annuelle** : Elle fait apparaître 3 directions essentielles des vents dominants : est, nord-est et ouest avec des fréquences d'apparition respectives de 29%, 17% et 21 %.

Tableau I - 1 Fréquences d'apparition des vents au large par direction (MedAtlas, 1999-2004)

	Annuelle	Hiver	Printemps	Eté	Automne
N (0° ± 15°)	4,47	5,49	4,85	5,48	3,72
NE (45° ± 15°)	17,19	7,69	17,51	29,21	14,97
E (90° ± 15°)	21,05	9,99	21,65	32,4	20,2
SE (135° ± 15°)	7,01	7,19	8,198	7,27	6,43
S (180° ± 15°)	5,9	9,79	5,97	2,59	5,72
SW (225° ± 15°)	13,42	21,47	10,22	5,08	13,56
W (270°N ± 15°)	21,05	26,57	21,35	9,57	25,32
NW (315°N ± 15°)	7,32	9,19	7,186	5,78	6,93

L'analyse des données statistiques des vents montre que notre site d'étude est caractérisé par des vents provenant principalement des secteurs Ouest à Nord-Ouest pendant la saison hivernale de secteurs Est à Nord-Est pendant saison estivale.

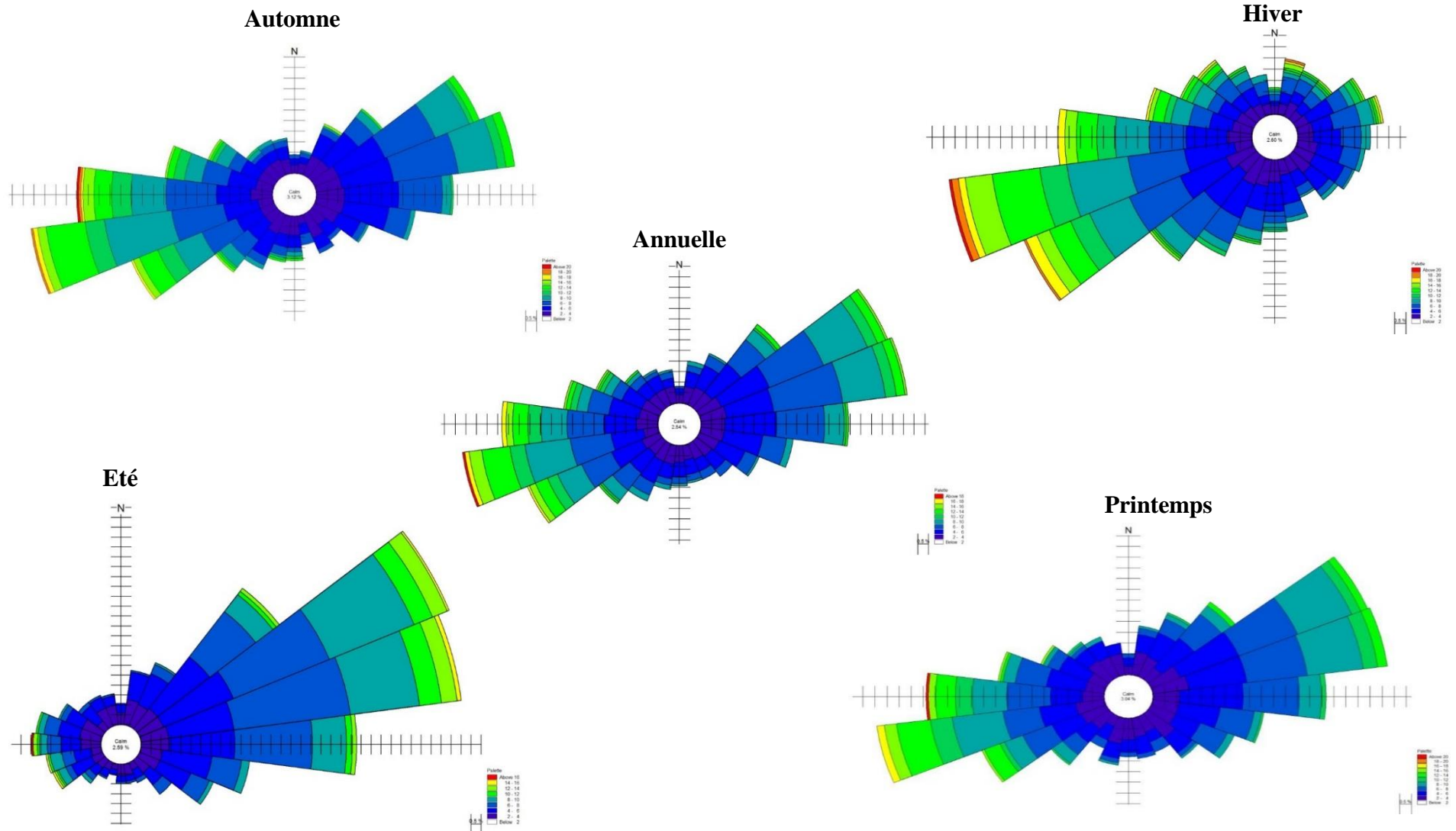


Figure I - 19 Roses annuelle et saisonnières des vents au large de la grande baie de Zemmouri (MedAtlas 1999-2004)

- **Régime général des vents à la côte :**

L'analyse du régime des vents à la côte a été réalisée 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 annuelle et saisonnières des vents (figure I-20).

Ces données démontrent une répartition similaire pour la rose annuelle et les quatre saisons. Les vents dominants proviennent du secteur Nord Est avec des fréquences d'apparition respectives de 65% annuellement, 75% durant l'hiver et 54% durant l'été.

- Les vents forts avec des vitesses maximales $> 20\text{m/s}$ sont rares ($< 0.1\%$).
- Les vents avec des vitesses pouvant atteindre les 20m/s apparaissent pendant l'hiver.
- Les vents avec des vitesses qui ne dépassent pas les 15m/s sont rares et apparaissent surtout pendant les trois autres saisons (Automne, Printemps et Eté).
- Les vents avec des vitesses qui oscillent entre 2 et 5 m/s sont dominants avec des fréquences d'apparition de 50% durant toute la période annuelle, 59% en période hivernale, et 40% en période estivale.
- Le pourcentage calme pour toutes directions confondues est faible durant l'hiver (21.68%) et plus important durant l'été (41.37%).

Les valeurs affichées sur les mouvements de sable selon (Bagnold, 1954) sont généralement supérieures aux seuils admis pour le début d'entraînement des particules sableuses par le vent fixées respectivement à 6.25 m/s et 6.17 m/s . ces valeurs attestent également une dynamique éolienne efficace dans la région (Boutiba, 2006).

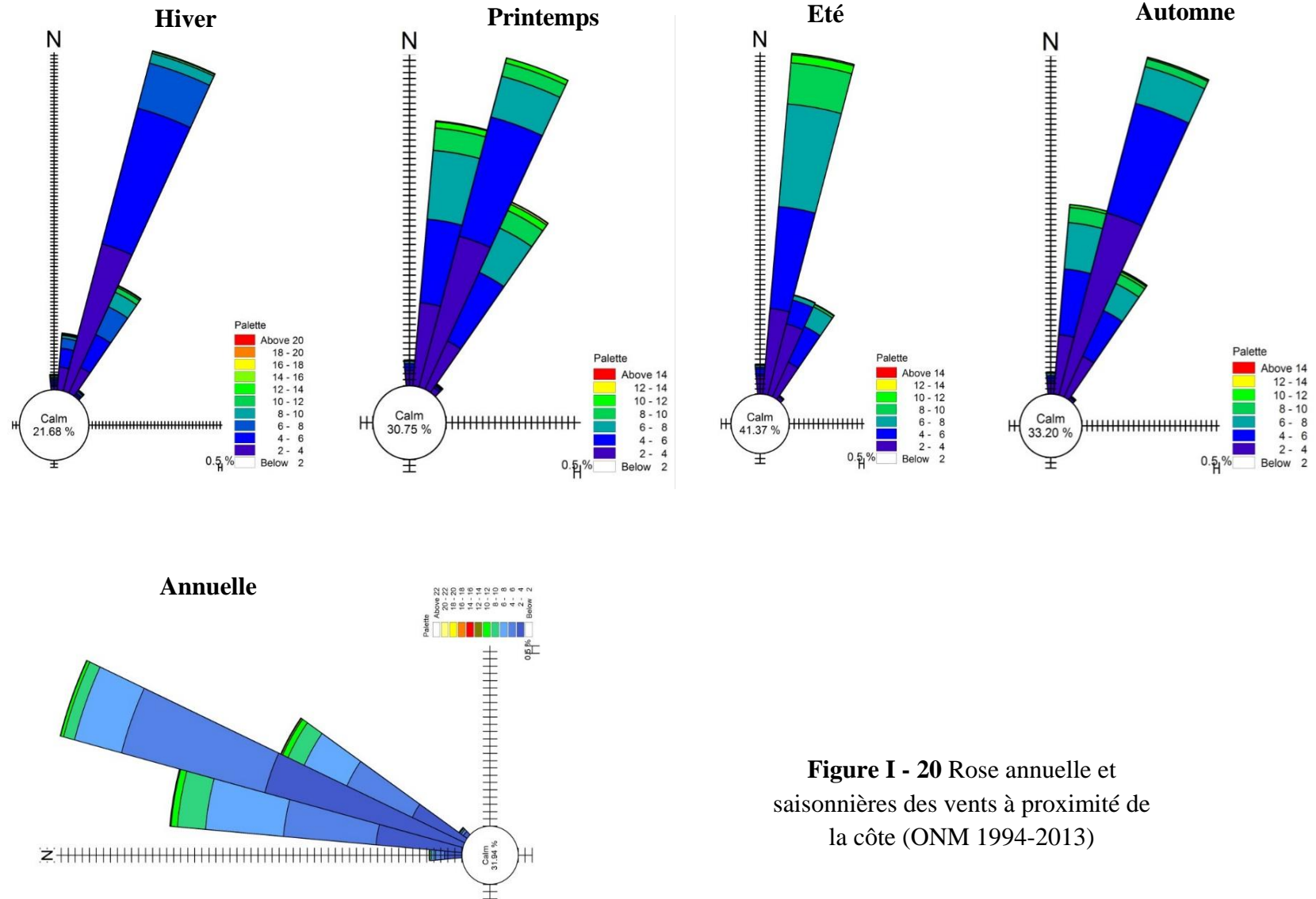


Figure I - 20 Rose annuelle et saisonnières des vents à proximité de la côte (ONM 1994-2013)

3.1.2. La température

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 Dellys AFIR, ces enregistrements couvrent une période de 20 ans allant de 1990 à 2014. Cette analyse confirme que la zone d'étude est soumise à l'influence du climat méditerranéen avec une alternance de deux saisons :

- Une saison froide et humide.
- Une saison chaude et sèche.

L'analyse des températures moyennes mensuelles de la grande baie de Zemmouri (figure I-21) démontre que la saison estivale qui s'étale du mois de mai jusqu'au mois de septembre est caractérisée par des températures relativement élevées qui atteignent leur maxima en mois d'Août 29°C. La saison hivernale connaît son mois le plus froid en février avec un minima de 9°C. Les écarts thermiques restent généralement faibles.

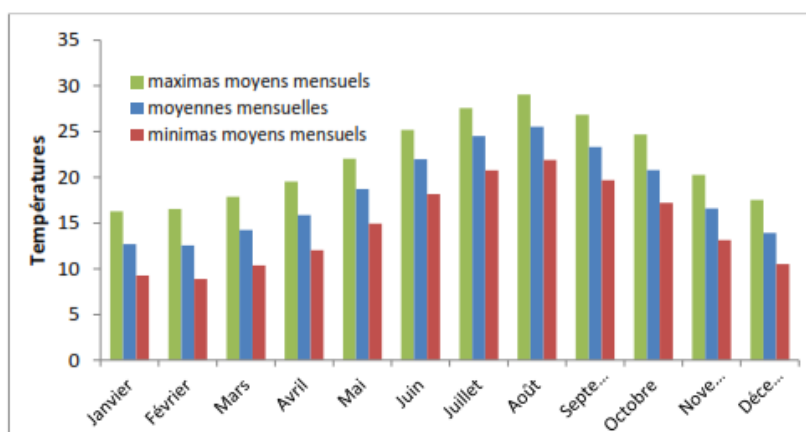


Figure I - 21 Moyennes mensuelles des températures à la station marine de Dellys, période (ONM, 1994-2014).

3.1.3. Les précipitations

Le climat de la région est un climat type méditerranéen, pluvieux en hiver, sec en été. L'analyse de la carte pluviométrique du Nord de l'Algérie établie par l'ANRH sur la base de la pluviométrie moyenne (figure I-22), montre que les précipitations s'intensifient au niveau des hautes altitudes (chaîne de montagne) en avoisinant les 1300 mm/an, et diminuent au niveau des basses altitudes à savoir la chaîne centrale vers le sud et littorale vers le nord en avoisinant les 1120 mm/an pour atteindre les 985 mm/an au niveau des plaines littorales.

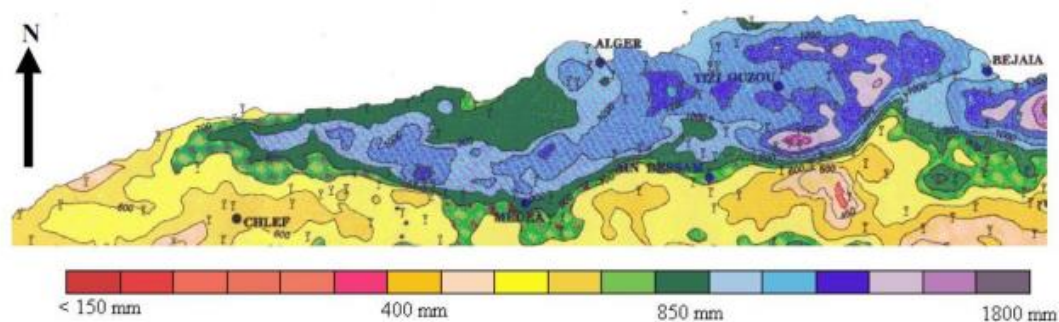


Figure I - 22 Carte de la pluviométrie (moyenne annuelle) de la région d'étude (ANRH, 1993)

Sur la base de la même série de données, le bilan global mensuel des précipitations établies sur une période de 19 ans (1994-2012) fait ressortir que le total des précipitations a atteint 14 354 mm avec une valeur moyenne de 2500 mm/an. Le mois le plus pluvieux est celui de Novembre avec un bilan global de 2500 mm, par contre le mois le moins pluvieux est celui de Juillet avec un bilan global de 42 mm (figure I-23). Ce qui nous laisse déduire un taux moyen annuel de 755 mm et mensuel de 63 mm. Selon la classification de Lemberger, cette région appartient au climat Méditerranéen subhumide (Dagorne, et al., 1985).

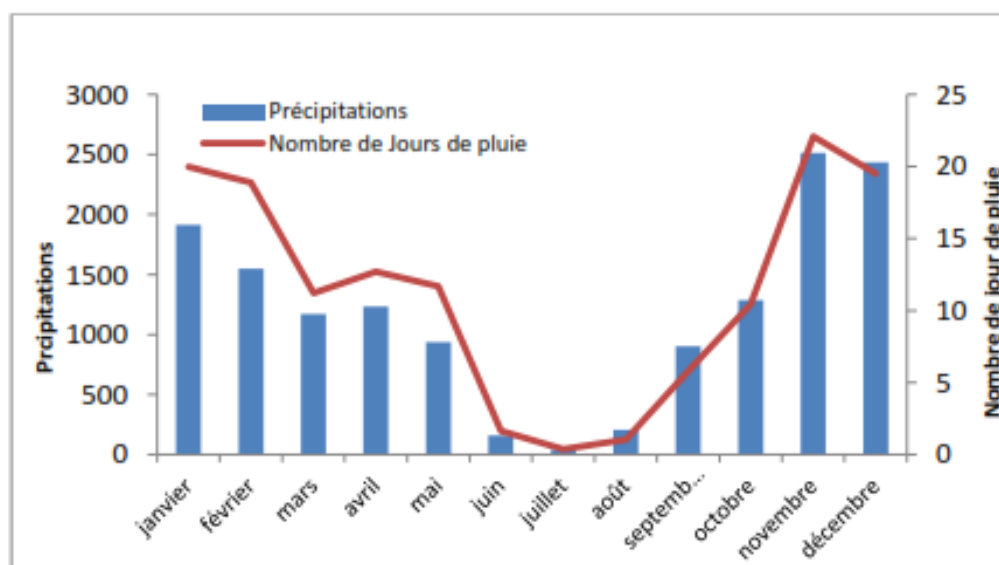


Figure I - 23 Moyennes mensuelles des précipitations et nombres de jours de pluies à la station marine de Dellys période (ONM, 1994 – 2014)

Parallèlement aux taux de précipitations, le nombre de jours de pluie enregistré pendant les 21 années au niveau de la station s'élève à 22 jours durant le mois le plus pluvieux (Novembre) et 9 jours durant le mois le moins pluvieux (Juillet). Le nombre total de jours de pluie enregistré pendant la période allant de 1994 à 2012 est de 135 jours, ces chiffres

peuvent être plus élevés vu le nombre important de lacunes dans les enregistrements des durées de précipitation notamment durant la période allant de 1994 à 2003 (figure I-23). Les taux annuels de précipitations diffèrent d'une année à une autre (figure I -24), le bilan global effectué fait ressortir que l'année la plus pluvieuse durant la période étudiée est celle de 2007 avec un taux global de 1 238 mm et un nombre maximal de 16 jours de pluie.

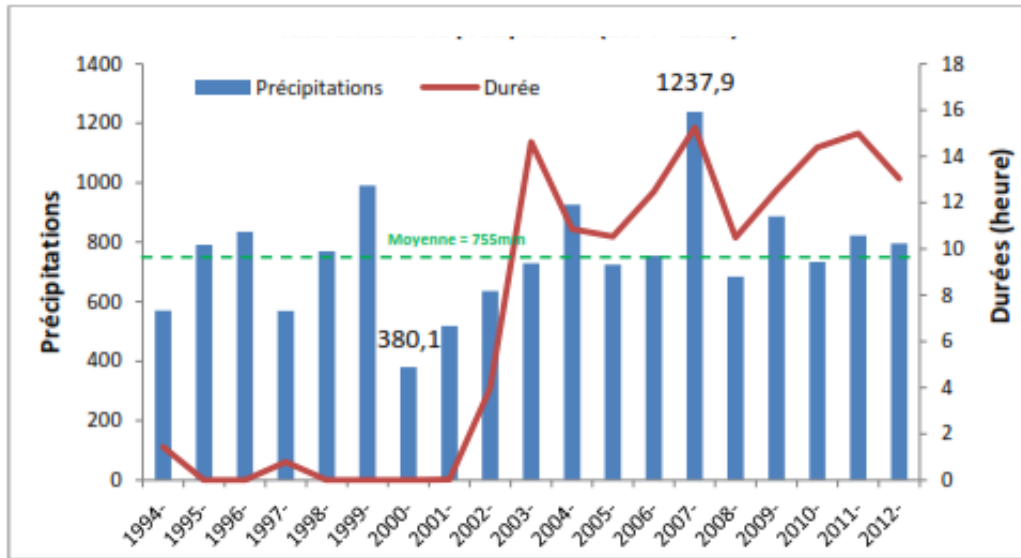


Figure I - 24 Taux annuels de précipitation (Station de Dellys, 1994 – 2014)

D'après la figure I-24 la variation interannuelle s'opère d'après l'oscillation des valeurs autour de la moyenne. L'année la plus excédentaire est celle de 2007 avec un écart à la moyenne de 482 mm.

Par contre l'année hydrologique la plus sèche depuis 1994 est observée durant l'année 2000 avec un écart à la moyenne de 380 mm.

Pour évaluer la variabilité des précipitations sur la région, nous avons employé le coefficient de variation (C_v) exprimé en pourcentage (%) sachant que :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{P}} * 100$$

Tableau I - 2 Paramètres statistiques de la série annuelle des taux de précipitation (1994-2014)

	Maximum	Minimum	Ecart type	Moyenne	Cv(%)
Taux annuels	1238	380	188	755	25

Le tableau I-2 caractérise l'importance de l'écart existant entre l'année la plus humide et l'année la plus sèche au niveau de la station. Les coefficients de variation pour la période d'étude sont inférieurs à 30% ce qui indique une variabilité interannuelle faible par rapport à la variation mensuelle ou les coefficients de variation dépassent les 60%.

3.1.4. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la grande baie de Zemmouri est caractérisé par son importance de point de vue densité. Ce réseau d'oueds prend source dans l'Atlas blidéen (piémont) et se déverse en mer, contribuant ainsi efficacement à l'évolution de la morphologie littorale en général.

La grande baie de Zemmouri est caractérisée par un réseau hydrographique constitué d'Est en Ouest par les oueds Ammara, Isser, Merdja, Safsaf, Boumerdes, Corso, Boudouaou et Réghaia (figure I-25).

Tableau I - 3 Estimation des apports solides des oueds (ANRH 1986-1992)

les oueds	Taux d'abrasion moyen (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

Dans le secteur d'étude, les deux oueds considérés comme importants sont les oueds Isser et Boudouaou. Actuellement, ces derniers sont "fermés" respectivement en amont par les barrages de Keddara et Beni Amrane, réduisant ainsi considérablement les 2 apports sédimentaires majeurs vers le milieu marin.

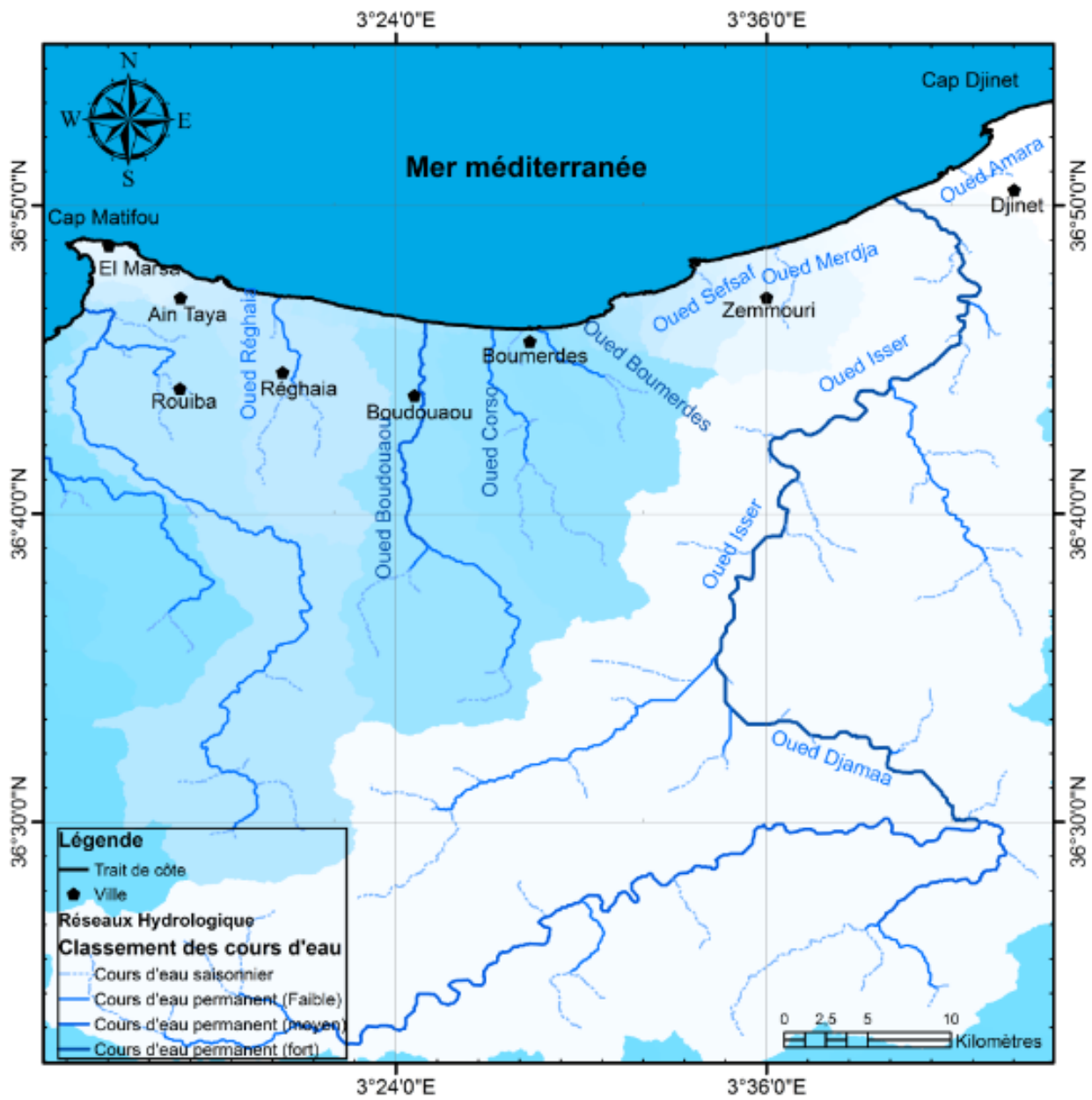


Figure I - 25 Réseaux hydrographique de la grande baie de Zemmouri.

3.2. Facteur hydrodynamique

La dynamique sédimentaire littorale est étroitement liée à l'hydrodynamisme ainsi qu'à l'environnement hydrographique. Une connaissance approfondie des facteurs majeurs à savoir les houles, les courants et les débits est donc nécessaire, pour déterminer leurs actions et leurs interventions dans le remaniement des sédiments.

3.2.1. Les houles

La houle est une oscillation de la partie superficielle du plan d'eau, celle-ci étant générée initialement par le vent. Elle se propage plus ou moins régulièrement jusqu'à l'approche des côtes où elle subit des modifications par réfraction, diffraction et déferlement.

La détermination des caractéristiques de la houle au large permet de :

- Mieux analyser les constatations faites à l'évolution du littoral.
- Déterminer les dimensions des ouvrages de protection.
- Estimer le transit sédimentaire.

Les données utilisées pour étudier les houles et l'état de la mer de la grande baie de Zemmouri sont issues des mesures des observations qui ont été effectuées au large des côtes algéroises lors de la campagne MedAtlas dans une période de cinq ans (1999-2004).

3.2.2. Les directions au large

Le tableau I-4 représente les fréquences d'apparition annuelle et saisonnières des houles par directions.

Tableau I - 4 Fréquence annuelle et saisonnière des houles au large par direction dans la baie de Zemmouri (MedAtlas, 1999-2004)

	Annuelle	Hiver	Printemps	Été	Automne
N ($0^\circ \pm 15^\circ$)	13,57	19,5	11,93	7,2	15,16
NE ($45^\circ \pm 15^\circ$)	42,95	25,8	45,09	65,48	37,95
E ($90^\circ \pm 15^\circ$)	5,47	2,9	6,26	10,02	3,79
SE ($135^\circ \pm 15^\circ$)	0,4	0,9	0,3	0,3	0,5
S ($180^\circ \pm 15^\circ$)	0,4	1,4	0,1	0,2	0,6
SW ($225^\circ \pm 15^\circ$)	0,8	2,2	0,4	0	1,4
W ($270^\circ \pm 15^\circ$)	27,3	33,7	28,16	12,92	31,1
NW ($315^\circ \pm 15^\circ$)	7,7	11,7	6,28	3,5	8,29

L'analyse des roses de houle (figure I-26) nous a permis de constater que les directions dominantes proviennent des secteurs :

- Ouest à 27% du temps annuellement, mais avec une fréquence d'apparition plus importante en hiver (34%) qu'en été (13%)
- Nord Est à 43% du temps annuellement, mais avec une fréquence d'apparition plus importante en été (66%) qu'en hiver (26%).

En conclusion, les houles en provenance du secteur Nord-Est prédominent en été. Les houles qui proviennent du secteur Ouest prédominent en hiver alors que les houles qui proviennent des deux secteurs Nord-Est et Ouest prédominent durant l'automne, le printemps et annuellement.

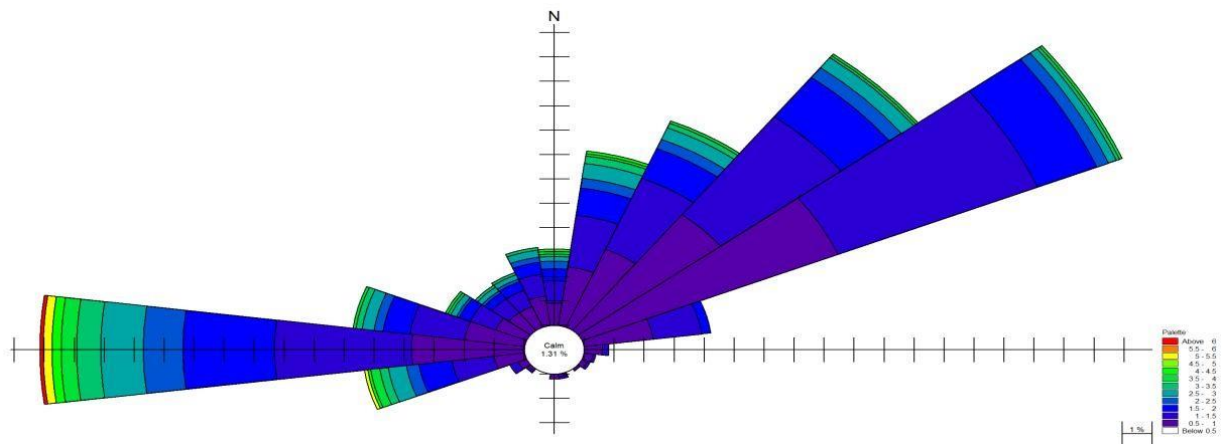


Figure I - 26 Rose annuelle des houles au large de la grande baie de Zemmouri
(MedAtlas 1999-2004)

3.2.3. Les hauteurs significatives au large

Les fréquences d'apparition des classes de hauteurs significatives en fonction des directions dominantes sont résumées dans le tableau (tableau I-5 et figure I-26)

Tableau I - 5 Fréquences des classes de hauteurs significatives en fonction des directions dominantes au large de Zemmouri. (MedAtlas, 1999-2004)

	Annuelle		Hiver		Printemps		Eté		Automne	
	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W	NE	W
0,00 - 0,25	0,8	0,1	1,1	0,4	0,7	0,3	0,2	0	1	0,1
0,25 - 0,5	7,21	2,64	4,3	2,8	6,16	3,54	10,33	1,5	7,64	2,48
0,5 - 0,75	11,47	4,17	6	4	11,02	5,15	18,76	3,91	10,23	3,78
0,75 - 1	9,14	4,27	3,9	4,5	11,12	3,44	14,44	2,81	7,94	4,86
1 - 1,25	6,3	3,55	3,3	4	7,79	3,53	10,03	1,7	4,77	4,27
1,25 - 1,5	3,45	2,95	2,2	3,3	3,74	2,42	5,42	1,6	2,67	3,96
1,5 - 1,75	2,03	2,13	1,3	2,8	1,72	2,83	2,9	0,5	1,9	2,89
1,75 - 2	1,33	2,03	1,1	2,9	1,63	2,02	1,8	0,4	1,1	2,59
2 - 2,5	1,32	2,44	1,8	3,7	1,21	2,52	1,3	0,2	1	3,08
2,5 - 3	0,4	1,31	1	2,2	0,4	1,41	0,3	0,2	0,2	1,69
3 - 3,5	0,3	0,91	0,6	1,3	0,2	0,8	0,2	0,1	0,3	0,7
3,5 - 4	0	0,4	0,1	0,9	0	0,3	0	0	0	0,3
04-mai	0	0,4	0,1	0,9	0,1	0,1	0	0	0,1	0,4
05-juin	0	0,1	0,11	0,3	0	0,1	0	0	0,1	0,1
6 - 7,5	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0

D'après le tableau (tableau I-5) le Nord-Est et l'Ouest sont les deux secteurs dont les agitations sont les plus fréquentes.

- Les houles dominantes sont caractérisées par des hauteurs significatives oscillant généralement entre 0.25m et 2.5m
- Les houles de tempêtes sont rares et sont caractérisées par des hauteurs significatives fluctuant généralement entre 3.5 et 7.5m
- Les fortes agitations proviennent de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5m en hiver, 6m annuellement, au printemps, et en automne et 3.5 en été.
- Les agitations qui proviennent du Nord-Est sont beaucoup plus faibles que celles provenant de l'Ouest avec des hauteurs significatives pouvant atteindre un maximum de 3.5m annuellement.

3.2.4. L'état de la mer

Le tableau (tableau I-6) résume des résultats de calcul de pourcentage d'apparition des hauteurs significatives selon les classes de l'état de la mer fixées par l'échelle de Douglas (1917).

Tableau I - 6 Les fréquences d'apparition des états de la mer (MedAtlas, 1999-2004)

Etat de la mer	Belle	Peu agitée	Agitée	Forte	Très Forte	Grosse
Classes de Hs (m)	0,1 - 0,5	0,5 - 1,25	1,25 -	2,5 - 4	4 - 6	6 - 9
Annuel (%)	15,41	55,24	24,12	4,62	0,5	0
Hiver (%)	14	43,8	30,6	9,8	1,9	0,1
Printemps (%)	15,65	57,95	22,61	3,51	0,3	0
Été (%)	15,93	66,17	17,02	0,8	0	0
Automne (%)	15,81	52,9	26,09	4,49	0,9	0

D'après le tableau ci-dessus, nous constatons que l'état de la mer qui domine au large est peu agité avec des pourcentages d'apparition assez importants qui dépassent les 50% du temps. (Hauteurs significatives entre 0.5 et 1.25m)

Des états de forte et très forte mer sont enregistrés durant toute l'année mais avec des pourcentages moins importants durant l'hiver ne dépassant pas les 10%

Un état de grosse mer est enregistré en hiver avec un pourcentage très faible (0.1%), cet état correspond peut-être à un épisode de forte tempête durant laquelle les hauteurs significatives dépassaient les 6m.

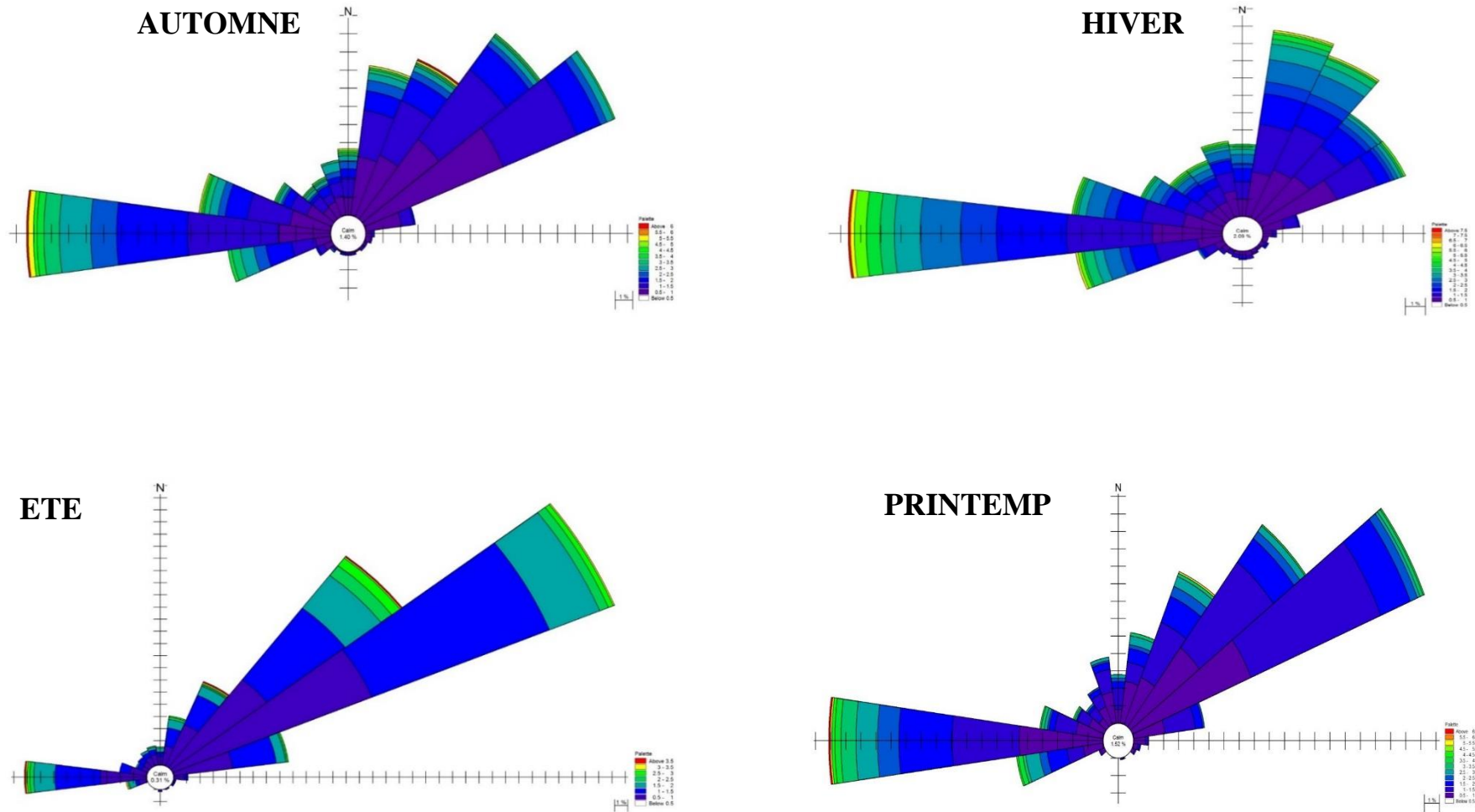


Figure I - 27 Roses saisonnières des houles au large de la grande baie de Zemmouri (MedAtlas 1999-2004)

3.2.5. Houles extrêmes

La définition de la distribution de probabilité d'événements de grande ampleur et extrêmes est utile dans le dimensionnement d'un ouvrage exposé à la houle. L'objectif de la détermination du climat à long terme est d'associer une hauteur de la houle à une période de retour donnée (habituellement 30 à 100 ans). (CIRIA, et al., 2009).

Par définition, la houle de période de retour R est la houle dont l'amplitude $H(R)$ est atteinte et dépassée en moyenne pendant une durée cumulée de 24 h au cours d'une durée totale égale à R années. Sa probabilité d'occurrence s'exprime par :

$$P = \frac{24}{365 * 24 * R} = \frac{1}{365 * R}$$

R : Nombre d'année ($R = 1$: Houle annuelle, $R = 2$: Houle biannuelle, $R = 10$: Houle décennale, $R = 50$: Houle cinquantenaire, $R = 100$: Houle centennale, ...).

Une fois la période de retour fixée, la hauteur correspondante peut être déterminée par extrapolation de la courbe hauteur-probabilité dont on suppose qu'elle évolue selon la loi de Larras qui suppose que les valeurs des creux extrêmes peuvent être approchées par l'équation :

$$H = B - A \log P$$

- A : Pente
- B : Intersection de la droite de régression avec l'axe y .
- H : Hauteur de la houle R -annuelle (m).
- P : Probabilité d'occurrence de la houle R -annuelle.

La procédure adoptée consiste à déterminer la pente A et l'intersection B à partir de la droite de régression tracée en fonction des Hauteurs significatives (H_s) de l'enregistrement disponible et des fréquences cumulées correspondantes ($-\log(F)$).

Ces deux valeurs (A et B) seront appliquées dans la loi de Larras pour déterminer les H extrêmes (R -annuelles) en fonction des Probabilités d'occurrence (R -annuelles) correspondantes. Le principe de l'analyse de la houle au large est basé sur des estimations faites à partir d'un modèle numérique de troisième génération, ces estimations ont été

calibrées par des mesures effectuées au moyen de bouées au large. La série des estimations s'étale sur une période de 10 ans de 1994 à 2004 regroupant 14600 données au large au niveau de la station 3°E 37°N (tableau I-7).

Tableau I - 7 Résultats des Hauteurs significatives associées aux périodes de retour des houles extrêmes (MedAtlas 1999-2004)

	N	NE	E	W	NW	Toutes directions
Houle annuelle (01 an)	5,51	4,03	2,35	6,72	4,90	5,27
Houle biennale (02 ans)	6,08	4,44	2,55	7,43	5,40	5,82
Houle quinquennale (05ans)	6,83	4,98	2,81	8,37	6,06	6,56
Houle décennale (10 ans)	7,40	5,38	3,02	9,09	6,55	7,11
Houle vingtennale (20ans)	7,97	5,79	3,22	9,80	7,05	7,67
Houle cinquantennale (50ans)	8,72	6,33	3,48	10,74	7,71	8,40
Houle centennale (100ans)	9,29	6,73	3,68	11,45	8,21	8,95
Houle Millénaire (1000ans)	11,19	8,09	4,35	13,81	9,87	10,79

D'après le tableau ci-dessus, les fortes amplitudes dans les directions dominantes (N-E et W) proviennent essentiellement de l'Ouest avec des amplitudes qui oscillent de 6.72m à 11.45m pour les houles annuelles et centennales respectivement.

Les houles les plus faibles proviennent de l'est et du Nord Est avec une amplitude minimale de 2.35m pour la houle annuelle venant de l'est et maximale de 4.35m pour la houle millénaire équivalente à la houle biannuelle provenant du Nord Est.

Les houles extrêmes provenant des secteurs NW et N ainsi que les houles provenant de toutes les directions présentent des amplitudes similaires oscillant de 5m pour la houle annuelle à 9m pour la houle centennale.

Les houles les plus fréquentes proviennent des deux secteurs Ouest et Nord-Est avec des hauteurs comprises entre 0.25 et 2.5m. Les fortes agitations proviennent fréquemment de l'ouest avec des hauteurs significatives de houles pouvant atteindre un maximum de 7.5m en hiver.

3.2.6. Les courants

Dans les régions côtières, les courants sont d'une autre nature que ceux qui se développent en pleine mer. Les grands courants océaniques agissent peu dans les faibles profondeurs qui

caractérisent les abords des continents où les courants sont surtout engendrés par la marée ou les vagues. On note trois types de courants :

- **Les courants généraux**

Le courant atlantique pénétrant par le détroit de Gibraltar forme des tourbillons anticycloniques de 100km de diamètre, se déplaçant vers l'est à une vitesse moins de 7 nœuds. A son arrivé à la côte de Boumerdes, il a une vitesse de 0.5 à 2.5 nœuds. Il crée alors des courants résiduels se dirigeant vers la côte dont la vitesse est inférieure à 0.5 nœud (Millot, 1985).

- **Courants côtiers**

Plusieurs types de courants qui agissent à proximité des côtes sont engendré par les vagues qui représentent la principale source d'énergie transmise à la zone littorale. Ces derniers engendrent un courant orbital qui se transmet de la surface vers le fond tout en perdant de son intensité. A l'approche des côtes, ces courants orbitaux finissent par atteindre le fond au niveau duquel ils induisent un mouvement de va-et-vient, et qui représentent la principale source d'agitation des fonds meubles et de mise en mouvement des sédiments dans les petits-fonds, on peut en distinguer deux

- **Les courants de dérive littorale**

Le courant de dérive littorale est un déplacement parallèle au rivage de masse d'eau sous l'effet des vagues qui atteignent le rivage avec une certaine obliquité, il prend naissance au niveau de la zone de déferlement et se perpétue jusqu'au trait de côte. Permettant ainsi la mise en suspension et le transport latéral des sédiments tout au long des côtes.

Les vents de secteur Ouest et Nord-Ouest d'hiver et les houles induites Nord-Ouest provoquent une dérive littorale Ouest-Est, alors que les houles du Nord-Est provoquent une dérive littorale Est-Ouest.

- **Les courants de retour**

Les courants de retour communément appelé « *Rip current* » est un courant induit par les vagues, il se manifeste lors du déferlement de ces derniers au contact du rivage qui poussent l'eau vers le haut de la plage puis coule directement dans la rive en coupant à travers les lignes de vagues. Leurs vitesses dépendent de l'énergie des vagues ainsi que de la pente de la plage. Il existe également un autre type de courant de retour dans la zone littorale appelé « *Undertow* » qui est également un courant dirigé vers le large, mais qui se manifeste près

du fond contrairement au « *Rip current* » qui agit surtout en surface. Les sédiments de la plage et des falaises ainsi arrachés sont entraînés par ces courants en direction du large. Ces courants sont induits par les houles frontales du Nord et du NNE le long des côtes de la grande baie de Zemmouri. En période hivernale, ces houles arrivent de manière frontale, le déferlement se produit directement contre le pied des falaises ainsi que sur les plages, il s'en suit alors une érosion par affouillement prononcé les sédiments arrachés sont repris par ces courants puis transportés vers le large.

3.2.7. La marée

Les côtes au niveau de la méditerranée sont connues par un marnage faible d'où la nomination des côtes micro-tidales, généralement au niveau des côtes algériennes, on distingue deux types de marées :

- La marée barométrique qui est le résultat des phénomènes climatiques (vents et pression) effet de la pression conduit à une variation moyenne du plan d'eau de 5,3cm, cependant l'effet du vent est plus important puisque la variation du niveau d'eau peut atteindre 10 à 12 cm et plus rarement 20cm.
- La marée astronomique due à l'action des différents astres (lune et soleil) et qui est d'un marnage d'ordre de 0.35 m pendant 12 à 24 heures.

L'action de la marée combinée avec l'action des grands vents qui viennent du large doivent être prise en considération car ils pourront entraîner des seiches et même des météo tsunamis qui engendrent des catastrophes humaines et économiques.

4. Sédimentologie sous-marine

L'étude sédimentologique permet de répartir uniformément les sédiments superficiels cette étude a été effectuée dans le cadre de plusieurs projets au laboratoire d'études maritimes, une étude de synthèse nous a permis de faire la carte ci-après. D'après les résultats qu'on a obtenus, le site est constitué de sédiments calcaires, sédiments siliceux et sédiments argileux, leurs répartitions et leurs déplacements obéit à la dynamique sédimentaire et à l'hydrodynamique locale.

4.1. Répartition de la fraction grossière

La carte de répartition de la fraction grossière supérieure à 40 μm (Carte des facies figure I-27) fait apparaître de la côte vers le large trois domaines essentiels à caractéristiques granulométriques distinctes :

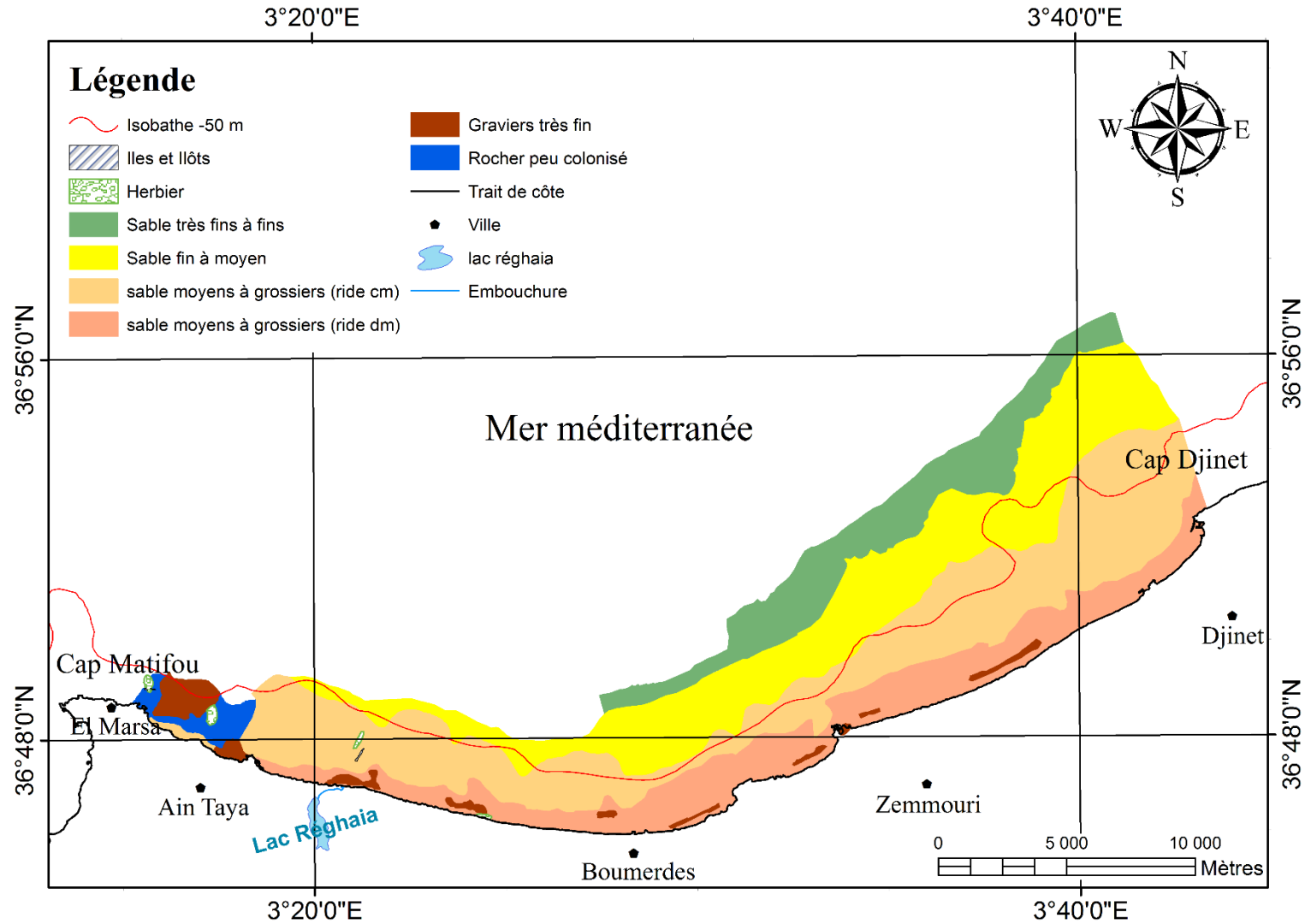


Figure I - 28 Carte des facies sédimentaires de la grande baie de Zémouri (L.E.M, 2021).

4.1.1. Domaine côtier

Il est le siège d'une dynamique côtière très active sur l'ensemble de la grande baie de Zemmouri. Il est caractérisé par le faciès (250 à 500 μ m) qui se retrouve plaqué contre la côte dans la partie orientale et centrale par contre dans la zone occidentale ces dépôts se retrouvent en aval du substratum rocheux ne dépassant guère les 10 m de profondeur.

La mise en place de ces sables s'est effectuée par excès de charge, ils sont issus des apports fluviaux d'Oued Corso et Oued Boumerdes ainsi que de l'érosion des falaises entre Ain-Chorb, Réghaia et Boumerdes. On note devant Boumerdes et Boudouaou-el-Bahri une importante invagination vers le large qui soulignerait la persistance d'un courant de retour localisé à cet endroit. Le faciès S4 (>500 μ m) représenté sous forme de noyau de part et d'autre du oued Corso marque la présence d'une ride d'avant côte. Cette même ride n'est pas cartographiable à l'échelle de la carte des faciès.

4.1.2. Domaine médian

Le faciès (125 à 250 μ m) est très important en superficie, il occupe l'ensemble de la zone d'étude. Ce domaine est le siège d'une dynamique sédimentaire relativement active. Il ne dépasse guère les 40 m de profondeur.

4.1.3. Domaine distal

Il est caractérisé par le faciès (40 à 125 μ m) ce domaine calme est le siège d'une sédimentation fine.

4.2. Répartition de la fraction lutitique (fine)

Les dépôts des particules silto-argileuses débutent à partir des profondeurs de 20 mètre. Au-delà les proportions en lutites augmentent avec la profondeur dans le cas général, ce schéma est perturbé par l'existence du coquillier du large. La limite d'envasement à 25 % se trouve pratiquement parallèle à la côte, à l'inverse des autres limites. Ceci serait lié à l'influence de la dynamique locale des petits fonds, où l'énergie hydrodynamique est encore puissante et aussi par la granulométrie des sédiments où les zones de mélange des classes modales sont assez restreintes expliquant ainsi le passage d'une zone à haute énergie vers une zone relativement plus calme, zone préférentielle des sédiments fins.

La carte de répartition des teneurs en lutites (figure I-29) fait ressortir d'une manière générale deux secteurs bien distincts par la dissymétrie des gradients de distribution des isoteneurs en

lutites : un secteur occidental de Zemmouri vers le Cap Blanc et un secteur oriental de Zemmouri vers le Cap Djinet :

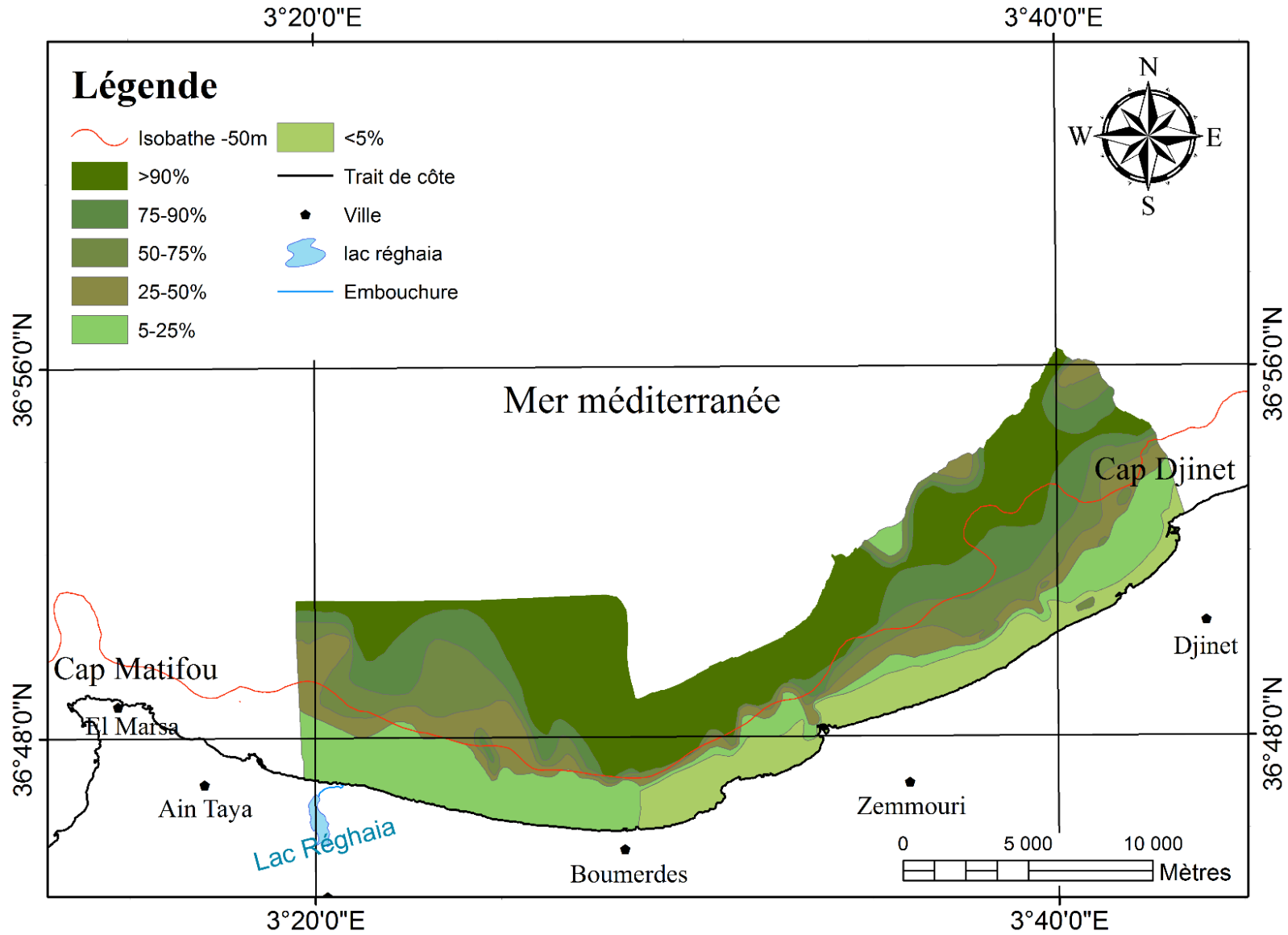


Figure I - 29 Carte de distribution des lutites dans la grande baie de Zémouri (L.E.M, 2021).

4.2.1. Le secteur occidental

La frange côtière pauvre en lutites (< à 5%) est bien développée notamment à l'Ouest du Cap Blanc. Les isoteneurs en lutites intermédiaires sont représentées par des liserés plus ou moins marqués qui traduisent un gradient rapide vers l'envasement total (> à 90% de teneurs en lutites). Ce dernier débute à - 50 mètres et même à de moindres profondeurs dans l'axe du canyon d'Alger et face au Cap Blanc. L'Isobathe -50 mètre marque le début de l'envasement circalittoral (H. Benslama).

La fraction fine des dépôts superficiels de la région de Boumerdes, suit un gradient naturellement croissant de la côte vers le large. Les teneurs sont assez faibles dans les petits fonds entre 0 et 15 mètres à 1500 m du rivage dans la zone Est. Les teneurs varient de 0 à 25%. On remarque également que certains envasements locaux (60 à 90 % de lutites) se produisent notamment, face à l'oued Boudouaou et face à l'oued Boumerdes mais trop éparées pour souligner un quelconque envasement précoce comparés à l'Isser.

Ces dépôts lutitiques, les plus importants et les plus proches de la côte sont donc localisés dans des petits chenaux où les lignes d'isoteneurs en lutites suivent fidèlement le tracé des vallées. Le long des parois du chenal Est, les pourcentages sont compris entre 50 et 75 %. Au centre de ce même chenal, les teneurs augmentent jusqu'à dépasser les 90 % à des profondeurs de 35 m. Dans le chenal Ouest, face à oued Boudouaou, on n'observe qu'un noyau lutitique à forte concentration (jusqu'à 80 %) dans une aire où les teneurs ne dépassent guère les 50 %. Il semble que ce noyau soit une relique d'une crue d'Oued Boudouaou, ayant envahi un domaine granulométriquement grossier (>40µm). Dans le diagramme d'envasement, la concentration maximale (88 %) se trouve à des fonds variant de 40 à 50m.

4.2.2. Le secteur oriental

Les teneurs en lutites sont marquées par un envasement très progressif sur tout le plateau. La carte des lutites fait ressortir un parallélisme des bandes d'isoteneurs plus larges à l'est entre le cap Djinet et le port de Zemmouri. Cet envasement est perturbé dans la frange côtière, près de l'embouchure de l'oued Isser par des auréoles de concentration supérieures à 50% entre 10 et 30 mètre de profondeur. Ce sont probablement des sédiments de crue fraîchement déposés. Cet envasement précoce résulte de la floculation électrochimique du matériel argilo-colloïdal à l'interface eau douce-eau salée à proximité des embouchures (H. Pauc 1980). Il en résulte à court terme la constitution d'une formation prodeltaïque; ce phénomène se retrouve au

débouché de tous les émissaires autour de la Méditerranée (Aloïsi et al. 1975; 1982). A proximité de l'isobathe 100 mètre, face à l'oued Isser et face au Cap Djinet. Des auréoles de concentrations à moins de 50% de teneur en lutites ont été cartographiées Cette répartition est due à la présence d'un matériel grossier constitué de coquilles (lamellibranches, gastéropodes, etc.) de nature carbonatée. Les teneurs sont assez faibles dans les petits fonds entre 0 et 15 mètres à 2000 m du rivage dans la zone Ouest. Les teneurs varient de 0 à 25%.

5. Les Plans d'eau côtiers et zones humides

Le lac de Réghaïa est situé à 30 km d'Alger et forme le débouché naturel de la plaine de la Mitidja. Le territoire de la réserve est situé dans deux communes qui sont Réghaïa et Heraoua. La réserve est accessible à l'ouest par la route de la plage d'El kaddous, au sud par la route nationale numéro 24 (Ain Taya- Boumerdès), à l'est par la route de Réghaïa plage et au nord par la mer Méditerranée.

5.1. Relief et hydrographie

Situé à une altitude de moins de 10 mètres du niveau de la mer, le plan d'eau s'étend sur une superficie de 75 hectares. Quatre plateaux le surplombent:

- le plateau ouest situé dans la commune de Heraoua, constitué de falaises à pente plus ou moins abrupte, aboutissant à la plage;
- le plateau est abouti à la plage de Réghaïa, une falaise le sépare de la plage;
- le plateau sud formé de terrasses se terminant au sud de l'oued Réghaïa par des marécages;
- le plateau central constitué par la zone de l'oued Réghaïa et formé par deux mini- bassins versants, l'un à l'est où se trouvent les domaines agricoles Saidani et Ali khodja, et l'autre à l'ouest où se trouve le domaine agricole Boudhane et le douar Ain el kahla.

Le lac de Réghaïa est alimenté par trois cours d'eau:

- Oued Bouriah, affluent de l'oued Elhamiz. Il prend sa source au niveau de Rouiba et draine les eaux de ruissellement de la Mitidja nord-est;
- Oued Réghaïa prend sa source dans les environs de Ouled moussa. Il est alimenté par deux affluents, oued Guesbai et oued Berraba;

- Oued Elbiar, prend naissance aux environs de la zone industrielle Rouiba- Réghaïa et alimente le lac par la commune de Heraoua.

En plus de ces trois oueds, le lac est alimenté par les eaux souterraines grâce à l'affleurement de la nappe.

5.2. Climat

Réghaïa est classée dans le subhumide doux, caractérisé par des températures maximales de 32,89 degrés au mois d'août et de 16,94 degrés au mois de janvier. Les températures minimales ont de l'ordre de 5,97 degrés au mois de février et de 20,46 degrés au mois d'août. Les précipitations sont extrêmement variables; le mois de janvier représente le mois le plus arrosé avec 839,4 millimètres; le mois de juillet est le plus sec avec 53,1 mm.

5.3. Géo-pédologie

La zone de Réghaïa appartient au subsident mitidjien à remplissage mio-plio-quaternaire. Les terrains sont à majorité marneux. Les sols sont peu évolués, d'apport alluvial. Ce sont des sols lourds à texture limoneuse et argilo-limoneuse. Au niveau du lac, les sols sont de type méditerranéen, profonds mais de qualité moyenne. On trouve également des sols rouges brunifiés, très anciens, de profondeur moyenne et de qualité médiocre.

Pour la réserve naturelle du lac de Réghaïa, le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen donne une période sèche de 5 mois (mai-septembre) et une saison humide de 7 mois (octobre-avril). Les vents sont faibles à modérés, de direction nord-ouest. Le sirocco souffle en moyenne cinq jours par an.

5.4. Occupation des sols

La zone terrestre de la réserve est évaluée à 600 hectares dont les différentes composantes sont:

- Etendue du lac: 75 hectares;
- Terres agricoles; 416 hectares;
- Terrains à vocation forestière, terres incultes et landes: 24 hectares;
- Bâtiments et autres constructions: 10 hectares.

5.5. Agglomération et démographie

La réserve naturelle du lac de Réghaïa chevauche sur les deux communes de Réghaïa et Heraoua. Située sur le versant est et sud, d'une partie de la commune de Réghaïa dont la superficie est de l'ordre de 27 kilomètres carrés. En plus du chef-lieu, la commune est composée de trois autres agglomérations: Chebcheb, Elbey et Djaafri(Figure I -15).

Une partie de la réserve est située sur la partie est de la commune de Heraoua, dont la superficie est de 13 km². Elle possède une agglomération secondaire: Ain el kahla. La population de la commune de Réghaïa qui était de 45.226 habitants en 1987 passe à 64.709 habitants en 1998. La population de Heraoua, qui était de 11.552 habitants en 1987, passe à 18.121 habitants en 1998. La densité au km² est de 2.397habitants pour Réghaïa et de 1.394 habitants pour Heraoua en 1998 (ONS-RGPH, 1998). La population totale des deux communes est passée de 56.778 habitants en 1987 à 82.830 habitants en 1998. Le taux de croissance 1987-1998 est de 3,31% pour Réghaïa et de 4,18% pour Heraoua (Figure I - 30).

5.6. Activités agricoles

L'ensemble de la zone de la Mitidja est à vocation agricole. Les communes de Réghaïa et de Heraoua en font partie. Les activités agricoles ont connu des changements remarquables suite à la nouvelle politique agricole initiée depuis l'année 2000 grâce aux aides financières accordées par l'état aux agriculteurs (Figure I - 30). On remarque l'utilisation de nouvelles techniques économisatrices d'eau telles que l'aspersion et le goutte à goutte. On observe également une meilleure utilisation de l'espace agricole par de nouvelles plantations fruitières telles que rapportées ci-après :

- Commune de Haraoua : La superficie concernée par l'irrigation à partir des eaux du lac et du barrage du Hamiz est de 900 hectares environ.

- Commune de Réghaïa : Comme pour Herraoua, il est à remarquer l'utilisation de techniques d'irrigation peu consommatrices d'eau depuis l'année 2004. A ce titre, il a été réalisé un réseau d'irrigation de goutte à goutte pour environ 130 hectares et l'utilisation de la technique d'irrigation paraspersion pour environ 90 hectares.

5.7. Station de pompage

Dans le cadre des études du schéma directeur Alger Sebaou, les apports sont estimés à 10millions de mètres cubes par an. En absence de lever bathymétrique, la capacité du marais

n'est pas connue avec précision. Les services de l'hydraulique avancent souvent le chiffre de 4 millions de mètres cubes.

Les eaux pompées par la station sont acheminées vers un bassin d'accumulation situé en amont du lac où elles sont mélangées avec les eaux du barrage du Hamiz et de la station de pompage des eaux souterraines. Cette eau cumulée sert à l'irrigation d'une superficie agricole d'environ 1.500 hectares.

Les volumes d'eau fournis par le marais ont été de 4,8 hm³ en 1988, 6,3 hm³ en 1989 et 4,9 hm³ en 1990. Au cours des dernières années, le volume fourni a été de 1,1hm³ en 1998, 2,5 hm³ en 1999, 1,9 hm³ en 2000 et 2001, 0,9 hm³ en 2002 et 0,6 hm³ en 2003.



Figure I - 30 Carte d'occupation des sols du lac de Réghaïa (PAC, 2014)

Chapitre II : Matériels et Méthodes

Partie 01 : Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire

1. Introduction

L'hydrodynamique littorale a pour but de décrire et de modéliser les phénomènes à l'origine de la dynamique des fluides en milieu littoral. Son intérêt est fondamental pour une meilleure compréhension et modélisation en océanographie physique littorale (Garlan et al., 2011).

La modélisation numérique est basée sur des modèles mathématiques décrivant de manière suffisamment fiable les phénomènes physiques. Le recours à une telle modélisation constitue une approche pratique vu qu'elle permet de tester les effets d'un grand nombre de paramètres (physiques et géométriques) en un temps relativement court et à moindre coût comparativement à un modèle physique équivalent.

Le modèle numérique utilisé dans le cadre de cette étude est le Mike 21-DHI de l'institut hydraulique Danois qui est un puissant système de modélisation numérique des phénomènes physiques (Houle, Courant et Transport sédimentaire), il permet de faire des simulations à grande échelle et d'augmenter la résolution des mailles de calculs à certains endroits du domaine simulé à l'aide de grilles imbriquées.

L'objectif principal de cette partie consiste à reconstituer le climat hydro-sédimentaire afin d'aboutir à un modèle numérique calibré sur la base des enregistrements de courants et des déplacements de sable obtenus sur le terrain. Ce modèle superpose les processus hydro-sédimentaires afin de donner quelques éléments de réponse aux questions posées dans la problématique, qui concernent plus particulièrement l'érosion et la submersion marine. L'ensemble des données disponibles complétées par des mesures spécifiques sur le terrain ont été utilisées pour la configuration, le calibrage et vérifier les modèles numériques.

Pour atteindre cet objectif nous avons divisé cette partie en trois étapes :

- La première consiste à déterminer le climat de houle qui règne dans la zone de déferlement à travers la simulation de différents climats de houle au large des grandes aux très faibles profondeurs ;
- La seconde consiste à déterminer la courantologie générée par les vents et les houles dans la baie ;

- La troisième consiste à estimer les taux de transports sédimentaires sous l'effet de la dérive littorale générée par les houles obliques s'approchant le site d'étude.

2. Choix des outils

La modélisation intégrée du transport de sédiments dans les alentours de la grande baie de Zemmouri doit tenir compte à la fois des courants de vent et des courants associées aux vagues. Dans ce cas, l'approche est plus complexe car elle doit faire appel à un système de modélisation intégrée comprenant trois modèles numériques : un modèle hydrodynamique, un modèle de vagues et un modèle de transport de sédiments non-cohésifs (sables) sous l'effet combiné des vagues et des courants ; sans oublier un modèle de transport des sédiments cohésifs à proximité des cours d'eau (celui qui permet d'apprécier le panache).

C'est pour cela notre choix s'est porté sur le logiciel « MIKE 21 » développé par DHI, qui est généralement utilisé pour simuler l'hydrodynamique des vagues et quantifier le mouvement des sédiments sur la côte. Il 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, le transport sédimentaire et le panache des oueds. Les modules numériques sélectionnés sont : le **SW** (Spectral Waves model), le **HD** (Hydrodynamic model), le **ST** (Sand Transport model) et **MT** (Mud Transport model) du système mike 21. Les étapes successives de l'approche proposée pour l'étude du transport de sédiments sous l'effet combiné des vagues et des courants sont schématisées dans la figure II-1.

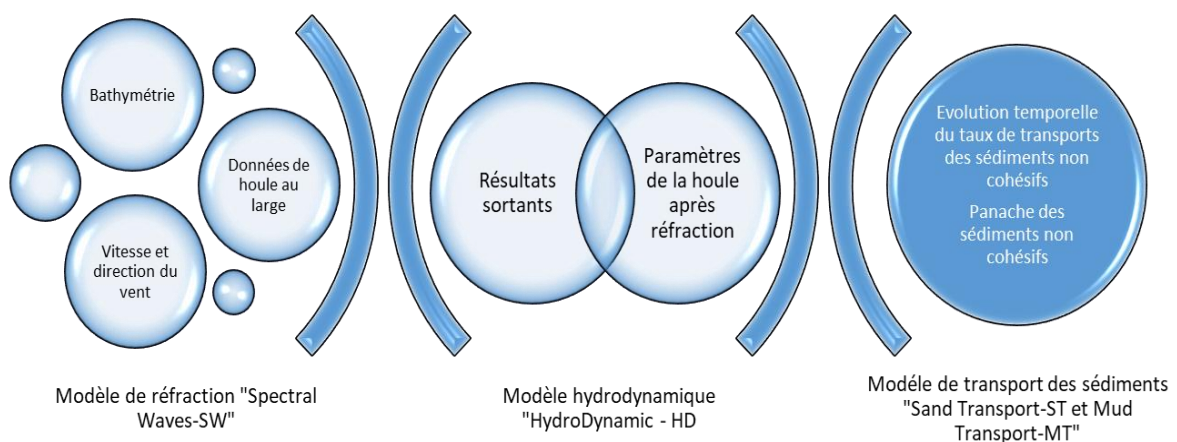


Figure II - 1 Approche méthodologique adoptée pour de la modélisation intégrée du transport de sédiments non cohésifs.

Dans un premier temps, il s'agit de déterminer à l'aide du modèle SW le climat de houles dans la région d'intérêt (sur une grande échelle). Le but de cette première étape est de déterminer le climat de houle dans les limites ouvertes utilisé pour déterminer le climat de houle dans les alentours des communes (Petite échelle). Les sortants de ce module ainsi que les niveaux d'eau aux frontières ouvertes de la grille de calculs hydrodynamiques et les vents en surface permettront de calculer les courants causés par l'effet combiné des vents et des houles au moyen du module HD. Finalement, les courants générés par le module HD et les données de houles générées par le module SW seront pris en entrée par le modèle de transport de sédiment ST et MT qui calcul alors le transport de sédiments à chaque pas temporel des simulations hydrodynamiques ainsi que le transport net de sédiments durant la période de simulation.

L'objectif du présent travail étant de reconstituer un modèle qui représente les conditions hydrodynamiques qui ont dominés durant l'expérimentation de l'ADCP dans les points de mesure en se basant bien évidemment sur les enregistrements de courants et de transport sédimentaires effectués sur le terrain durant les deux périodes du **28/02/2015 au 23/08/2015** et du **30/07/2018 au 22/11/2018**

Les conditions aux limites du modèle sont étudiées sur la bases des statistiques des houles au large disponibles dans deux sources différentes, la première concerne la base de données prévisionnelles et instantanées ANEMOC recouvrant une période de 30 ans (1979-2008) et la seconde concerne les données d'observations de houle au large SSMO (Summary of Synoptic Meteorological Observations) sur une période de 07 ans (1963-1970) . L'objectif de l'utilisation de ces deux sources est de comparer les résultats obtenus avec l'enregistrement ADCP.

3. Description des modules du logiciel MIKE 21

3.1. 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 (Sallaye, 2021).

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 :

$$\begin{aligned} \vec{v} &\equiv (C_x, C_y, C_\sigma, C_\theta) \\ (C_x, C_y) &= \frac{d\vec{x}}{dt} = \vec{C}_g + \vec{U} \\ C_\sigma &= \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial\sigma}{\partial d} \left[\frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U} \nabla_{\vec{x}} d \right] - C_g \vec{K} \frac{\partial \vec{U}}{\partial s} \\ C_\theta &= \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{K} \left[\frac{\partial\sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \vec{K} \frac{\partial \vec{U}}{\partial m} \right] \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 1})$$

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

$$C_g = \frac{\partial\sigma}{\partial k} = \frac{1}{K^2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \frac{\sigma}{k} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 2})$$

*Concernant la génération d'énergie par le vent (S_{in}) se fait par le calcul suivant :

$$S_{in}(f, \theta) = \gamma E(f, \theta) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 3})$$

Où :

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

*Le frottement du fond (S_{bot}) est donné par la formule suivante :

$$S_{bot}(f, \theta) = - \left[C_f + \frac{f_c(\overline{UK})}{K} \right] \frac{K}{\sinh 2KD} E(f, \theta) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 4})$$

Où : - C_f : coefficient de frottement (m/s) ;

- F_c : coefficient de frottement pour le courant ;

- u : la vitesse du courant.

*Le déferlement (S_{surf}) est inclus dans le calcul. En effet, le concept de déferlement par **(Eldeberky and Battjes, 1995)** et **(Battjes and Janssen, 1978)** est dérivée par est la suivante:

$$S_{surf}(f, \theta) = -\frac{2\alpha_{BJ}Q_b\bar{f}}{X} E(f, \theta) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 5})$$

Où :

- $\alpha_{BJ} \approx 10$ est une constante de calibration;
- Q_b est la fraction de vagues déferlantes;
- 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)**.

$$X = \frac{E_{tot}}{(H_m^2/8)} = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2 \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 6})$$

$$H_{rms} = \sqrt{8 \cdot E_{tot}} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 7})$$

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

$$\frac{Q_b}{\ln Q_b} = X = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2 \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 9})$$

$$Q_b = X = e^{\frac{-(1-Q_b)}{(H_{rms}/H_m)^2}} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 8})$$

$$Q_b = \begin{cases} (1 + 2x^2) \cdot e^{-\frac{1}{x}}, & x < 0.5 \\ (1 - 2.024 \cdot z) \cdot (1 - 0.44 \cdot z), & z = 1 - x, \quad 0.5 \leq x < 1 \\ 1, & x \geq 1 \end{cases} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 10})$$

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)**.

3.2. 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 (Sallaye, 2021).

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 :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 11})$$

$$\begin{aligned} \bullet \frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial y} &= f\bar{v}h - gh \frac{\partial n}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial p_w}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) + \\ &\frac{\partial}{\partial x} (hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{xy}) + hu_s S \\ \bullet \frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{v}}{\partial x} &= f\bar{u}h - gh \frac{\partial n}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial p_w}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} \right) + \\ &\frac{\partial}{\partial x} (hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{yy}) + hv_s S \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 12}) \end{aligned}$$

Où :

- t est le temps
- h est la profondeur totale de l'eau, $h = \eta + d$;
- 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, $f = 2\Omega \sin\theta$;
- 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 ;
- ρ_w est la densité de l'eau ;
- S_{yx} , S_{xy} , S_{yy} , et S_{xx} sont les composantes du tenseur de rayonnement;
- A et vt sont les viscosités turbulentes horizontale et verticale;

- p_a 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;
- (v_s, u_s) sont les vitesses par lesquelles l'eau est rejetée dans l'eau ambiante;
- (τ_{bx}, τ_{by}) et (τ_{sx}, τ_{sy}) sont les composantes y et x des contraintes de cisaillement du vent du fond et de surface;
- u_i sont des vitesses de courant à la profondeur moyenne définies par :

$$h\bar{u} = \int_{-d}^n u dz \quad , \quad h\bar{v} = \int_{-d}^n v dz \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 13})$$

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

$$T_{xx} = 2A \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad , \quad T_{yy} = 2A \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad , \quad T_{xy} = A \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 14})$$

3.3. 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 (Sallaye, 2021).

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: $q_{tp} = q_b + q_s$ (Eq II- 15)

Où q_{tb} , q_b , et q_s sont le transport total des sédiments, le transport par charriage et le transport par suspension.

3.3.1. Transport par charriage

a) Transport par charriage des sables

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

$$\Phi_b = 5p(\sqrt{\Phi'} - 0.7\sqrt{\Phi_c}) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 16})$$

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

$$p = \left[1 + \left(\frac{\frac{\pi}{6}\beta}{\Phi' - \Phi_c} \right)^4 \right]^{-1/4}$$

$$\Phi' = \frac{u_f'^2}{(s-1)gd} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 17})$$

Où Φ_c est le paramètre de Shields critique :

$$\Phi_c = \Phi_{c,0} \left(\frac{-\cos \psi \sin \beta + \sqrt{u_s^2 + \cos^2 \beta - \sin^2 \psi \sin^2 \beta}}{u_s} \right) \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 18})$$

Où

- μ_s est un coefficient de frottement statique ($\mu_s = \tan \phi_s$, ϕ_s = angle de repose) ;
- $\Phi_{c,0}$ 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 $\Phi_b = 5(\sqrt{\Phi'} - 0.7\sqrt{\Phi_c})$, on peut calculer les moyennes temporelles (**DHI, 2014**) :

$$\Phi_{b1} = \frac{1}{T} \int_0^T \Phi_b(t) \cos(\phi(t)) dt$$

$$\Phi_{b2} = \frac{1}{T} \int_0^T \Phi_b(t) \sin(\phi(t)) dt$$

$$\Phi_{b2} = \Phi_{b2} \sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 19})$$

Où :

- Φ_{b1} est le transport par charriage sans dimension dans le sens du courant moyen ;
- Φ_{b2} est le transport par charriage sans dimension perpendiculaire à la direction moyenne du courant ;
- $\Phi(t)$ 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.

b) 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):

$$V(s + C_m) \frac{dU_{b,x}}{dt} = 0.5. C_D A U_{r,x} |\overline{U_r}| + V_m \frac{dU_{0,x}}{dt} - g(s - 1)V(\mu_d \cos \alpha \cos \beta_x + \sin \beta_x)$$

$$V(s + C_m) \frac{dU_{b,y}}{dt} = 0.5. C_D A U_{r,y} |\overline{U_r}| + V_m \frac{dU_{0,y}}{dt} - g(s - 1)V(\mu_d \cos \alpha \cos \beta_y + \sin \beta_y)$$

$$\rho s = \frac{dy}{dx} = \tau_b - \tau_c - n(F_d + F_i + F_g)$$

$$\phi_c = \frac{\tau_c}{\rho g(s-1)D} = \frac{4\mu_s}{3\alpha^2 C_d} = \left(1 - \frac{1}{g(s-1)\mu_s} \frac{dU_{0,w}}{dt} \text{sign}(U_{0,w}) \right)$$

$$\phi_c = \phi_{c,0} \left(\frac{-\cos \psi \sin \beta + \sqrt{u_s^2 + \cos^2 \beta - \sin^2 \psi \sin^2 \beta}}{u_s} \right) \dots\dots\dots(\text{Eq II- 20})$$

Où

- V est le volume de la particule de sédiment, $V = (\pi D^3/6)$;
- ρ est la densité du sédiment;
- D est la taille du grain des sédiments;
- C_m est le coefficient de masse hydrodynamique;
- A est l'aire de la surface du sédiment de particules, $A = (\pi D^2/4)$;
- s est la densité spécifique des sédiments ;
- μ_d est le coefficient de frottement dynamique ;
- C_d est le coefficient de traînée ;
- U_b est la vitesse des particules dans le mouvement orbital ;

- μ_s est le coefficient de frottement statique ($\mu_s = \tan\phi_s$, ϕ_s = angle de repose);
- α est le coefficient sans dimension ;
- U_o est la vitesse d'écoulement oscillant près du fond ;
- U_r est le rapport de la vitesse d'écoulement dans la direction x : $U_r = U_o - U_b$;
- (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.

$$\frac{d\overline{q_b}}{dt} = V \frac{d(n\overline{U_b})}{dt} \dots\dots\dots(\text{Eq II- 21})$$

Où :

- U_b est la vitesse des particules à la profondeur moyenne;
- q_b est le transport par charriage à la profondeur moyenne;
- T_c est la contrainte de cisaillement critique du fond;
- τ_b est la contrainte de cisaillement du fond;
- n est le nombre de particules en mouvement des sédiments;
- F_i est la force d'inertie;
- F_d est la force de traînée;
- F_g est la force de gravité.

3.3.2. Transport par suspension

Ce transport de sédiments est déterminé comme le produit de la concentration de sédiments instantané et des vitesses instantanées du débit :

$$q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D (u \cdot C) dz dt \dots\dots\dots(\text{Eq II- 22})$$

3.4. Mud Transport (MT)

Le module de transport de sédiment cohésif comprend un modèle de transport de sédiment basé sur l'état de l'art, développé par DHI. Ce modèle permet de simuler les matériaux cohésifs en suspension dans des environnements d'eaux marines. Il permet de simuler les phénomènes physiques suivants:

- Floculation causée par la concentration
- Floculation causée par la salinité
- Effets de densité pour des concentrations élevées
- Sédimentation freinée

- Consolidation
- Changements morphologiques des fonds

3.4.1. Fonctionnalité des modèles

Les principales caractéristiques des modèles de transport de sédiments cohésifs dans MIKE21 et MIKE3 MT FM sont:

- Fractions multiples
- Couches multiples
- Sédimentation freinée
- Floculation
- Sédiments non-cohésifs
- Floculation cause par la salinité
- Contraintes de cisaillement causées par la houle et les courants
- Base de données de houle ou séries temporelles 2D
- Consolidation
- Actualisation morphologiques des fonds

3.4.2. Domaine d'applications :

Le modèle de transport de sédiments cohésifs est utilisé pour de nombreux cas lorsque la diffusion, l'érosion et la déposition des sédiments est importante. La déposition des sédiments fins peut avoir. Elle peut masquer suffisamment certaines zones et ainsi détruire la vie locale. L'envasement des ports et des chenaux d'accès et les changements morphologiques à long termes (réhabilitation de l'environnement naturel) sont d'autres sortes d'applications. Enfin de nombreux polluants, tels que les métaux lourds, peuvent s'agglomérer avec des sédiments et causer un risque pour la baignade. Ainsi le module a plusieurs domaines d'applications donnés ci-dessous :

- Epannage des matériaux dragués
- Optimisation des opérations de dragage
- Morphologie des sédiments cohésifs
- Envasement des ports
- Dynamique des sédiments en estuaire
- Répartition du panache des rivières

- Erosion sous l'effet combiné de la houle et des courants
- Répartition des sédiments contaminés
- Envasement dans les chenaux d'accès

3.4.3. Equations du modèle

Le module de transport de sédiments cohésifs (MT) traite des mouvements de sédiments dans le fluide ainsi que l'interaction avec les fonds. C'est un module additionnel de MIKE 21/3 FM et nécessite un couplage avec le module hydrodynamique, MIKE 21/3 HD

L'équation de transport de sédiment est généralement donnée par la formule suivante:

$$\frac{\partial c^i}{\partial t} + \frac{\partial uc^i}{\partial x} + \frac{\partial vc^i}{\partial y} + \frac{\partial wc^i}{\partial z} - \frac{\partial w_s c^i}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\nu_{Tx}}{\sigma_{Tx}^i} \frac{\partial c^i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\nu_{Ty}}{\sigma_{Ty}^i} \frac{\partial c^i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_{Tz}}{\sigma_{Tz}^i} \frac{\partial c^i}{\partial z} \right) + S^i \quad \dots\dots\dots(\text{Eq II- 23})$$

Où :

- t: temps
- x, y, z: coordonnées cartésiennes
- u,v,w: vitesses
- cⁱ : composant scalaire à l'ordre (défini comme une concentration de masse)
- w_sⁱ : vitesse de chute
- σ_{Tx}ⁱ: nombre de Schmidt
- ν_{Tx} : viscosité turbulente
- Sⁱ : source

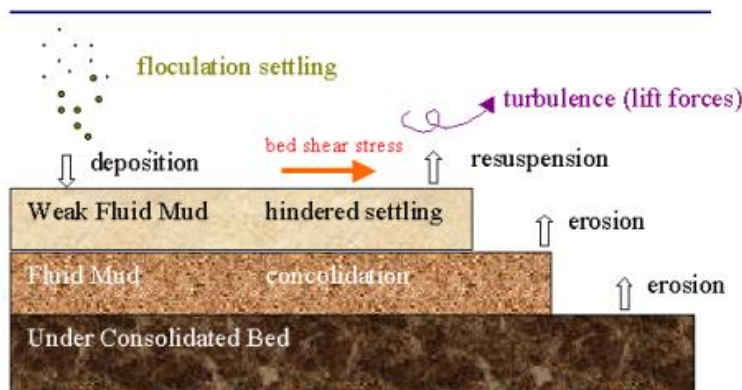


Figure II - 2 Schéma expliquant le transport des sédiments non cohésifs

3.5. Données d'entrée pour la modélisation

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.

3.5.1. Grilles de calcul

Le domaine de calcul est centré sur la zone d'étude et ses abords immédiats. Il délimite une aire importante (55km X18 km) afin que les conditions aux limites soient en accord avec les phénomènes physiques en présence (caractéristiques de la houle au large et les courants littoraux induits) (figure II - 3). Le maillage utilisé est de type flexible mesh, dont la superficie maximale des triangles est 450m².

3.5.2. Les données de houle

Les données de houles au large utilisées pour le forçage du modèle sont celles du Summary of Synoptic Meteorological Observations (SSMO) qui consistent en des observations de navire sur la période de 1963 à 1970, Zone entre 2° et 5° de Longitude Est et 36.5 ° et 38 ° de Latitude Nord. Un traitement statistique de ces données a permis de déterminer les fréquences d'apparition de houle par direction et par période. Afin d'optimiser les calculs sur le modèle SW, nous avons procédé au calcul d'une houle équivalente par période et par direction. Celle-ci correspond à la moyenne des amplitudes significatives pour une période donnée.

La figure II - 3 montre les houles qui peuvent atteindre La grande baie de Zemmouri; on voit clairement que celles qui atteignent le site avec une incidence oblique sont celles provenant des secteurs Nord-Est, Nord-Ouest. Les houles de secteur Nord et Ouest abordent le site de manière frontale et sont génératrices des courants de retour qui transportent les sédiments dans le profil.

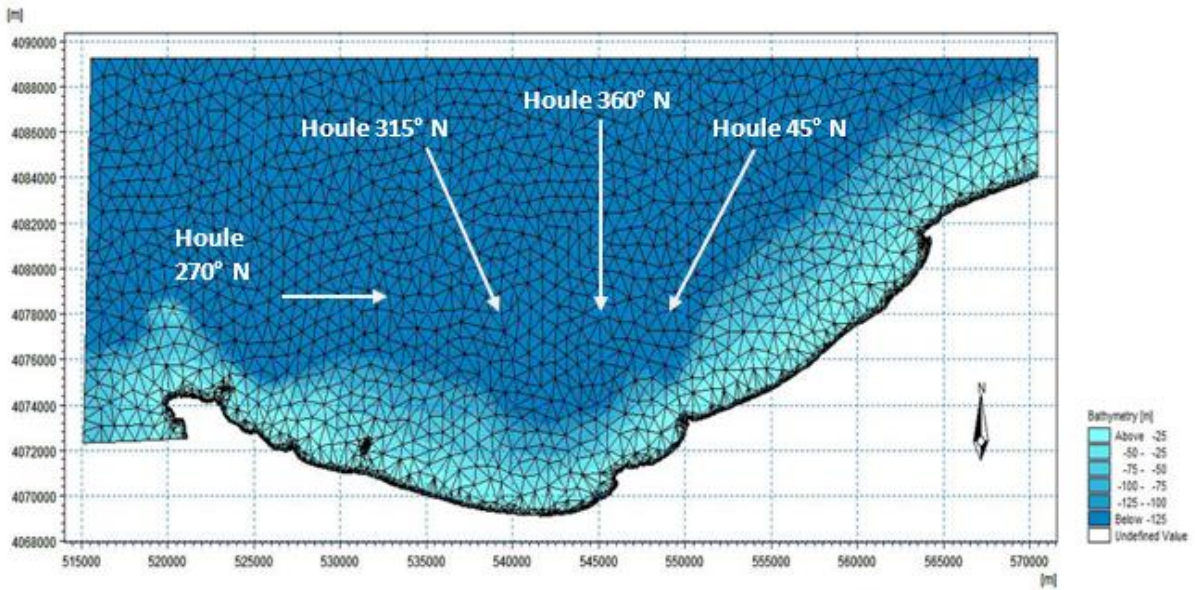


Figure II - 3 Direction de houle pouvant atteindre la zone d'étude

Les caractéristiques de la houle considérée pour cette étude sont synthétisées dans le tableau II-1 et la rose des houles figure II-4 ci-après :

Tableau II - 1 Caractéristiques de la houle au large

Direction (°)	Périodes (secondes)	Hs (mètres)
45°N	8	2.56
360°N	8	2.68
315°N	8	2.49
270°N	8	2.67

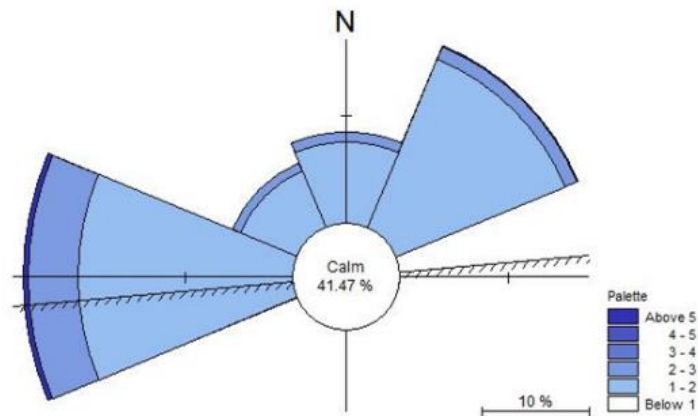


Figure II - 4 Rose des houles au large utilisé pour le forçage aux limites du modèle

3.5.3. Données bathymétriques

La bathymétrie côtière est basée sur une campagne de mesure détaillée réalisée dans le cadre de plusieurs campagnes bathymétriques réalisées sur plusieurs périodes qui s'étalent sur cinq

années (2012-2017) qui a été complétée au large par les données de la carte marine publiée par le service hydrographique des Forces Navales (S.H.F.N), Alger publication 1979 édition 1998 intitulée « Mer Méditerranée côte d'Algérie », de Ras Matifou à Ras Tedles, échelle : 1/20000. L'interpolation de ces données issues de levés de terrain nous a permis d'établir la carte bathymétrique de toute la baie (Figure II -5).

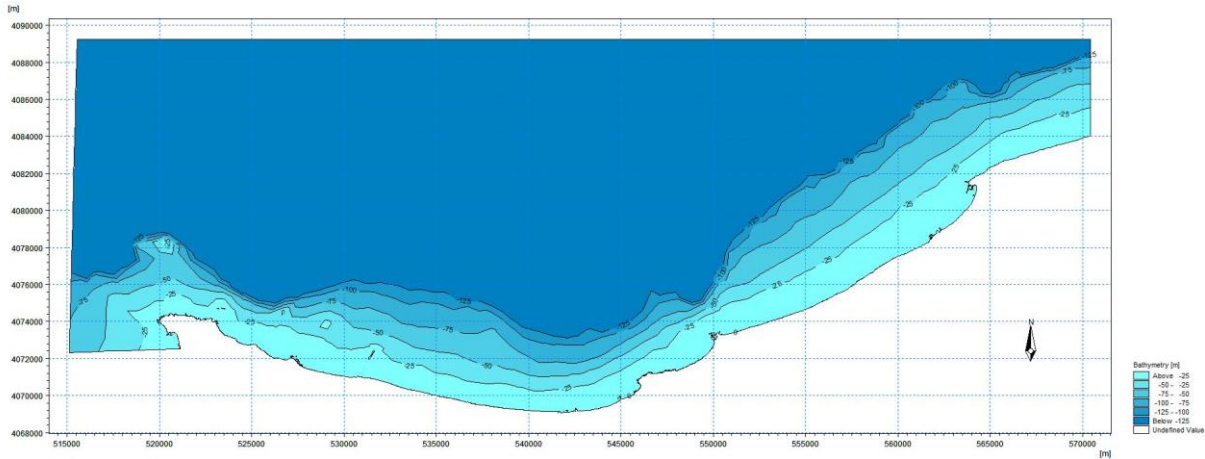


Figure II - 5 Bathymétrie de la zone d'étude

3.5.4. Le marnage et la marée

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 + 0.05m (LEM, 2020).

3.5.5. Périodes de simulation

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 :

$$C_r = U_{max} * \frac{\Delta t}{\Delta x} \dots\dots(Eq\ II- 24)$$

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].

Deux périodes de simulation ont été choisies, dans le but de constituer un modèle hydro-sédimentaire qui reflète les conditions de l'expérimentation de l'ADCP. La première période s'étale du **28/02/2015 au 23/08/2015** et la deuxième **30/07/2018 au 22/11/2018**.

Ces deux simulations ont été calibrées. Les pas de temps pour toutes les simulations a été fixé à 120 sec (c'est-à-dire deux minutes) de tel sorte que le nombre de courant ne soit pas supérieur à 8 afin d'assurer la stabilité du programme.

3.5.6. Caractéristiques du grain modélisé

Un sable de diamètre médian 0.2 mm, de gradation 1.4 et de porosité 0.4 est considéré sur l'ensemble du modèle. Les sortants du module SW (Hm0 – Tp – Dir) et HD (Vitesses et directions des courants) simulés pour les trois périodes précédentes sont utilisés dans le module ST.

3.6. Configuration des modules

3.6.1. Configuration du module SW

L'équation choisie pour étudier la propagation de la houle au large est 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. Les niveaux d'eau ont été considérés nuls et le forçage par les vents n'a pas été pris en considération. Les limites ouvertes du modèle ont été alimentées par les paramètres de houle de type 1, ces derniers sont constants dans le temps et tout au long des limites ouvertes. Ils ont concerné : la Hauteur significative, la Période pique, la Direction et l'Indice d'étalement directionnel qui est compris entre 2 et 8 pour les vagues de vent et largement supérieur à 10 pour la houle.

Tableau II - 2 Les paramètres sortants du module SW

Désignation	Symbole	Unité
Hauteur significative	H _{m0}	mètre
Période pique	T _p	seconde
Direction moyenne	MWD	degrés
Ecart-type	DSD	degrés
Contrainte de radiation	S _{xx} , S _{xy}	m ³ /s ²

Ces données sortantes peuvent être présentées soit sous forme de carte en représentant la hauteur significative en fonction de la direction de la houle après réfraction ou bien extraites dans des points choisis selon le besoin.

3.6.2. Configuration du module HD

Le niveau de la mer est considéré fixe. Les flux tout au long des limites ouvertes sont considérés perpendiculaires par rapport aux limites. Par conséquent la surface initiale est considérée fixe aussi et égale. La viscosité et la résistance sont considérées comme valeurs par défaut (0.5 et 32 m³/s respectivement). Les contraintes de radiations incluses dans chaque grille de calcul sont calculées par le module SW. Les vents ne sont pas pris en considération.

3.6.3. Configuration des paramètres du module ST

Deux formulations du transport de sédiment en présence de courants et de vagues sont offertes par le module ST :

- La formulation de Bijker ;
- La formulation de l'institut hydraulique Danois (DHI) appelée formulation STP.

C'est cette dernière a été adoptée dans la présente étude. Elle offre à son tour deux façons de calculer les taux de transport de sédiments. La première façon est basée sur une approche de plan bidimensionnel horizontal (2DH) dans lequel les taux sont calculés dans la direction du courant moyen, avec une composante transversale résultante de la pente du fond. La deuxième façon est basée sur une description quasi-tridimensionnelle (Q3D) de l'hydrodynamique et du transport de sédiment qui décompose le transport dans des directions perpendiculaire et parallèle au courant, et au rivage dans la zone de déferlement des vagues.

La méthode STP utilise des valeurs de transport de sédiment interpolées dans une «table de sédiment» avant la simulation à l'aide d'utilitaires de génération de table de sédiment offerts avec le module mike 21-ST. Les valeurs de transport interpolées au préalable sont utilisées au cours de la simulation numérique et évitent l'effort de calcul additionnel si les mêmes transports doivent être calculés chaque fois que les mêmes paramètres de grains de sable, de vagues et de courants se présentent aux différents pas temporels de calcul.

3.6.4. Configuration du Modèle MT

L'étude de la propagation du panache lors des crues des oueds a essentiellement pour but de contrôler la propagation des matériaux fins transportés en suspension dans l'espace et dans le

temps. Certaines données relatives aux débits (liquides et solides) des oueds débouchant dans la zone d'étude ont été fournies par l'A.N.R.H et d'autres ont été calculés empiriquement :

Tableau II - 3Caractéristiques des oueds présents au niveau de la baie de Zemmouri (ANRH, 2009).

Oueds	Débits liquides (m3/s)	Débits solides (kg/m3)
Oued Réghaia	4.5	1.35
Oued Isser	10.17	1.59
Oued Sebaou	23.25	1.88
Oued Boudouaou	8.8	1.54
Oued Corso	7.33	1.49
Oued Boumerdes	3.5	1.28

Afin de voir l'évolution spatiotemporelle du panache lors des crues des différents oueds débouchant dans notre zone d'étude , nous avons effectué des simulations numériques du transport des sédiments en suspension (mixture de sable fin et vase et/ou vase) avec le module MT de mike 21 pour les houles de direction N360°,N45°,315°N et N270° qui semblent jouer un rôle très important dans le transport sédimentaire.

Nous avons réalisé en modèle numérique une simulation de 48 heures, avec une visualisation des résultats toutes les douze 12 heures.

Les résultats de ces simulations numériques sont donnés ci-après par direction de houle considérée (figure III-7 à III-13) et le détail de chaque commune est donné en annexe n°01.

4. Validation du modèle hydro-sédimentaire

Tout modèle numérique nécessite d'être calibré au moyen de mesure sur le terrain. L'exactitude des valeurs prédites par un modèle numérique dépend de la qualité des données injectées dans le modèle, de la théorie adoptée et sa compatibilité avec le milieu physique étudié et de la solution numérique qui doit être choisie avec précaution selon le type de résultat souhaité.L'objectif de ce chapitre consiste à valider le modèle hydro-sédimentaire obtenue pour les périodes allant du **28/02/2015 au 23/08/2015 et du 30/07/2018 au 22/11/2018**, périodes dans lesquelles nous disposons de données de courants (Vitesses et Directions) enregistrés à proximité du fond au niveau de la centrale électrique de Cap Djinet.

L'objectif de cette calibration est de corriger les valeurs prédites par le modèle afin de reconstituer les conditions hydro-sédimentaires de la période de mesure.

4.1. Mesures de courants et travaux sur terrain

L'objectif principal de cette mission réside dans la compréhension et la détermination du comportement du courant marin sur le site retenu du lieu dit cap djinet et cela en mettant en place une stratégie d'acquisition de données de plus grande amplitude spatiale et temporelle. Ainsi que la mesure de la hauteur H_s et la période T_p de houle au niveau du point de mouillage.

4.1.1. Moyens utilisés

a) Moyen humain

- 01 ingénieur en instrumentation.
- 02 Plongeurs.
- 01 Marinier.
- 01Chauffeur.

b) Moyens matériels

- *Courantomètre A Effet Doppler ADCP*

Le courantomètre acoustique profileur, appelé ADCP, peut mesurer et enregistrer les courants jusqu'à une distance de 20m de l'instrument. Il utilise l'effet Doppler ; des objets suspendus dans la colonne d'eau réfléchissent les impulsions sonores émises par les ADCP, lorsque le signal réfléchi revient, l'ADCP se transforme d'émetteur en récepteur. Suivant le temps de trajet entre l'émission et la réception, une information concernant la vitesse et la direction du courant peut être obtenue à différents niveaux de la colonne d'eau. En employant les vitesses observées des différentes couches, des profils verticaux peuvent être mesurés où ils auraient autrement exigé un nombre considérable de courantomètres classiques. Les caractéristiques techniques de l'ADCP sont les suivantes :

Fréquence : 1.5 KHz.

Vitesse :

Etendue ± 6 m/s

Résolution 0.1 cm/s

Précision $\pm 1\%$ de la vitesse mesurée, ± 0.5 cm/s

Direction:

Résolution 0.1°

Précision — Cap $\pm 2.00^\circ$

Profondeur Maximale de déploiement : 20m

Software : View Argonaute.

Protocole de communication : RS232

- *GPS de navigation*

Le GPS de poche GARMIN nous a permis de naviguer vers le point de mouillage théorique et d'enregistrer les coordonnées du point de mouillage de l'ADCP.

- *Une embarcation semi-rigide*



Figure II - 6 Bathymétrie de la zone d'étude

4.1.2. Stratégie du déploiement

a) Positionnement du mouillage

Le courantomètre acoustique a été placé à 15 mètres de profondeur (figure II- 7). Les coordonnées du mouillage sont mentionnées en X, Y dans le tableau II-4 :

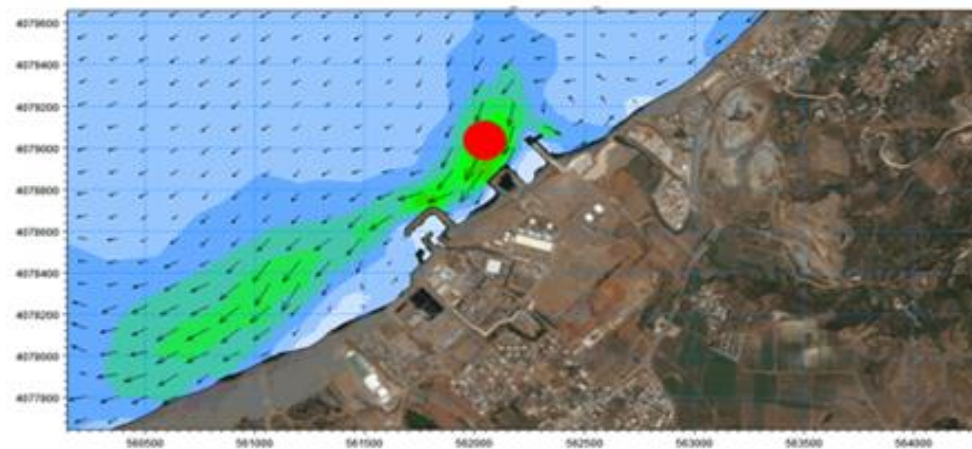


Figure II - 7 Localisation de la station de mouillage ADCP (Google Earth, 2022).

Le courantomètre a été configuré pour l'enregistrement de la vitesse et de la direction des courants chaque deux (2) minutes, la profondeur de la première cellule est de 1m au-dessus du fond. La configuration de l'appareil a été effectuée en utilisant le logiciel SONTEK SOFTWARE.

Tableau II - 4 Paramètres techniques de la mission.

Paramètre	Détail
Instrument	ARGONAUT XR.SONTEK
Profondeur de déploiement	15m
Position	x=562 900 et y=4 079 000
Nombre de cellules	7 cellules
Taille de la cellule	2m
Profondeur de la première cellule	14m
Durée de déploiement	Deux années
Récupérations intermédiaires	Chaque 30 à 40 jour de déploiement

b) Périodes des levés et séquences d'évènements

Tableau II - 5 Séquence de principal évènement (deux périodes : 28/02/2015 au 23/08/2015 et du 30/07/2018 au 22/11/2018)

Date	Activité
Première campagne	
28/02/2015	Déploiement de l'ADCP
05/04/2015	Récupération de l'ADCP et données enregistrées
Deuxième campagne	
30/07/2015	Déploiement de l'ADCP
23/08/2015	Récupération de l'ADCP et données enregistrées
Troisième campagne	
30/04/2018	Déploiement de l'ADCP
30/06/2018	Récupération de l'ADCP et données enregistrées
Quatrième campagne	

15/09/2018	Déploiement de l'ADCP
22/11/2018	Récupération de l'ADCP et données enregistrées

c) Technique de mouillage

Avant le déploiement du courantomètre ; il a été pris en considération la réalisation d'une ligne de mouillage et les différents éléments la constituant .En effet, l'ADCP est équipé d'un trépied (figure II-9) ce dernier est doté de lests pesant chacun 44 kg. Le poids de la structure d'environ 130 kg est donc uniformément réparti sur le trépied.

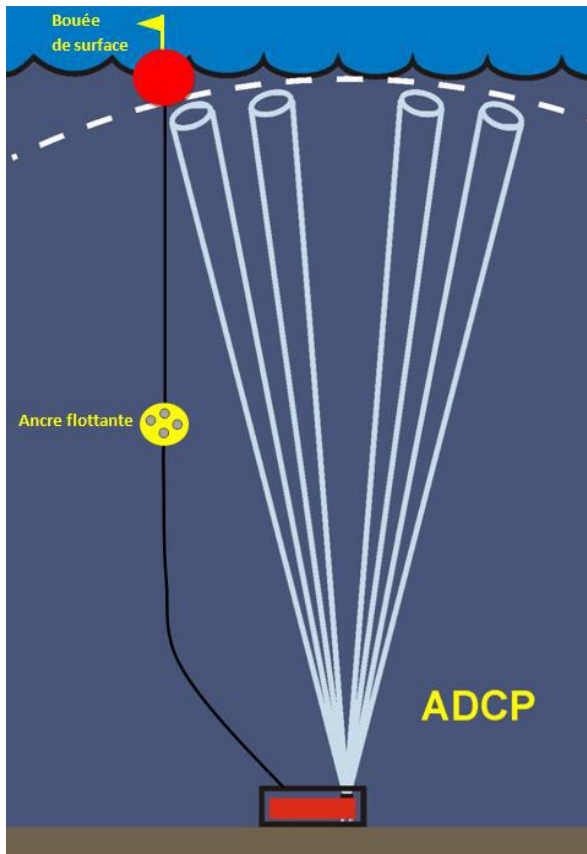


Figure II - 8 Schéma de l'installation de l'ADCP



Figure II - 9 Tractage de du support de l'ADCP par l'embarcation l'ADCP fixé sur sa structure en fibre de verre

d) Traitement et exploitation des données

Les données brutes du courant ont été au préalable réorganisées et traitées en utilisant le logiciel de Microsoft Excel, en effet il a été procédé comme suit :

- La détermination des moyennes de la composante Nord du courant pour les 7 cellules.
- La détermination des moyennes de la composante Est du courant pour les 7 cellules.
- La détermination des moyennes de la direction du courant pour les 7 cellules.

Les moyennes (vitesses et direction du courant) ainsi obtenues sont exportées vers le logiciel Mike21 de DHI ; ce dernier a permis à travers une représentation graphique (rose de courant), de voir les orientations dominantes du courant et les différentes directions vers lesquelles les courants sont importants.

e) Résultats et discussions

Les résultats de l'étude courantologique de la zone de mouillage sont présentés comme suit :

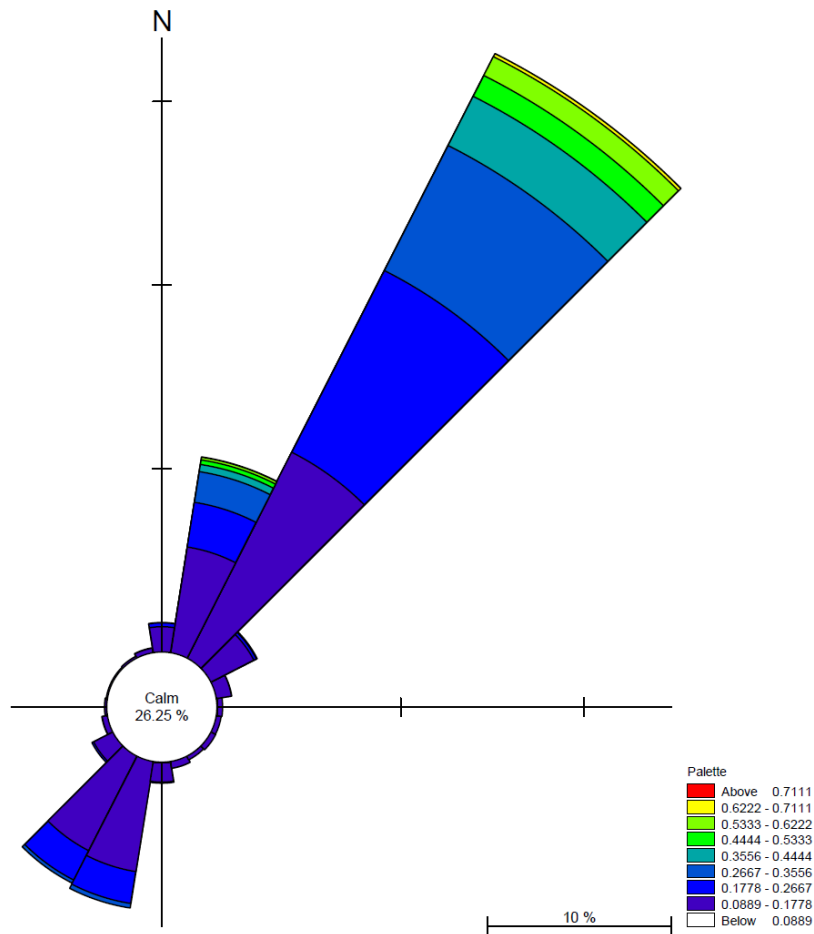


Figure II - 10 Rose des courants relevés lors de la première campagne (LEM, 2015).

Commentaire :

La rose des moyennes obtenues lors du mouillage allant du 15 février au 05 avril 2015, montre un fort courant Nord Est qui semble être dominant durant toute la période du mouillage avec des valeurs dépassant les 0.71 m/s.

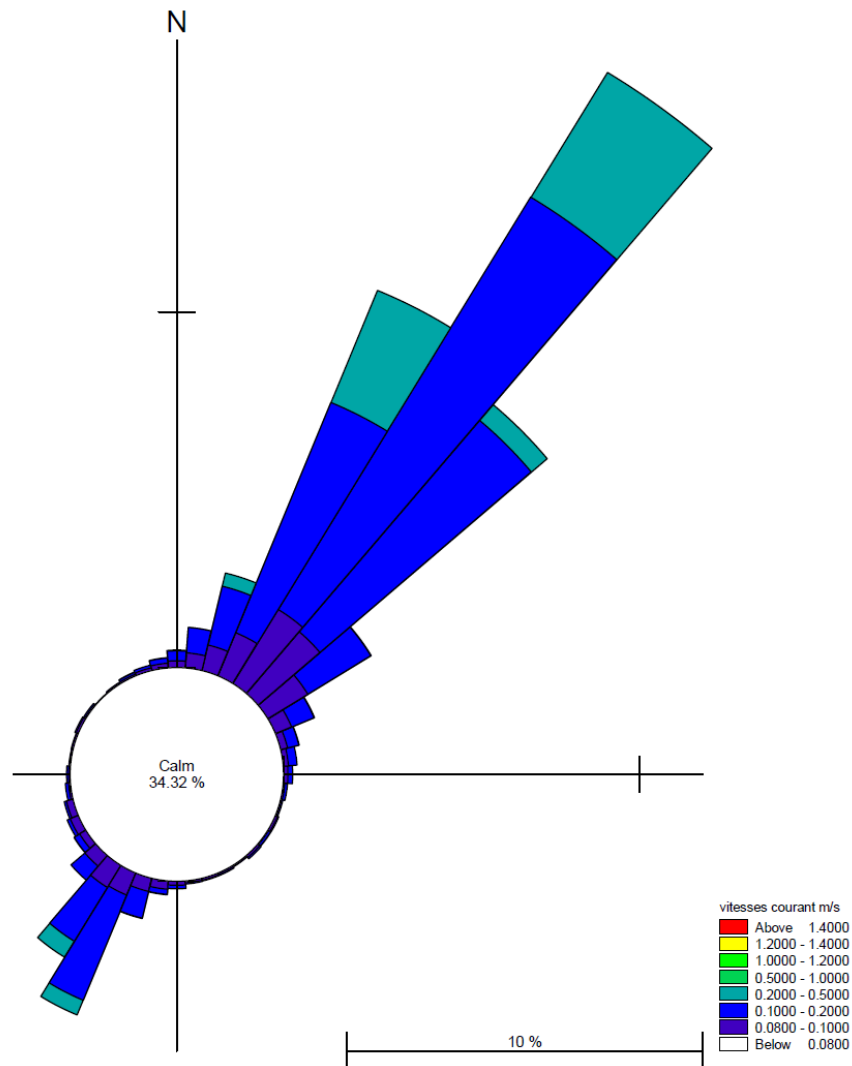


Figure II - 11 Rose des courants relevés lors de la deuxième campagne (LEM, 2015).

Commentaire :

La rose des moyennes obtenues lors du mouillage allant de la période du 30 juillet au 23 août 2015, montre un très fort courant Nord Est avec des valeurs dépassant les 1.4 m/s.

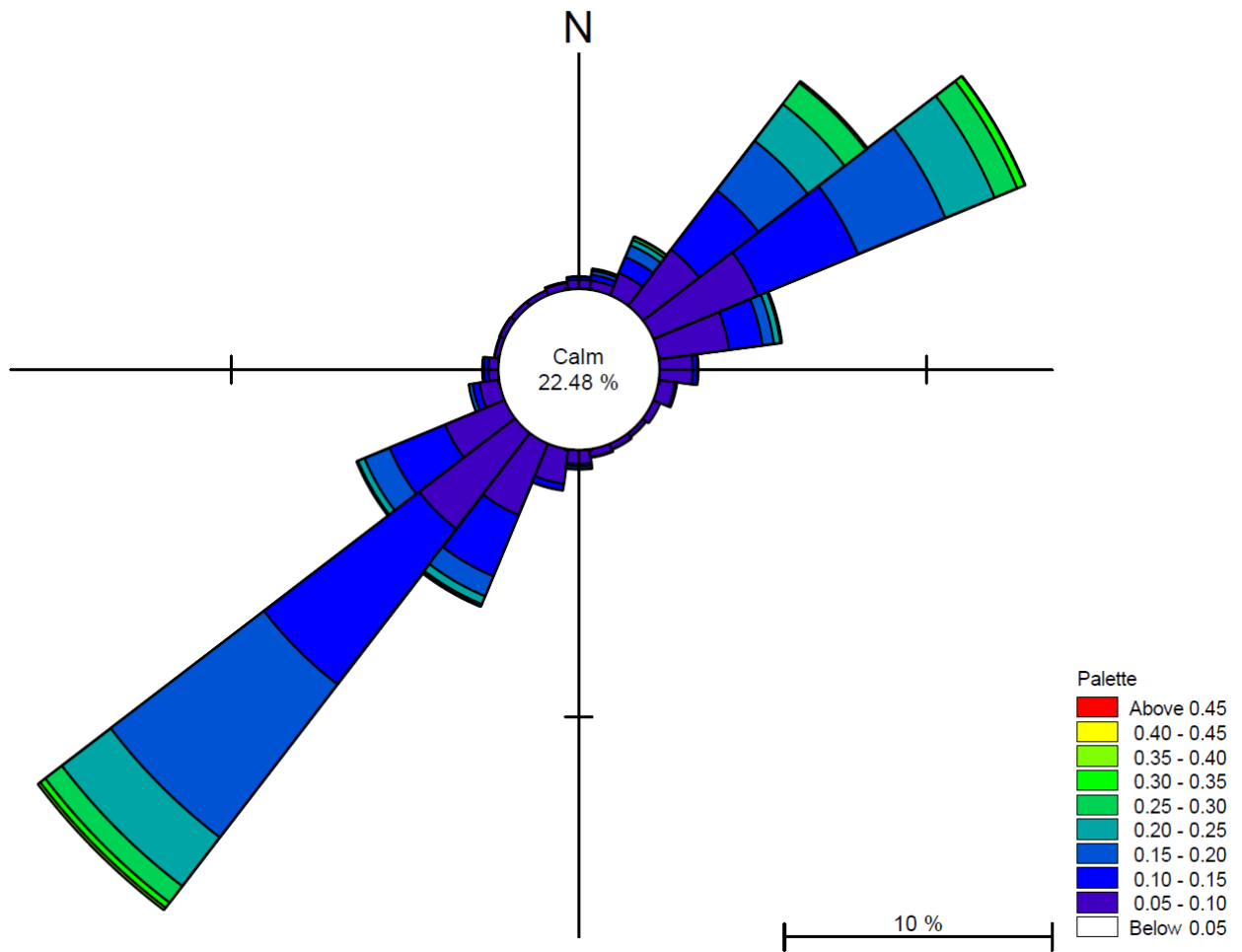


Figure II - 12 Rose des courants relevés lors de la quatrième campagne (LEM, 2018).

Commentaire :

La rose des moyennes obtenues lors du mouillage allant du 30 Avril au 30 Juin 2018, montre un assez fort courant Nord Est à Nord Nord Est avec des valeurs dépassant les 0.35 m/s.

Toutefois ils se trouvent dominés par un courant de secteur Sud Ouest dont les valeurs de l'intensité dépassent les 0.45 m/s.

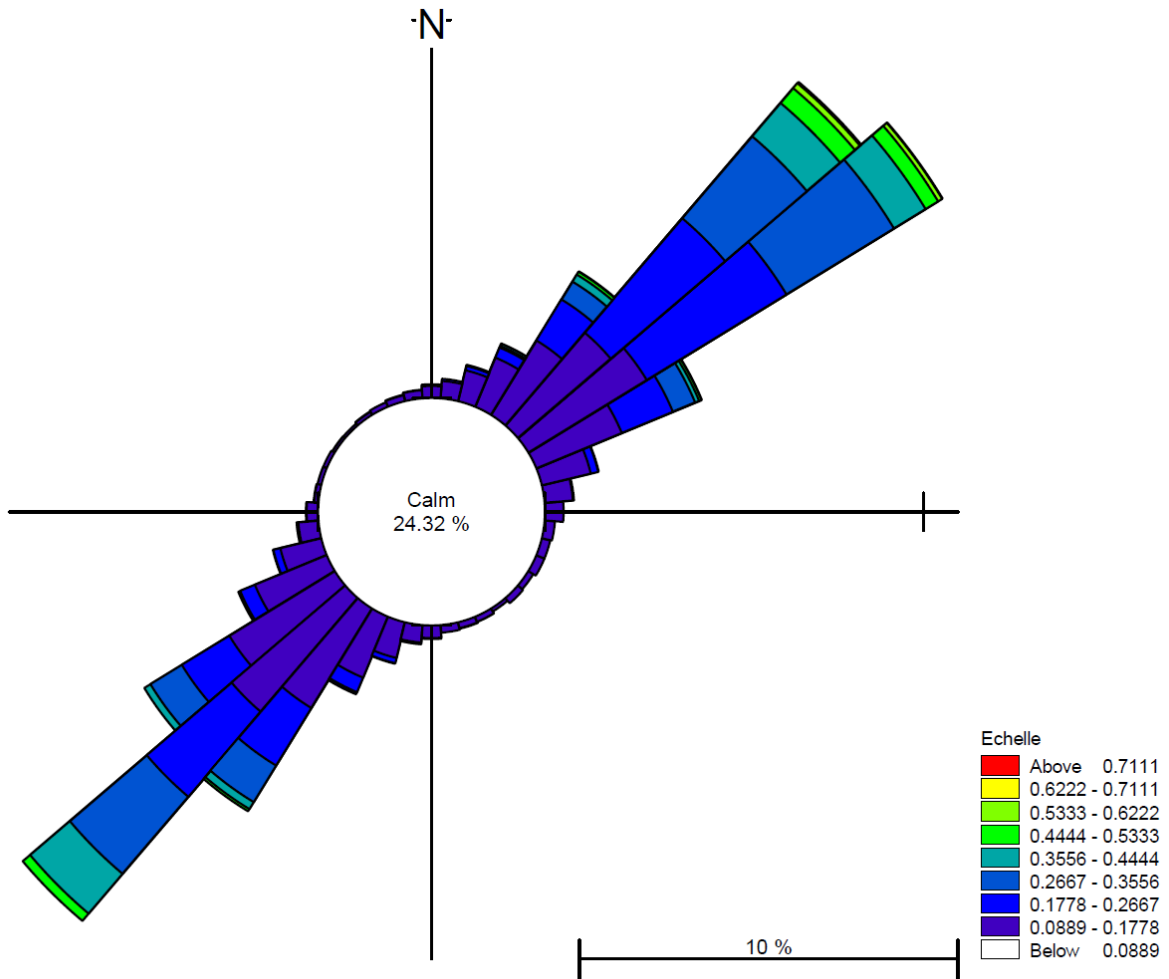


Figure II - 13 Rose des courants relevés lors de la cinquième campagne (LEM, 2018).

Commentaire :

La rose des moyennes obtenues lors du mouillage allant de la période du 15 septembre au 22 Novembre 2018 montre un fort courant Nord Est qui semble être légèrement dominant avec des valeurs dépassant les 0.71 m/s contre un courant du Sud Ouest dont les valeurs tournent au tour de 0.53 m/s.

Partie 02 : Caractérisation et cartographie des aléas recul du trait de côte et submersion marine

1. Recul du trait de cote

1.1. Introduction

Les côtes de La grande baie de Zemmouri font partie des côtes les plus variables du point de vue morphologique sur toute la côte algérienne. Elles sont soumises à des phénomènes d'érosion et de sédimentation, sous l'influence des différents cours d'eau qui y décharge, mais aussi des ouvrages de protection et des ports et qui se traduit, à la côte, par le passage successif d'une plage sableuse à sable fin à une plage à sable grossier((Ayadi et al. 2015) ;(Kermani et al. 2016)).

De par la spécificité des côtes la baie de Zemmouri, la mise en place d'un indicateur de l'érosion côtière, nécessite un travail préliminaire de compilation des données et de réflexion sur la pertinence et le périmètre de l'indicateur devant être utilisé pour décrire et suivre la dynamique de cette côte((Lawrence 1994) ;(Jana et al. 2014) ;(Moussaid et al. 2015) ;(Cowell and Kinsela 2018; Jovivek et al. 2018)).

Cette étude a donc pour objectif d'apporter les premiers éléments nécessaires à une réflexion méthodologique sur l'application d'un indicateur de l'érosion côtière qui soit à même de répondre à la spécificité de la dynamique morpho-sédimentaire des plages la baie de Zemmouri.

Dans un premier temps, il s'agit de compiler les différentes sources de données existantes relatives aux traits de côte. Ce travail préalable de collecte et d'archivage des données doit permettre ainsi de créer une base de données de traits de côte sur l'ensemble du littoral de la baie de Zemmouri. A partir de cette base de données, une réflexion sur la caractérisation de la dynamique du trait de côte doit être réalisée à partir d'une série d'indicateurs afin d'analyser les processus d'érosion-sédimentation depuis les soixante dernières années. Cette analyse fera l'objet d'une cartographie de l'évolution de la position du trait de côte au 1/200 000ème.

1.2. Rappels théoriques

1.2.1. Définition

L'érosion côtière est un processus de destruction du sol par la mer. Elle se manifeste notamment par le recul du rivage, c'est à dire le déplacement vers l'intérieur des terres de la limite entre le domaine marin et le domaine continental.

L'évolution du trait de côte dépend de nombreux facteurs :

- la configuration et le type géomorphologique de la côte (cap ; baie ; littoral longiligne, côte basse ou haute) ;
- la nature du substrat (rocheux, sableux, etc.) ;
- les apports terrigènes de sédiments issus du bassin-versant ;
- l'exposition aux agents météo-marins (force et direction du vent, de la houle et des courants) ;
- l'impact anthropique en termes de protection ou d'artificialisation du trait de côte et du bassin versant.

1.2.2. Erosion des côtes à falaise

Les falaises constituent des formes littorales d'ablation. Elles sont issues de l'action mécanique des vagues qui, par mitraillage du pied de falaise par les galets et les phénomènes de compression et décompression, sont responsable d'un sous-cavage. Ainsi se crée un surplomb qui provoque des éboulements massifs (Figure III-1).

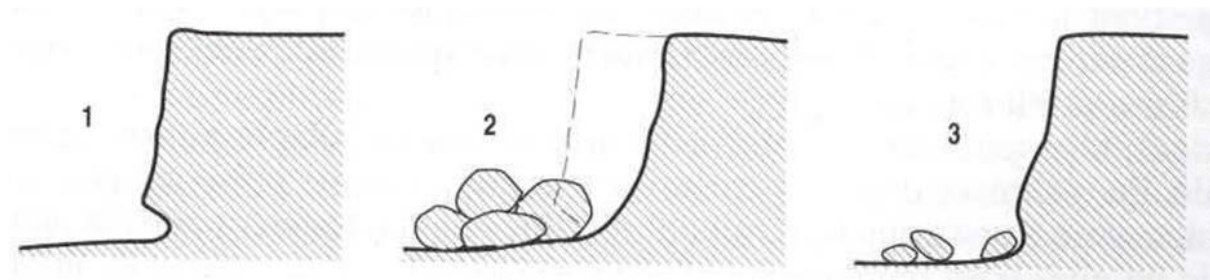


Figure III - 1 Recul classique d'une falaise

Le haut du versant évolue également sous l'action des infiltrations qui peuvent créer des glissements ou des effondrements. La vitesse de recul de la falaise dépend de l'érodibilité de ses matériaux d'une part et de la violence de la houle et de la pluie (infiltrations) d'autre part. L'impact anthropique peut être notable en favorisant les infiltrations (par exemple par la fuite des réseaux d'assainissement) ou l'érosion du cordon sédimentaire en pied de falaise qui constitue une protection naturelle.

1.2.3. Erosion de côtes basses (cordons sédimentaires)

Les cordons sédimentaires (plage ou cordon de galets) sont des formes littorales d'accumulation. Le recul du trait de côte sur ces cordons résulte d'un déficit sédimentaire. En effet la stabilité d'un cordon dépend de l'équilibre de son budget sédimentaire (Figure III-2).

Cet équilibre résulte du bilan entre les apports de sédiments venant de la côte alentours (transport de sédiments par la dérive littorale) et des rivières d'une part et des pertes issues principalement de l'action des vagues et du vent.

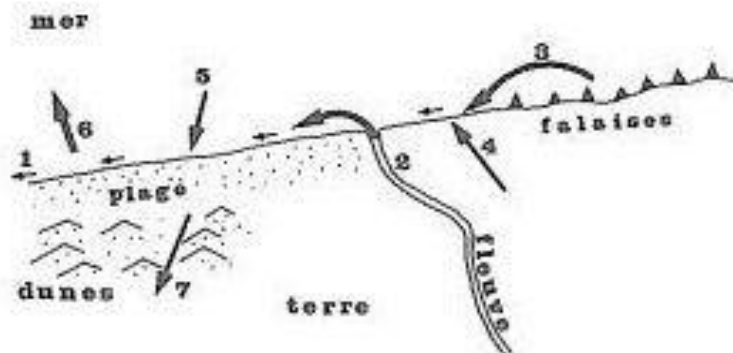


Figure III - 2 Pertes et gains sédimentaires d'un cordon littoral (Paskoff, 1998)

L'action anthropique peut générer un déficit sédimentaire (Figure III-3) :

- soit en réduisant les apports de sédiments dans les rivières ou sur la côte alentours par des prélèvements ou l'implantation d'ouvrages de protection qui bloquent le transit des sédiments;
- soit en favorisant les pertes des sédiments en implantant par exemple des ouvrages de défense longitudinaux (de type murs ou enrochements) ou en prélevant des sédiments directement sur le cordon.

Il est à noter que les prélèvements de sédiments sont désormais interdits dans les rivières (sauf autorisation exceptionnelle de curage) et sur le littoral. Ils ont néanmoins été courants par le passé.

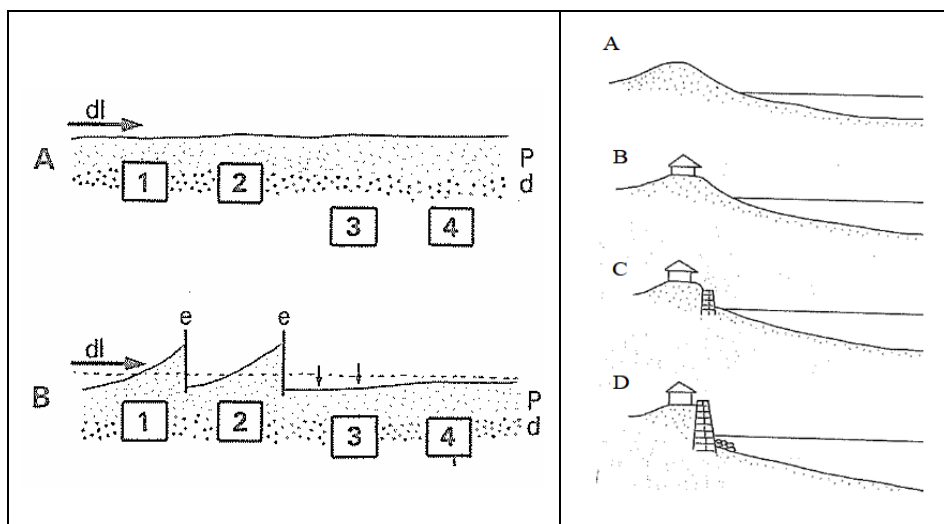


Figure III - 3 Recul du trait de côte d'un cordon sédimentaire en raison d'ouvrages transversaux (à gauche) ou longitudinaux (à droite) (Paskoff, 1998)

1.3. Recueil des données disponibles dans la baie

L'évaluation et la cartographie de l'aléa « érosion côtière » sont basées sur l'évolution historique du trait de côte (Gary et al., 1997). Ce dernier est en effet un indicateur combinant à la fois les effets de la dynamique naturelle (effets de la houle et des courants sur les falaises et les cordons sédimentaires) et de l'impact anthropique (prélèvements, dépôts et blocages sédimentaires par des aménagements).

La caractérisation de l'évolution du trait de côte se base sur les positions anciennes du rivage observées à partir des photographies aériennes, des images satellitaires et des levés DGPS, disponibles depuis les années 1957. Le thème choisi nous a amené à proposer une méthodologie de recherche et sélectionner un certain nombre de techniques fiables pour l'élaboration de ce travail. Dans ce chapitre nous essayerons d'expliquer ces techniques d'une manière globale ; le détail pourra être développé dans les chapitres concernés.

1.3.1. Recueil des photographies aériennes et images satellitaires

Les photographies aériennes de 1957, 1959, 1973 et 1980 et les couches SIG correspondantes sont celles issues des images satellitaires de 2006, 2011 et 2016. Le trait de côte correspondant au contact terre-mer (zone du jet de rive¹²) pour des conditions de mer calmes, l'ensemble du trait de côte de la zone d'étude a été numérisé à partir de l'orthophotographie correspondante. Le géoréférencement et l'orthorectification des photographies anciennes permettent de numériser le trait de côte aux différentes dates et de les superposer afin d'en mesurer l'évolution sur les 60 dernières années. Une vitesse moyenne de recul annuelle est donc calculée et permet une projection (selon une loi linéaire) du recul du trait de côte sur les 100 prochaines années.

Tableau II - 6 Liste des données utilisées dans cette étude

Date	Types de données	Echelle	Format du fichier	Type de l'image
1957 - 1959	Photographies aériennes	1/25 000	Geo-TIFF	Noir et blanc
1973	Photographies aérienne	1/25 000	Geo-TIFF	Noir et blanc
1980	Photographies aérienne	1/10 000	Geo-TIFF	Noir et blanc
2006 - 2011 - 2016	Image satellitaire	1 - 10m	Geo-TIFF	Couleur
2012 - 2015 - 2017	Levés topographiques	/	XYZ	/

1.3.2. Choix du trait de côte de référence

L'analyse de la mobilité du trait de côte à l'échelle locale s'appuie sur plusieurs marqueurs choisis en fonction de leur pertinence par rapport aux types, à la nature des données disponibles et aux sites étudiés. Sur les photographies aériennes, la limite supérieure de la fourchette a été retenue pour mesurer l'évolution du trait de côte des sites. En revanche, sur les images satellites, la seule ligne utilisée est la ligne de haute mer avant les prises de vue aériennes de 2006, 2011 et 2016.

1.3.3. Méthodes de traitement et de rectification 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 (**Sallaye, 2021**).

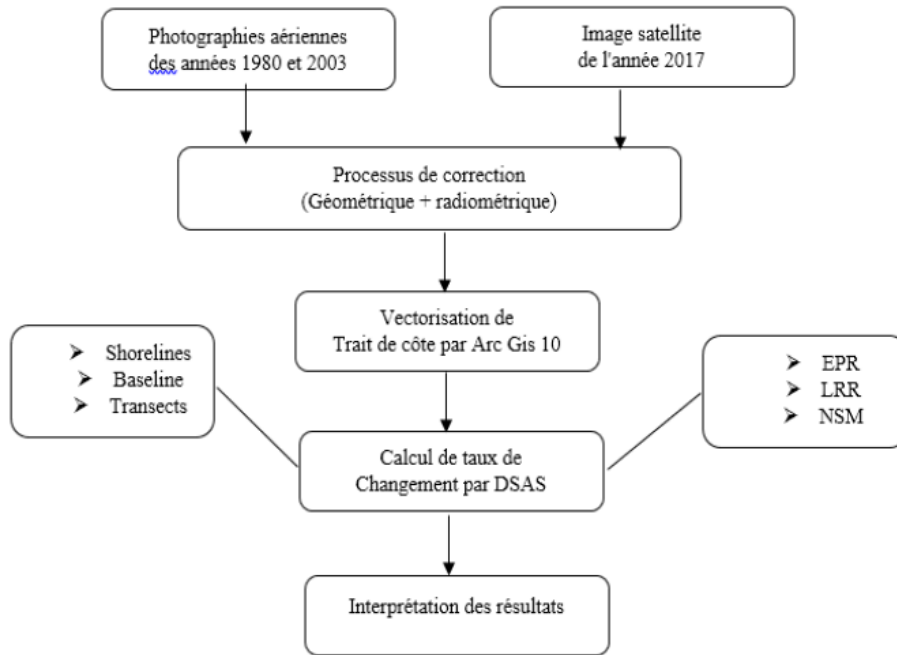


Figure III - 4 Organigramme montrant les différentes étapes appliquées dans cette étude.
(Sallaye, 2021)

1.3.4. Extraction des lignes 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 III-5) (Dolan et al. 1991), elle reste la référence la plus utilisée dans notre cas d'étude (Boak et Turner 2005). Elle est numérisée manuellement sur chaque Ortho-Photo-Plan pour les trois différentes missions à l'aide du logiciel ArcGIS (Sallaye, 2021).

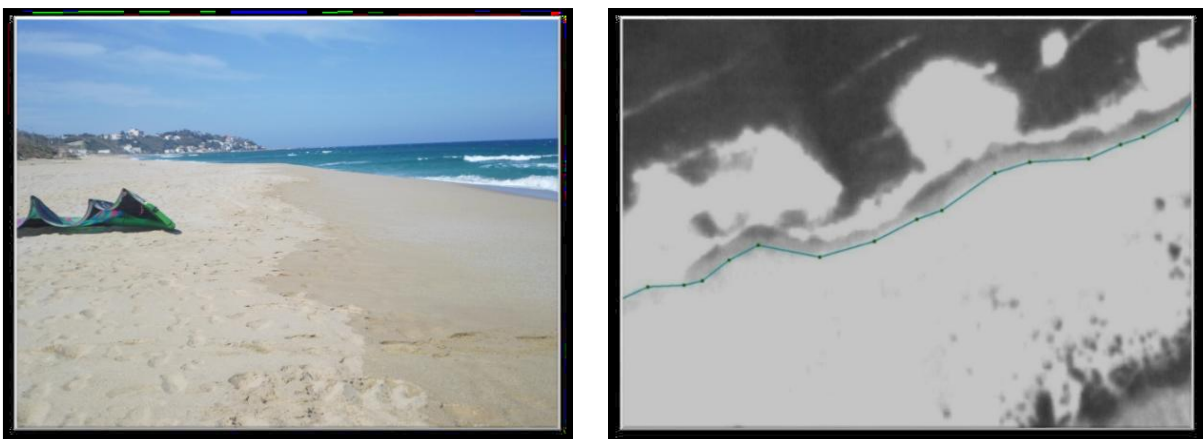


Figure III - 5 Choix de la ligne de référence du trait de côte (Sallaye, 2021).

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 Analysis System DSAS version 2,4 (Thieler et al. 2009), il permet de représenter les résultats graphiquement et statistiquement. La précision de la position du trait de côte et le pourcentage d'erreur d'extraction sont affectés par deux types d'incertitude : l'incertitude positionnelle liée à la nature de la position du trait de côte au moment où elle a été prise, au processus d'ortho-rectification et à la délimitation à l'écran de l'élément de référence du trait de côte, et l'incertitude positionnelle du DGPS (Tableau III-2).

Ces incertitudes sont considérées comme aléatoires et non corrélées. Enfin, l'incertitude totale est donnée par la racine carrée de la somme des carrés des différentes variables (Fletcher et al. 2003).

$$U_t = \pm \sqrt{t^2 + RMS^2 + O^2 + DGPSRMS^2} \quad (\text{Eq III- 1})$$

Où :

- U_t Incertitudes totales
- t Incertitude relative au stade de la marée
- O Délimitation à l'écran
- RMS incertitude d'ortho-rectification
- DGPS incertitude de position

Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau II - 7 Erreurs estimées pour chaque source de données sur le littoral.

Source d'incertitude	Magnitude
Incertitude de la mesure photographique	
- Délimitation à l'écran (O)	3
- Ortho-rectification RMS	1,27
	(0,5 - 3,5m)
Incertitude de la position de la photo	
- Stade de la marée (t)	0,5
Incertitude de la position DGPS	
- L'erreur de localisation <0,5 pixel	1
Incertitude totale	
	3,53m
Incertitude annuelle (60 years)	
	0,059 m/year

1.3.5. Levés DGPS (GPS différentiel) et travaux sur terrain

En complément, trois missions ont été effectuées durant les trois années suivantes : 2012, 2015 et 2017 ; afin de lever le trait de côte de la baie de Zemmouri par le DGPS. La technique DGPS est une méthode destinée à améliorer la performance de positionnement ou de synchronisation du GPS. Cette méthode est basée sur l'utilisation d'une ou de plusieurs stations de référence à des emplacements connus, chacune équipée d'au moins un récepteur GPS (Kaplan et al., 2006).

Les campagnes ont été réalisées en utilisant la méthode de positionnement différentiel avec six récepteurs géodésiques ; cinq fixes (Bases) et une mobile (Rover). Spécifiquement ; le modèle « Topcon Hyper Pro » pour les stations de base et « Rover Pro » pour le mobile qui constitue le récepteur avec une antenne géodésique, un modem radio et un contrôleur intégrés (Figure III-6).

C'est une technique à double différence satellite-récepteur, qui permet de calculer la position relative d'un point par rapport à un autre de coordonnées connues de façon précise.

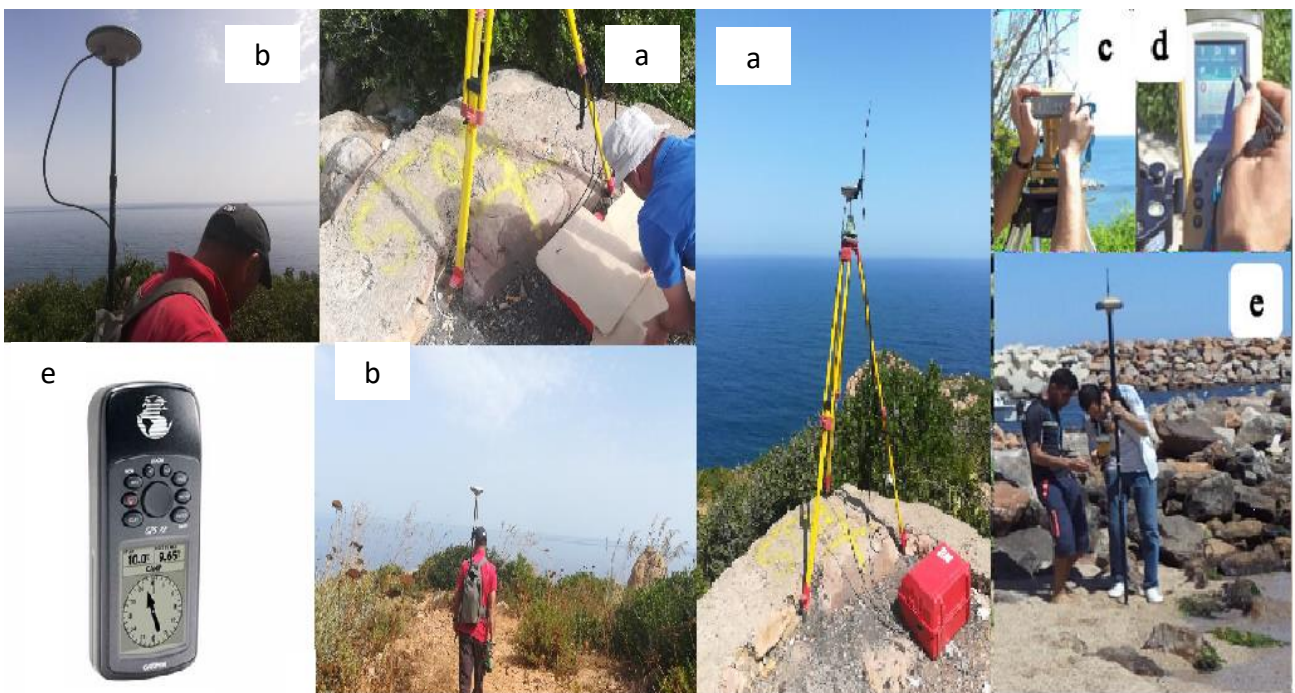


Figure III - 6 Système complet du DGPS levé RTK base temporaire avec repaire, a : station de base, b : Station mobile, c, d, e : réglage de signal calibrage station base- station mobile.

(LEM, 2021).

1.3.6. Principe de fonctionnement des levés DGPS

Les méthodes de détection du trait de côte sont multiples et variées en fonction des cas et de l'objectif des études. En ce qui concerne la nôtre, la méthode du DGPS s'est avérée la plus adéquate, vu son adaptabilité aux différents types de terrains lors des investigations (plages, falaises, dunes et côtes artificialisées) ainsi que sa précision élevée (centimétrique) et la rapidité d'acquisition des données (Othmani, 2020). Le principe du GPS Différentiel consiste à utiliser deux récepteurs, un fixe et un mobile. Le récepteur fixe sert de référence au mobile. La méthode du DGPS est basée sur le fait que ces deux récepteurs GPS soient situés à proximité l'un de l'autre (Messaoud, 2009). Ce qui permet à chacun de calculer ses propres coordonnées. Le positionnement de base étant connu avec précision (infra-centimétrique), il est donc possible de déterminer les corrections à appliquer par comparaison entre sa position calculée à partir des signaux satellitaires et ses coordonnées absolues afin de les transmettre à la station mobile (Kaplan et al. 2006 ; Faye, 2010). Les corrections sont transmises par le récepteur de la base vers le ou les récepteurs GPS mobiles distants par l'intermédiaire d'un système radio (Figure III-7).

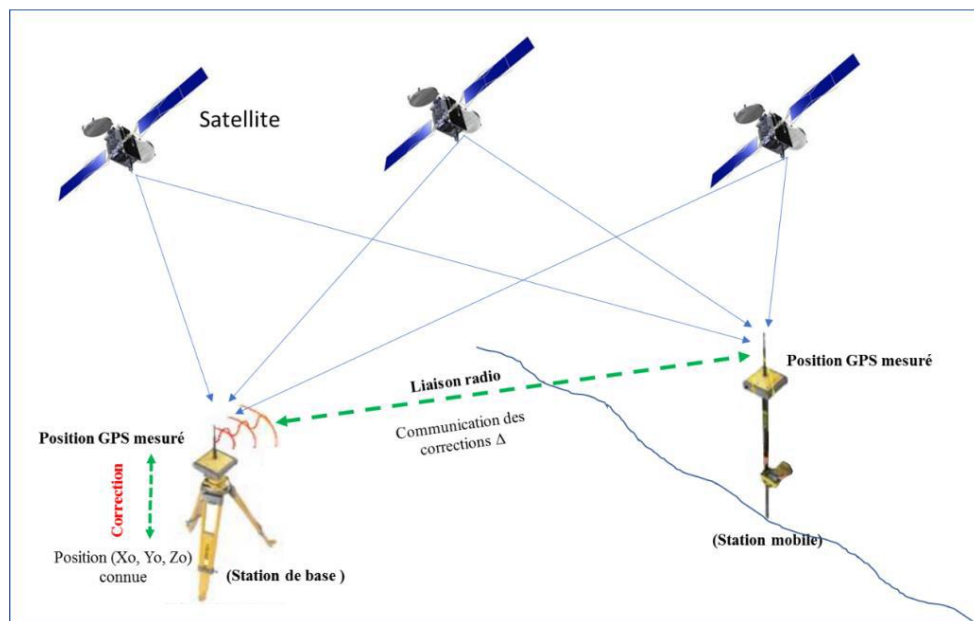


Figure III - 7 Principe de levé DGPS en mode RTK « Real Time Kinematic » (Boukhliche, 2017).

1.3.7. Estimation des erreurs

Elles se résument en deux types d'erreurs, celles liées à la précision de système GPS lui-même et celles liées au manipulateur. Le système GPS est affecté par 04 principales sources d'erreurs :

L'horloge du satellite ;

- Les éphémérides ;
- L'ionosphère ;
- La troposphère.

Le DGPS élimine seulement la première, mais il augmente également la corrélation des autres sources (Messaoud, 2009). Les erreurs du manipulateur sont issues surtout de l'inclinaison de la station mobile lors des prises des levés et la précision du tracé du trait de côte. Le tableau III-3, ci-dessous, résume les valeurs estimées pour ces erreurs.

Tableau II - 8 Erreurs estimées du DGPS

Source d'erreur	Erreur estimée
Système GPS	+/- 3cm
Inclinaison de la station mobile	+/- 2cm
Tracé du trait de côte	+/- 25cm
Erreur totale	+/- 30cm

1.4. Méthodologie de l'évolution du trait de côte

Les variations historiques de la ligne de rivage et le façonnage du système littoral dépendent de plusieurs facteurs naturels et anthropiques, tel que la houle, les variations eustatiques du niveau de la mer, la fréquence des tempêtes, le bilan des apports sédimentaires et les activités humaines (Gonzalez et al. 1997). Ces perturbations lentes et rapides induisent un ajustement du système qui évolue vers un nouvel état d'équilibre, correspondant aux nouvelles conditions imposées (effets de réaction-relaxation) (Sabatier. 2001). Le facteur quasi-permanent et le plus déterminant, notamment, la houle fera objet d'une analyse et une description détaillée dans ce chapitre.

L'objectif principal de ce chapitre est d'étudier les dynamiques morphologiques côtières à une échelle spatio-temporelle mi-séculaire. Nous commençons par une évaluation, par périodes, des tendances générales de l'évolution de la ligne de rivage pour la portion côtière localisée entre l'embouchure de l'oued Réghaia et la plage Surcouf, par la suite l'identification des différents processus qui commandent cette évolution. La synthèse de cette étude diachronique du trait de côte va nous renseigner sur les gains ou les pertes en surface et elle nous permet d'établir un bilan sédimentaire global. Les résultats finaux seront utiles

1.4.1. Principe de l'étude diachronique

La méthodologie utilisée dans ce travail est basée sur les techniques traditionnelles de traitement numérique de l'information géographique qui ont été largement testées en cinématique côtière. Cette partie vise à détailler et à présenter l'approche méthodologique qui nous a permis d'extraire les lignes de rivage et d'analyser l'évolution diachronique des côtes sableuses du nord de l'Algérie à l'échelle régionale et locale.

L'approche adoptée pour analyser l'évolution du littoral de La grande baie de Zemmouri consiste à exploiter les différents traits de côte numérisés et collectés par un outil appelé "DSAS". L'outil DSAS est un module SIG qui permet d'évaluer l'évolution du trait de côte. En effet, des statistiques de taux d'évolution sont calculées sur des transects perpendiculaires au trait de côte, à partir de ces relevés historiques du trait de côte. DSAS génère automatiquement ces transects.

Dans ce travail, la distance entre les transects est de 25 mètres. Les résultats sont présentés sous la forme d'une carte. La période pour le calcul des taux d'évolution du trait de côte est de 60 ans lorsque la côte de 1957 est disponible et est divisée en 5 ou 6 périodes selon les zones et les données disponibles (Tableau III-1). Les taux d'évolution du trait de côte sont calculés par les méthodes EPR (End Point Rate) pour un seul transect sur une année. Les points positifs et négatifs de changement montrent l'accrétion et l'érosion des plages.

1.4.2. Calcul du taux d'érosion/accrétion

L'avantage de l'outil DSAS est qu'il donne une évolution graphique et statistique du trait de côte. Il fournit une méthode standardisée pour tracer l'évolution statistique tout en analysant les changements passés et présents du littoral. Le logiciel DSAS nécessite de préparer les lignes côtières en format vectoriel dans une géodatabase et de créer une ligne de base imaginaire à partir de laquelle DSAS réalise des transects qui croiseront les différentes lignes côtières. Pour cette étude, nous avons utilisé 25 m entre les transects de 200 m de long comme pas de mesure. La taille de maille suffisante (25 m) permet de mieux apprécier l'évolution du trait de côte en détail et de spécifier le comportement du trait de côte localement (Figure III-8). Ainsi DSAS nous permet d'obtenir les trois paramètres suivants : EPR, LRR, et NSM

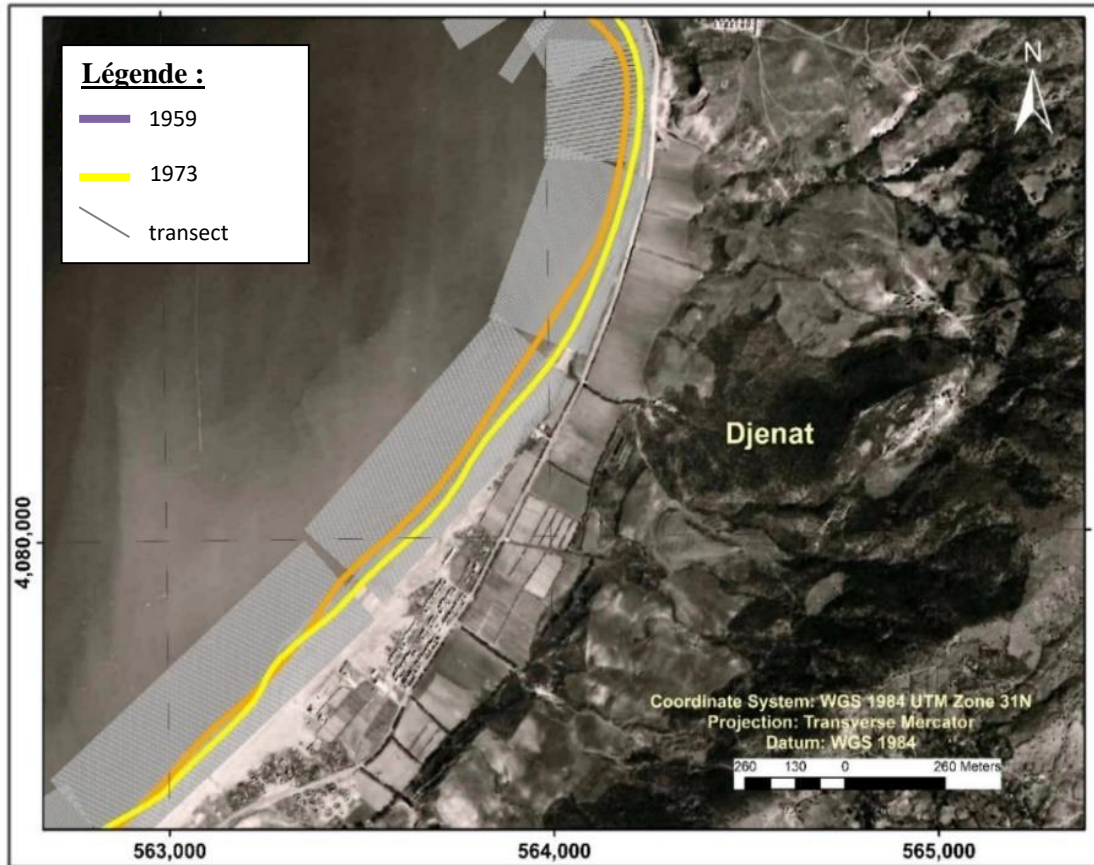


Figure III - 8 Exemple de baseline et de transects sur la plage de Djenat

a) End Point Rate (EPR)

C'est le taux des points extrêmes, il est calculé en divisant la distance (en mètres) entre deux lignes de rivage par rapport au nombre des années (éq't III-2), il est présenté en mètre /an, cette technique est plus utilisée par plusieurs chercheurs (Nassar et al. 2018; Robin 2002; Thieler et al. 2009).

$$EPR (m/an) = \frac{D_1 - D_2}{t_1 - t_0} \dots\dots\dots(Eq't III- 2)$$

Où :

D₁ et D₂ : distance séparant le trait de côte plus ancien et le plus récent.

t₀ et t₁ : 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 (Sallaye, 2021).

b) 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 (D'après Sallaye, 2021) :

$$Y = a + bX \quad \dots\dots\dots(\text{Eq III- 3})$$

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.

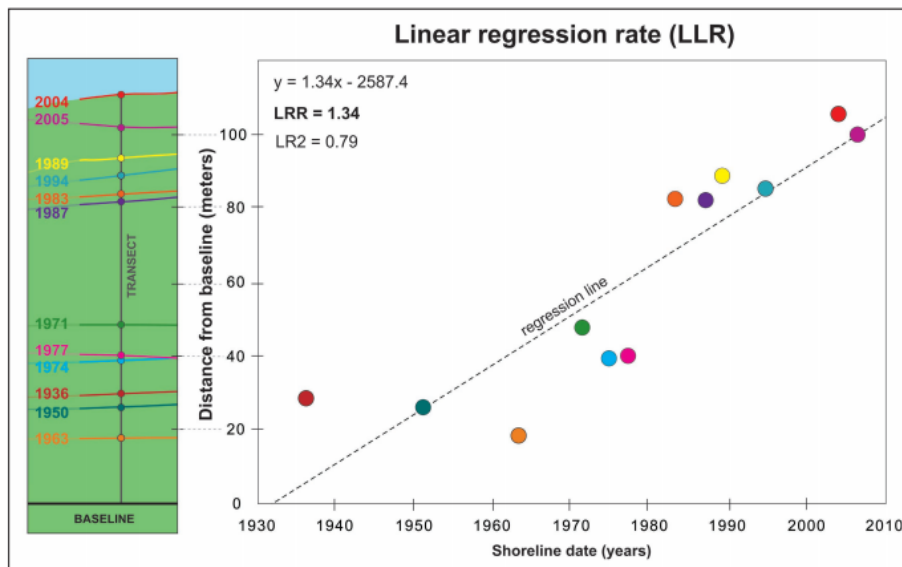


Figure III -9 Méthode statistique LRR (Sallaye, 2021).

La méthode de régression linéaire est caractérisée par les points suivants:

- (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.

c) Net Shoreline Movement (NSM)

La méthode de NSM est la distance entre la ligne de rivage la plus récente et la plus ancienne (Fig III-10). Par conséquent, les unités sont en mètres (Sallaye, 2021)

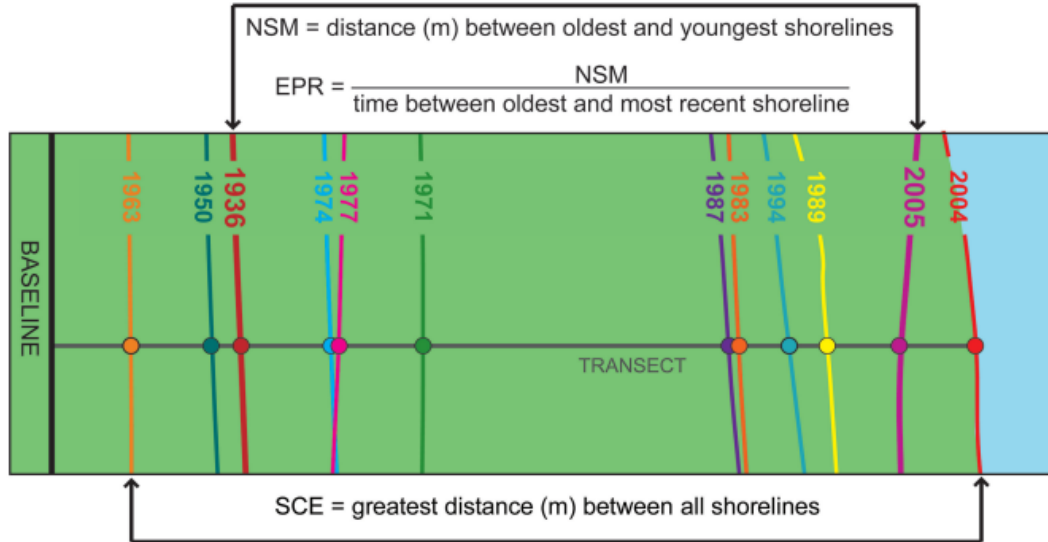


Figure III -10 Méthode statistique NSM.

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

Tableau II - 9 Classification des valeurs de changement du trait de côte à partir des paramètres EPR, LRR et NSM (Sallaye, 2021)

N°	Taux de changement de trait de côte (m/an)	Classification des traits de côte
1	>-2	Erosion très élevée
2	-2 à -1	Erosion élevée
3	-1 à 0	Erosion modérée
4	0	Stable
5	0 à +1	Accrétion modérée
6	+1 - +2	Accrétion élevée
7	<+2	Accrétion très élevée

2. Submersion marine

2.1. Introduction

L'espace littoral est la zone d'interface entre la mer et la terre. Cet espace étant sujet à l'assaut de la mer, ils appartiennent même aux "espaces de l'eau" selon **Tricot (2012)**. En effet, le littoral a longtemps été considéré comme un espace dangereux où seules les populations dont le travail était lié à la mer y vivaient.

La connaissance des phénomènes océano-météorologiques extrêmes est fondamentale pour prévenir les risques de submersion marine en zone côtière ou concevoir des aménagements côtiers, portuaires ou des plate-formes offshore, avec des périodes de retour d'intérêt allant généralement de 10 à 100 ans.

La conception ou la vérification de protections côtières adaptées nécessite la connaissance précise de la probabilité d'occurrence des conditions océano-météorologiques extrêmes susceptibles de générer des submersions marines (le niveau marin ou les vagues par exemple).

En particulier, la notion de niveau de retour des aléas maritimes est fondamentale en ingénierie marine et côtière. Par exemple, pour les états de mer, caractérisés par la hauteur de vague dite significative, le niveau de retour 100 ans correspond à la hauteur de vague dépassée en moyenne une fois tous les 100 ans. En d'autres termes, c'est la hauteur de vague qui a une probabilité 10^{-2} d'être dépassée chaque année.

Les submersions marines sont la conséquence de fortes tempêtes et peuvent aussi être influencées par le marnage de la mer ou l'océan (**Hénaff et Philippe, 2014**), l'ampleur du phénomène étant accentuée si les deux éléments conjuguent de fortes intensités.

Dans le cadre du travail de recherche visant à évaluer la vulnérabilité de La grande baie de Zemmouri face aux risques côtiers (submersion et érosion), une caractérisation de l'aléa submersion marine dans cette baie a été effectuée.

2.2. Notion de submersion marine

La submersion marine est définie comme une inondation temporaire de la zone côtière par la mer dans des conditions météorologiques et marégraphiques sévères (**MATE, 1997**). Les submersions envahissent généralement les terrains situés en dessous du niveau des plus hautes mers mais atteignent aussi parfois des altitudes supérieures si le battement des vagues et les projections d'eaux marines franchissent des ouvrages de protection et/ou la crête

des cordons littoraux. Les submersions marines peuvent durer quelques heures à quelques jours. Trois modes sont distingués :

- submersion par rupture d'un cordon dunaire ou d'un ouvrage de protection lorsque les terrains situés en arrière sont en dessous du niveau marin (brèche, érosion intensive) ;
- submersion par débordement, lorsque le niveau marin est supérieur à la crête du cordon dunaire ou des ouvrages ;
- submersion par franchissement de vagues (« paquets de mer »).

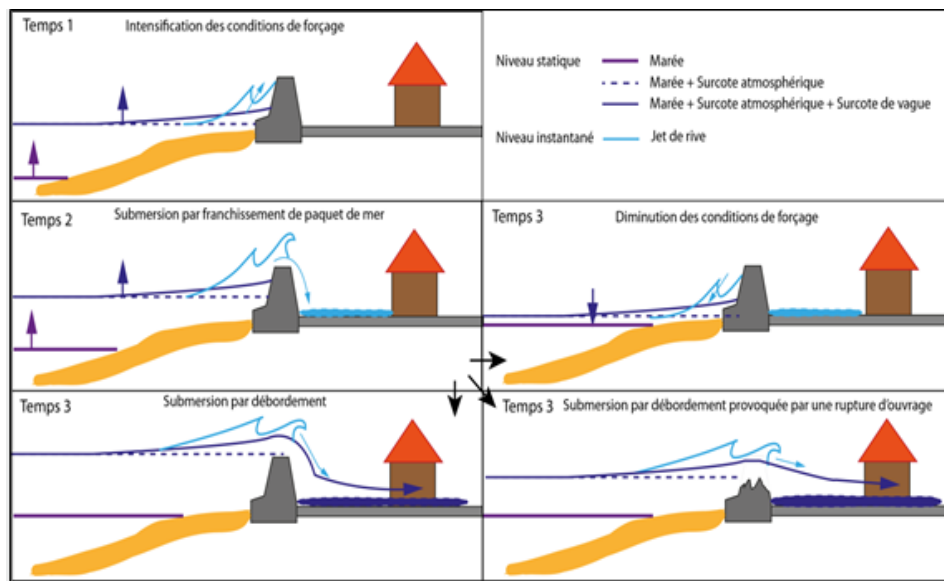


Figure III - 11 Typologie des submersions marines (franchissement, débordement, rupture d'ouvrage) (BRGM, 2012)

Les processus physiques mis en jeu lors des phénomènes de tempêtes sont liés principalement à l'action de la pression atmosphérique et du vent sur le plan d'eau (Figure III-12) :

- La chute de la pression atmosphérique entraîne une surélévation du niveau du plan d'eau. C'est le phénomène de baromètre inverse. Une diminution de 1hPa équivaut approximativement à une élévation de 1 cm du plan d'eau.
- Le vent a un double effet sur le plan d'eau : il est à l'origine de l'agitation du plan d'eau et de la formation des vagues dont les caractéristiques, hauteur, période, secteur de provenance, sont directement liées à celles du vent et au fetch du bassin maritime ; il exerce une contrainte à la surface de l'eau en générant une modification du niveau du plan d'eau statique (surcote ou décote) et des courants.

- Les vagues, générées au large par le vent, se propagent vers la côte et déferlent. Elles transfèrent alors leur énergie sur la colonne d'eau, ce qui provoque une surélévation moyenne du niveau de la mer (le « wave set-up », ou set-up, ou surcote liée aux vagues) pouvant s'élever à plusieurs dizaines de centimètres.

Le phénomène de « surcote atmosphérique » ou « surcote de tempête » est l'addition de l'effet baromètre inverse et de l'élévation du niveau du plan d'eau sous l'effet du vent. Ainsi, lors d'une tempête, le niveau moyen de la mer résulte de l'addition de la surcote atmosphérique et du setup. Le niveau maximal atteint par la mer est défini en tenant compte du « jet-de-rive » (swash). On appelle run-up, l'altitude maximale atteinte par le jet-de-rive sur la côte.

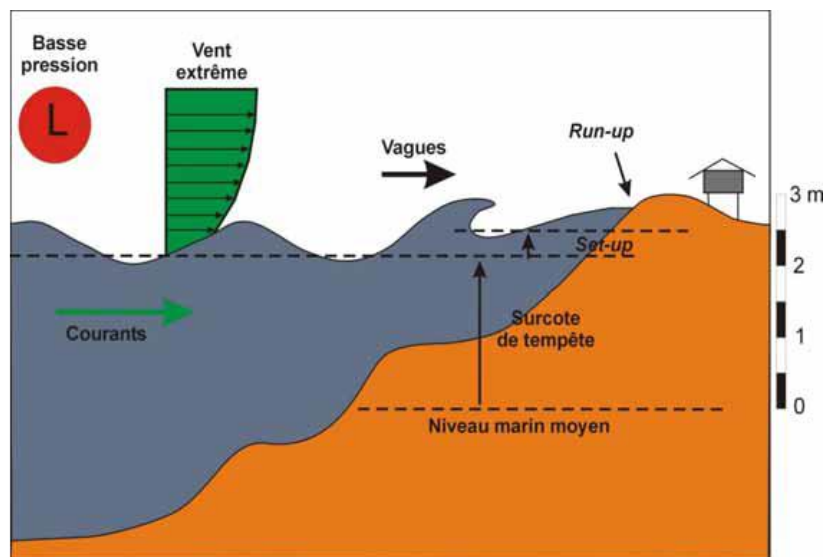


Figure III -12 Processus physiques en action lors d'une tempête : agitation et surélévation du plan d'eau.

2.3. Principe de la cartographie des zones d'aléa submersion marine

La méthodologie retenue dans l'évaluation de la submersion marine se base sur le croisement de la topographie avec les niveaux d'eaux extrêmes obtenus calculées empiriquement. Il s'agit de reconstituer les conditions météo-marines lors des événements historiques, de propager ces informations à la côte et de calculer à l'aide de modèles analytiques les surélévations dues au déferlement (set-up) et au jet de rive (run-up). L'application de cette méthode a été faite au niveau de La grande baie de Zemmourien utilisant des profils espacés de 25m.

2.3.1. Caractéristiques de l'avant-côte et de la plage

Afin d'évaluer les niveaux d'eaux extrêmes atteints lors des tempêtes historiques sur tout le littoral régional, une analyse par profil a été choisie. Pour prendre en compte les variations locales de morphologie dues à la présence d'ouvrages, un espacement de 20 m a été utilisé.

Sur chacun de ces profils, on détermine les caractéristiques morphologiques de l'avant-côte et de la plage émergée, qui jouent un rôle non-négligeable sur les phénomènes de submersion.

Une analyse grâce l'outil DSAS (logiciel Système d'Information Géographique) permet d'extraire tous les 25 m:

- la pente de la plage aérienne sur laquelle se propage le jet de rive ;
- la pente de l'avant-côte sous-marine permettant de calculer le set-up des vagues.

Afin d'évaluer la pente de la plage émergée, les levés topographiques ont été analysés afin de choisir les courbes de niveau les plus représentatives de la zone de jet de rive. La pente de la plage émergée a été estimée entre les courbes de niveaux 0,3 et 1,5 m NGA. Ces niveaux correspondent respectivement à la limite supérieure de la zone de jet de rive par beau temps et à la crête de la berme, permettant de définir la zone de jet de rive lors des coups de mer.

Pour le calcul de la pente de l'avant-cote, l'utilisation d'une ligne de contour pour toute la région n'est pas satisfaisante, en raison de la grande variabilité des morphologies d'avant côtes caractérisées parfois par des systèmes de barres sableuses (parallèles à la côte ou encroissant, unique ou multiple), qui vont impacter le calcul de pente. Le calcul de la pente a par conséquent été adapté en fonction de la morphologie de l'avant-côte, afin que la pente calculée soit représentative de la zone de déferlement sur lequel est généré le set-up.

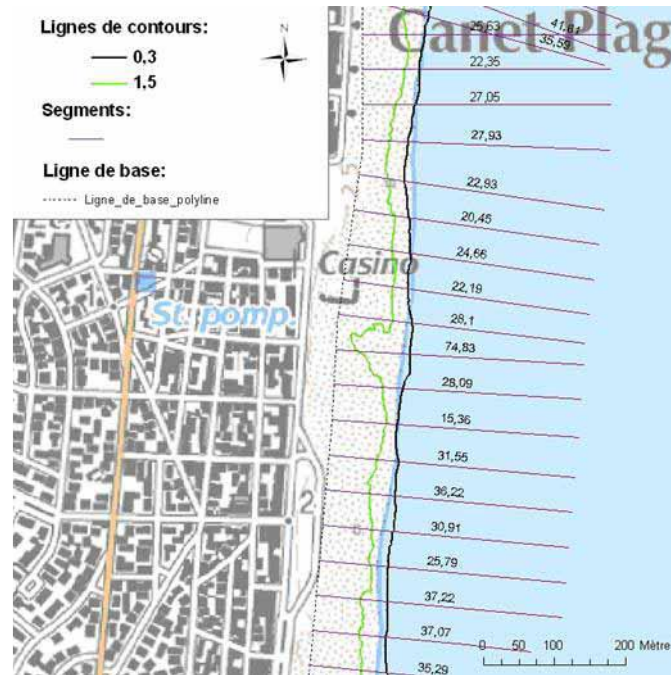


Figure III -13 Exemple de profils espacés de 20m dans et courbes de niveau permettant le calcul de la pente de la plage émergée

Le calcul automatique de la distance entre les courbes de niveau retenues (pour en déduire la pente) est réalisé à l'aide de l'extension DSAS (Digital Shoreline Analysis System) (Thieler et al, 2009), développée par l'USGS (United States Geological Survey), fonctionnant sous le logiciel ArcGis© d'ESRI. Cette application permet en effet de calculer le recul du trait de côte entre deux périodes distinctes le long de segments dont l'espacement est déterminé préalablement. Dans le cas présent, elle permet d'obtenir la distance entre deux polygones choisies puis d'en déduire la pente.

2.3.2. Calculs des niveaux extrêmes lors des événements historiques

a) Conditions météo-marines de référence

Les conditions hydrodynamiques de référence pour les tempêtes quinquennale, décennale, vingtennale etcinquantenale sont issues d'une analyse fréquentielle des données de houle réalisée en 2021 par nos soins sur le point d'enregistrement SIMAR, et complétée par une ré-analyse des vagues sur les trois dernières décennies.

Tableau II - 10 Caractéristiques des vagues et surcotes marines pour des périodes de retour annuelle, décennale et cinquantennale. Hs : Hauteur significative de la houle ; Tp : période de pic de la houle L0 : longueur d'onde de la houle au large.

Période de retour (houle toute direction confondues)	Houle simar		
	Tp (s)	Hs (m)	L0 (m)
Quinquennale	12,38	6,40	245
Décennale	13,22	7,40	280
Vingtennale	13,89	8,30	309
Cinquantennale	14,48	9,20	336
Centennale	15,02	10,10	361

Les conditions météorologiques de la ré-analyse par méthode Weibull (**Saha et al., 2010**) ont été utilisées pour forcer le modèle SWAN (**Boojet al.,1999**) et reconstituer les conditions de vagues dans la baie de Zemmouri lors des trente dernières années. Ces simulations fournissent par conséquent les conditions météo-océanographiques au large pour tous les événements depuis 1990 à 2020. Le modèle SWAN a été utilisé pour obtenir les conditions proches de la côte dans les différents secteurs de la baie de Zemmouri, et fournir les conditions d'entrée du modèle analytique côtier. On obtient par ces simulations les paramètres de houle (hauteur significative Hs, période de pic Tp et direction Dir), la pression atmosphérique et les conditions de vent lors de ces événements (**Tirard et Balouin, 2011**).

b) Surcotes atmosphérique et niveaux d'eau

Les niveaux de surcote et de marée atteints n'ont pas été simulés. Les valeurs utilisées pour les tempêtes historiques analysées proviennent des observations et mesures disponibles lors de ces événements. Les niveaux d'eau associés aux événements de tempêtes ayant des périodes de retour de la hauteur de vagues de 1, 10 et 50 ans correspondent aux niveaux d'eau atteints pour ces mêmes périodes de retour.

c) Niveau marin maximal statique et instantané

Le niveau marin extrême atteint pendant les tempêtes va conditionner l'intensité de la submersion. En cohérence avec le modèle de **Sallenger (2000)** présenté dans la figure, on distingue :

- Le niveau marin statique atteint pendant l'intégralité de la tempête:

$$N_{max} = set - up + \eta \quad \dots\dots\dots(\text{Eq III- 4})$$

Où :

set-up= remontée locale du niveau marin ;

η = surcote.

- Le niveau instantané maximal, atteint par le jet de rive sur la plage (run-up) :

$$N_{max, instantané} = R_2 + \eta \quad \dots\dots\dots(\text{Eq III- 5})$$

Où :

R_2 représente le run-up extrême (2% les plus hauts).

R_2 , incluant le set-up des vagues et le jet de rive extrême, définira l'élévation maximale atteinte par les lames d'eau extrêmes pendant quelques secondes, et non un niveau statique d'inondation. Ce choix de valeur extrême permet notamment de définir les secteurs qui pourraient être franchis lors de la tempête. η représente la surcote pendant la tempête.

η représente la surcote pendant la tempête.

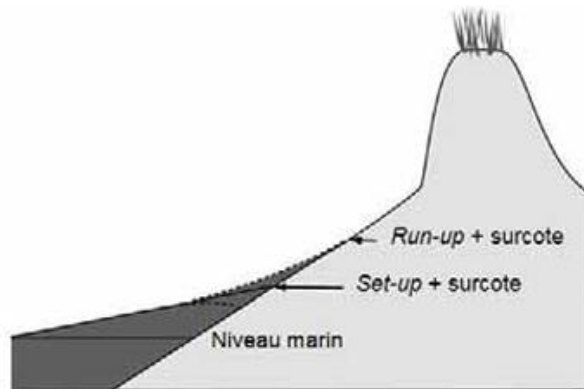


Figure III -14 Schématisation du modèle de Sallenger (2000).

Les niveaux de set-up et de run-up maximaux sont calculés selon les formulations de **Holman (1986), modifiée par Stockdon et al. (2006)**. Le set-up est donné par :

$$Set - up = 1,1 * [0,35. \beta f_1. (H_0. L_0)^{0,5}] \quad \dots\dots\dots(\text{Eq III- 6})$$

Où :

β_{f1} = pente de l'avant côte;

H_0 = hauteur significative de la houle au large (conditions en eau profonde);

L_0 = longueur d'onde de la houle au large, donnée par : $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$; dont $g = 9,81$ (gravité) et T = période de pic de la houle.

Le run-up, représente la hauteur maximale atteinte par le jet de rive. Il peut être calculé à partir de la formule empirique de **Stockdon et al. (2006)** présentée sur l'équation suivante :

$$R_2 = 1,1 * \left[\frac{[H_0 \cdot L_0 (0,563 \cdot \beta f_2^2 + 0,004)]^{0,5}}{2} \right] \dots\dots\dots(\text{Eq III- 7})$$

Où :

H_0 = hauteur significative de la houle au large;

L_0 = longueur d'onde de la houle au large ;

βf_2 = pente de la plage émergée sur laquelle s'effectue le jet de rive.

Dans ces formules, les caractéristiques géomorphologiques du littoral sont prises en compte par le calcul de la pente de l'avant-côte et de la plage émergée. Le $R_2\%$ calculé par la formule de **Stockdon et al. (2006)** correspond au 2% supérieurs du run-up, et représente donc le niveau le plus extrême atteint pendant la tempête. L'évaluation de la méthodologie sur des événements historiques pour lesquels des niveaux de submersion existent indique que les niveaux maximaux simulés ont une précision de +/- 10 cm.

d) Représentation cartographique

La méthodologie mise en place pour l'évaluation de la submersion marine permet d'obtenir deux informations complémentaires:

- L'extension de la zone inondée ;
- La hauteur d'eau dans la zone inondée.

Ces informations sont déduites des niveaux d'eau maximaux calculés appliqués à la topographie résultante. Le niveau statique pendant la tempête est appliqué sur le modèle topographique en considérant que ce niveau sera atteint dès lors que l'écoulement depuis la mer est possible. Il est donc reporté également sur les côtes zones ayant une connexion avec la mer. Le niveau d'eau instantané (jet de rive) est propagé depuis le niveau statique jusqu'au premier obstacle topographique susceptible de bloquer significativement l'écoulement.

Partie 03 : Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie

1. Introduction

La bande côtière constitue un territoire très spécifique en matière de risques (**Paskof, 2001; Meur-Férec, 2002 ; Meur-Férec et Morel, 2004, Robin 2002**). Alors que la dynamique actuelle lui confère une mobilité intrinsèque, l'évolution des installations humaines obéissent à une logique inverse avec la fixation du trait de côte. Cette dynamique convergente est à l'origine des risques côtiers.

La gestion des risques côtiers implique l'évaluation de la vulnérabilité des environnements naturels et humains. Les indices comprenant une diversité d'indicateurs a donc été largement utilisée pour fournir des analyses spatiales du degré de vulnérabilité. Ainsi, sont généralement appliquées à l'échelle mondiale et nationale, et ils impliquent divers degrés de simplification et d'agrégation dès l'information. Le degré de simplification souhaitable dépend de l'échelle de gestion, et une résolution plus élevée est nécessaire au local par rapport à l'échelle mondiale (**McLauregh, 2010**).

La variabilité des phénomènes naturels auxquels est soumise la côte de la baie de Zemmouri, la diversité et le nombre des activités humaines qui s'y développent (touristiques, pêcheries, commerce...), lui confèrent une vulnérabilité d'un niveau et d'une nature spécifiques.

Au sens général, la vulnérabilité est la probabilité de voir la zone côtière se dégrader face à l'élévation du niveau de la mer, quel que soit ses caractéristiques physiques ou socio-économiques. Après avoir identifié les risques encourus en cas d'élévation du niveau de la mer, nous allons, dans ce chapitre, analyser la vulnérabilité physique et socio-économique de cette zone côtière à une hausse prévue du niveau des eaux marines en utilisant des indices de vulnérabilité.

Durant ces dernières années, grâce à l'utilisation des bases de données et des Systèmes d'Informations Géographique (SIG) dans les études scientifiques côtières, il y a eu une augmentation substantielle dans le développement d'indices de vulnérabilité pour les littoraux (**Gornitz et al. 1993 ; 1994 ; Leggett and Jones, 1996; Cambers, 1998, Mclaughlin et al. 2002**). Ceci est dû au développement intense que connaissent les zones côtières et l'impact des changements climatiques.

L'évaluation de la vulnérabilité aussi bien physique que socioéconomique semble être nécessaire. Cette approche permettrait de mieux cerner les zones à forte vulnérabilité à une

hausse du niveau marin et aiderait à une meilleure mise en œuvre des directives de la gestion de ce littoral.

L'évaluation est un processus d'estimation, pour une zone donnée, de la probabilité d'occurrence d'un phénomène potentiellement désastreux d'une amplitude donnée et à une période donnée. L'évaluation est un processus interdisciplinaire qui nécessite la combinaison de grandes quantités de données sur les divers paramètres contribuant à la vulnérabilité d'un territoire. De nombreux auteurs ont développé des indices de vulnérabilité, avec pour objectifs la simplification du nombre complexe de paramètres qui interagissent entre eux, représentés par divers types de données, à une forme plus facilement compréhensible et ainsi ayant une utilité pour la gestion du territoire. Les SIG sont le moyen d'intégration des données et la production de ces indices qui expriment l'effet combiné de ces paramètres (**Thumerer et al., 2000 ; Bryan et al, 2001**).

Le but principal de l'évaluation de la vulnérabilité est de fournir de l'information pour guider le processus d'adaptation et améliorer les capacités adaptatives de la société (**Kelly et Adger, 2000, Smith et Wandel, 2006**). De nombreux indices ont été développés pour évaluer de la vulnérabilité des côtes, notamment au changement climatique (**Gornitz, 1990, Hughes et Brundrit, 1992 ; Barnett et Adger 2003**) et à l'érosion côtière (**Boruff et al. 2005, Dominguez et al. 2005**), à la pollution par les hydrocarbures (**Fattal, 2009**).

Les décisions concernant la gestion du trait de côte et les problèmes d'érosion/submersion marine, impliquent de nombreux acteurs et intègrent une multitude de données quantitatives et qualitatives, elles se prennent dans le cadre de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC), c'est donc un problème de cartographie décisionnelle multicritères. La méthode utilisée dans le cadre de ce travail est une adaptation d'une approche par indicateurs qui tient compte de l'avis d'experts.

Il n'y a pas un indice de vulnérabilité type qui peut être appliqué à toutes les situations. Les composantes qui contribuent à la vulnérabilité, le type de donnée et leur disponibilité et l'utilité de l'approche par indice varient avec l'échelle. L'objectif de ce travail est de :

- Faire un état de l'art des méthodes et outils utilisés pour l'évaluation de la vulnérabilité côtière,
- Identifier une méthode robuste et « facile à utiliser » pour l'évaluation de la vulnérabilité,
- Appliquer cette méthode à la zone côtière algérienne.

Dans le présent travail, nous allons évaluer le potentiel d'application de l'indice de **Mc Lauregh** tout le linéaire côtier algérien de la Baie de Zemmouri. Les indices extraits et les questions qu'elles soulèvent dans leur compilation seront ensuite discutés.

2. Problématique de l'évaluation de la vulnérabilité des zones côtières

2.2. Quelques définitions

2.2.1. Risque

Il y a diverses définitions du risque naturel selon les pays, les époques et les domaines traités. Le risque de glissement de terrain par exemple augmente avec les changements qui affectent le climat, et le risque d'y être exposé augmente avec l'urbanisation en zone où ce danger est susceptible de s'exprimer (**Fattal, 2009**). Les définitions récentes du risque, comme celle proposée par la décennie internationale de prévention des catastrophes naturelles (DIPCN) décrétée par l'Organisation des Nations Unies en 1990, insistent généralement sur le croisement entre un phénomène naturel ou **aléa** "hazard" en anglais (tempête, inondation, incendie de forêt, coulée de boue, mouvements de terrains, séisme, invasion biologique, épidémie...), et des **vulnérabilités** humaines, c'est-à-dire des lieux habités ou utilisés par l'homme, des installations, des fonctions ou activités susceptibles d'être altérées ou détruites par l'occurrence du risque.

$$\text{Risque} = \text{Aléa} \times \text{Vulnérabilité}$$

2.2.2. Aléa

Le terme **aléa** fait référence à la probabilité qu'un phénomène d'une certaine *étendue, intensité* et *durée*, entraînant des conséquences négatives, a de se produire. Ce premier aspect de la notion de risque fait l'objet de l'analyse des périodes de retour et de représentation cartographique (cartes de fréquence).

2.2.3. Vulnérabilité

La **vulnérabilité** fait référence à l'impact du phénomène sur la société, c'est justement l'accroissement de la vulnérabilité des enjeux qui augmente l'incidence des risques naturels. Le bureau des secours des États-Unis définit la vulnérabilité comme: "*le degré de pertes d'un élément ou d'un ensemble d'éléments à risque résultant de l'occurrence d'un phénomène naturel d'une ampleur donnée. Il est exprimé sur une échelle de 0 (pas de dégâts) à 1 (dégâts*

totaux)". La vulnérabilité intéresse et concerne de nombreux acteurs impliqués dans l'aménagement et la gestion du territoire ou des structures (bâtiments, etc.), elle dépend fortement de la réponse de la population face au risque.

2.3. L'évaluation du risque

C'est est un processus d'estimation, pour une zone donnée, de la probabilité d'occurrence d'un phénomène potentiellement désastreux d'une amplitude donnée et à une période donnée. L'évaluation des risques nécessite l'analyse des données historiques "officielles" ou non, et une bonne interprétation des cartes météorologiques, topographiques, géologiques, géomorphologiques, hydrologiques et d'utilisation du sol existant. L'évaluation est un processus interdisciplinaire qui doit être entrepris par étapes et implique des enquêtes sur le terrain, la *collecte, le traitement, l'analyse et l'interprétation* d'information provenant de différentes sources concernant les pertes directes et indirectes, les effets à court et à long terme. Cela nécessite une attention à la fois aux besoins à court terme et les implications à long terme.

La planification à court et long terme nécessite une évaluation quantitative de la vulnérabilité aux risques naturels pour la zone côtière. Cette évaluation quantitative a pour but de minimiser la vulnérabilité à d'éventuels risques naturels des individus et des communautés (collectivités). Bien qu'il y ait de nombreuses techniques pour évaluer quantitativement la vulnérabilité aux catastrophes naturelles, des développements méthodologiques et technologiques sont encore nécessaires pour l'intégration des différentes disciplines et données relatives aux risques naturels dus aux changements climatiques.

2.4. Evaluation de la vulnérabilité côtière

Au sens général, la vulnérabilité est la probabilité de voir la zone côtière se dégrader face à l'élévation du niveau de la mer, quel que soit ses caractéristiques physiques ou socio-économiques. Elle fait ainsi référence aux situations et aux caractéristiques intrinsèques d'un milieu ou d'éléments de celui-ci, qui conduisent à anticiper des conséquences néfastes pouvant résulter de la manifestation d'un ou de plusieurs aléas. La vulnérabilité met donc en évidence l'incapacité ou l'inaptitude d'un milieu et de ses composantes à résister à un aléa ou à répondre à sa manifestation.

L'évaluation de la vulnérabilité côtière des régions comprend deux approches principales : la première prend en compte les variables physiques pour évaluer la vulnérabilité locale d'une côte particulière (**Gornitz, 1990, Gornitz et al., 1994, Shaw et al., 1998, Thieler et Hammar-Klose, 1999, Pendleton et al., 2010, Doukakis, 2005, Hegde et Reju, 2007, Nageswara Rao et al., 2008, Yin et al., 2012, Kumar et Kunte, 2012, Bagdanaviciute et al., 2015**) ; et la seconde prend en compte des variables socioéconomiques telles que la densité de la population et des paramètres physiques pour estimer la vulnérabilité socioéconomique d'une zone (**Boruff et al., 2005, Szlafsztein et Sterr, 2007, Devoy, 2008, Murali et al., 2013, Kunte et al., 2014, Mahapatra et al., 2015**).

Les travaux ultérieurs, ceux de **Thieler et Hammar-Klose (1999)** ont permis de l'améliorer et en utilisant le même principe pour estimer le risque d'élévation du niveau de la mer en Atlantique, au Golfe du Mexique et au niveau des côtes du Pacifique. L'IVC combine ainsi la sensibilité du système côtier avec sa capacité naturelle à s'adapter à des conditions environnementales changeantes, ce qui donne une mesure quantitative de la vulnérabilité naturelle du littoral aux effets de l'élévation du niveau de la mer (**Klein et Nicholls, 1999 ; Pendleton et al., 2010**).

En Algérie, l'évaluation de la vulnérabilité côtière à l'aide de l'IVC est rare, principalement en raison de l'absence de données de base composant cet indice sur certaines zones restantes à ce jour des endroits vierge de toutes études. La principale application académique de l'IVC en Algérie était une approche physique appliquée à Alger en 2014 par Mihoubi et al. (2014), qui ont produit un IVC selon la formule de Gornitz et White (**Gornitz et al., 1994**). Cet IVC ne prend malheureusement pas en compte les paramètres socio-économiques. L'application de la formule de **McLaughlin et Cooper (2010)** par **Rabehi et al., (2018)** et **Otmani et al., (2019)** est venue compléter la première application et démontre que l'IVC peut évoluer dans le temps ou varier en fonction des facteurs de calcul et surtout la qualité de la donnée employée.

Dans l'optique de calculer l'IVC physique de la baie de Zemmouri, nous avons choisi la méthode de **Thieler et Hammar-Klose (1999 ; 2000)**. Après sélection des indicateurs, une évaluation statistique du degré de fragilité par rapport à chaque variable est établie. Par la suite, nous proposons des représentations graphiques (cartes de synthèse) intégrées dans une base de données SIG afin de permettre le calcul des indices de vulnérabilité (IVC) physiques.

L'estimation de l'indice côtier de vulnérabilité physique est estimée par (eqt 1):

$$IVC = \sqrt{(a \times b \times c \times d \times e \times f)/6} \quad \dots\dots\dots(\text{Eq III- 8})$$

3. Application de l'indice de vulnérabilité

Afin de développer une base de données pour l'évaluation de la vulnérabilité du site d'étude, les données relatives à chacune des six variables ont été recueillies :

3.2. Recueil des données nécessaires à la préparation des variables

3.2.1. Géomorphologie

Dans ce travail cet indice a été déterminé à partir des cartes géologiques (cartes géologiques au 1 :50.000 d'Alger, Thénia), des images satellitaires et des levées de terrain effectués lors des différentes missions réalisées (2014, 2015 et 2017).

3.2.2. La pente côtière de l'avant plage

Cette variable est importante lorsque la côte est formée par des dépôts sédimentaires meubles car elle détermine en grande partie le risque de glissement d'érosion. Ce paramètre est essentiellement définie comme étant la « tangente trigonométrique (exprimée par une fraction ou en pourcentage) de l'angle formé avec le plan horizontal. La pente régionale de la zone côtière a été calculée à partir d'une grille des altitudes topographiques obtenues à partir des cartes topographiques (d'Alger au 1/25.000 et au 250.000) et bathymétriques (Tipaza a Ras Matifou au 120.000 et de Ras Matifou a Tedles au 120.000) pour la partie submergée de la côte allant de la ligne de rivage jusqu'à la profondeur de 10m des levés topo-bathymétriques au moyen d'un Differential Global Positioning System (DGPS) ; dont la source d'erreur du système GPS est +/-3cm, de l'inclinaison de la station mobile est +/-2cm, du tracé du trait de côte est +/-25cm ; ce qui fait une erreur totale de +/-30cm. Les calculs de la pente sont conduites pour les tranches d'altitudes allant de +10m à -10m par rapport au niveau 0 de la mer ; suivant des transects de 25m, la valeur de la pente obtenue est en degré (°) puis elle est convertie en pourcentage (%).

3.2.3. Taux d'élévation relative du niveau de la mer

Sur cette zone côtière, le taux de l'élévation du niveau de la mer est de 1,5 mm/an. Le facteur de risque relatif à cette élévation eustatique est très faible, d'après **Thieler et Hammar-Klose (2000)**.

3.2.4. Erosion/Accrétion du rivage

La méthodologie utilisée dans ce travail est basée sur les techniques traditionnelles de traitement numérique de l'information géographique qui ont été largement testées en cinématique côtière. L'objectif de cette partie est de détailler et de présenter l'approche méthodologique qui nous a permis d'extraire les lignes de rivage et d'analyser l'évolution diachronique des côtes sableuses du nord de l'Algérie à un niveau régional et local.

L'approche adoptée pour analyser l'évolution du littoral de La grande baie de Zemmouri consiste à exploiter les différents traits de côte numérisés et collectés par un outil appelé "DSAS". L'outil DSAS est un module SIG qui permet d'évaluer l'évolution du trait de côte. En effet, des statistiques de taux d'évolution sont calculées sur des transects perpendiculaires au trait de côte, à partir de ces relevés historiques du trait de côte. DSAS génère automatiquement ces transects.

Dans ce travail, la distance entre les transects est de 25 mètres. Les résultats sont présentés sous la forme d'une carte. La période pour le calcul des taux d'évolution du trait de côte est de 60 ans lorsque la côte de 1957 est disponible et est divisée en 5 ou 6 périodes selon les zones et les données ouvertes. Nous avons utilisé les résultats obtenus dans le chapitre II partie 02.

3.2.5. Amplitude moyenne de la marée

La marée est une variation d'allure périodique de niveau de la mer visible le long des côtes (S.H.O.M., 1997). Cette variation est due aux forces d'attractions gravitationnelles exercées par la terre et par la lune.

La mer Méditerranée est une mer à marée de faible amplitude. La gamme moyenne de la marée sur les côtes algériennes est fixée à ± 0.34 m NGA donc elle est de type microtidale, et elle rend ce littoral à risque très élevé.

3.2.6. La hauteur moyenne des houles

La houle est générée par l'effet du vent sur la surface des mers. Plus il souffle fort, longtemps et sur une grande distance, et plus la hauteur des vagues générées va être importante. Ces vagues, ondes de gravité, ont la particularité de se propager sans dissipation d'énergie et peuvent donc voyager sur de longues distances avant d'être dissipées sur les côtes. La houle est donc un concentré d'énergie éolienne. Lorsque la houle arrive près des côtes, les crêtes des

vagues (lignes de phase) ont tendance à s'aligner avec les lignes d'iso- profondeur (isobathes). Ce phénomène de réfraction se généralise à toutes les ondes qui se propagent dans un milieu inhomogène lentement variable. Les rayons, qui sont perpendiculaires aux lignes de phase pour les ondes de surface, convergent les uns vers les autres à l'approche des caps et divergent dans les baies. Comme l'énergie est conservée entre deux rayons, on comprend pourquoi les vagues sont plus fortes près des caps. Nous avons obtenu les hauteurs significatives de la houle à la côte Algéroises à partir des cartes de réfraction réalisées à l'aide du logiciel (mike 21).

3.3. Classement des variables

Le tableau Tableau II-6 résume les six variables physiques utilisées ici :

- 1) géomorphologie,
- 2) pente côtière,
- 3) taux d'élévation relative du niveau de la mer (mm/an),
- 4) taux d'érosion et d'accrétion du littoral (m/an),
- 5) amplitude moyenne des marées (m) et 6) hauteur moyenne des houles (m).

Chaque variable est dotée d'une valeur relative de risque basée sur l'importance potentielle de sa contribution aux changements physiques sur la côte pendant que le niveau de la mer monte (**Niazi, 2007**). Ces six variables ont été sélectionnées en raison de leur utilisation dans la mesure des risques pour le littoral.

Elles sont classées selon une échelle linéaire de 1 à 5, et suivant un ordre de vulnérabilité croissant dû à la montée du niveau de la mer: la valeur 1 correspondrait à un risque très faible, et 5 au plus élevé (**Thieler et Hammar-Klose, 2000**).

Tableau II - 11 Les Cinq niveaux des six variables de la classification côtière faite par l'USGS sur la côte Atlantique des Etas-Unis (**Thieler et Hammar-Klose, 2000**)

Variables	Classement de l'indice de vulnérabilité (IVC)				
	Très bas	Bas	Modéré	Elevé	Très élevé
	1	2	3	4	5
Géomorphologie	Côtes rocheuses, falaises	Falaises moyennes, côtes indentées	Basses falaises, plaines alluviales	Plages de galets, estuaires	Plages de sable
<i>Pente côtière (%)</i>	>4,00	4,00-3,00	3,00-2,00	2,00-1,00	<1,00
<i>Taux d'élévation relative du niveau de la mer (mm/an)</i>	<1,8	1,8-2,5	2,5-3,0	3,0-3,4	>3,4
<i>Erosion/ accrétion de la ligne du rivage (m/an)</i>	>2,0	1,0-2,0	-1,0- +1,0	-1,1- -2,0	<-2,0
<i>Amplitude moyenne de la marée (m)</i>	>6,0	4,0-6,0	2,0-4,0	1,0-2,0	<1,0
<i>Hauteur moyenne des houles (m)</i>	<0,55	0,55-0,85	0,85-1,05	1,05-1,25	>1,25

Chapitre III : Résultats et discussions

Partie 01 : Etude du fonctionnement hydro-sédimentaire

1. Modélisation de la propagation de la houle par le « Spectral Waves »

La propagation de la houle de direction N°45 se traduit à l'approche du rivage par une modification de ces caractéristiques à savoir une diminution de la hauteur de la houle et une déviation de l'angle d'incidence (phénomène de réfraction). Elle aborde la côte Ouest avec un angle d'incidence oblique égale à 42° (El Marsa à Boudouaou) avec une hauteur significative qui dépasse les 1.50m ; la partie Est (depuis Boumerdes à Djinet) montre des valeurs de hauteurs significatives plus faible (< 1.00m) avec la même incidence oblique.

Quant aux houles de direction N°360, la houle aborde la côte en gardant une partie de son énergie du large (1.00 - 2.50m) avec une incidence frontale (0-5°).

Les houles du secteur Ouest se traduit également à l'approche du rivage par une diminution de la hauteur de la houle. L'angle d'incidence de la houle à la côte ne montre aucune modification par rapport à celui de la houle au large pour la houle N°315 (sur toute la baie) et concernant la houle N°270, on note une légère modification par rapport à celui de la houle au large la houle ;

La partie Ouest (El Marsa à Boumerdes), l'angle d'incidence est de 315° avec une hauteur significative très faible ($H_s < 0.10\text{m}$) et pour la partie Ouest (Thenia à Djinet) l'angle d'incidence est de 285° avec une hauteur significative plus importante (0.50-1.50m).

Le détail des résultats de la modélisation pour chaque commune est donné en annexe 01

A noter que le paramètre $H(\text{m})$ représente la hauteur de la houle en mètre, les vecteurs représentent de par leurs sens la direction de propagation de la houle, leurs longueurs étant proportionnelles à la hauteur de la houle.

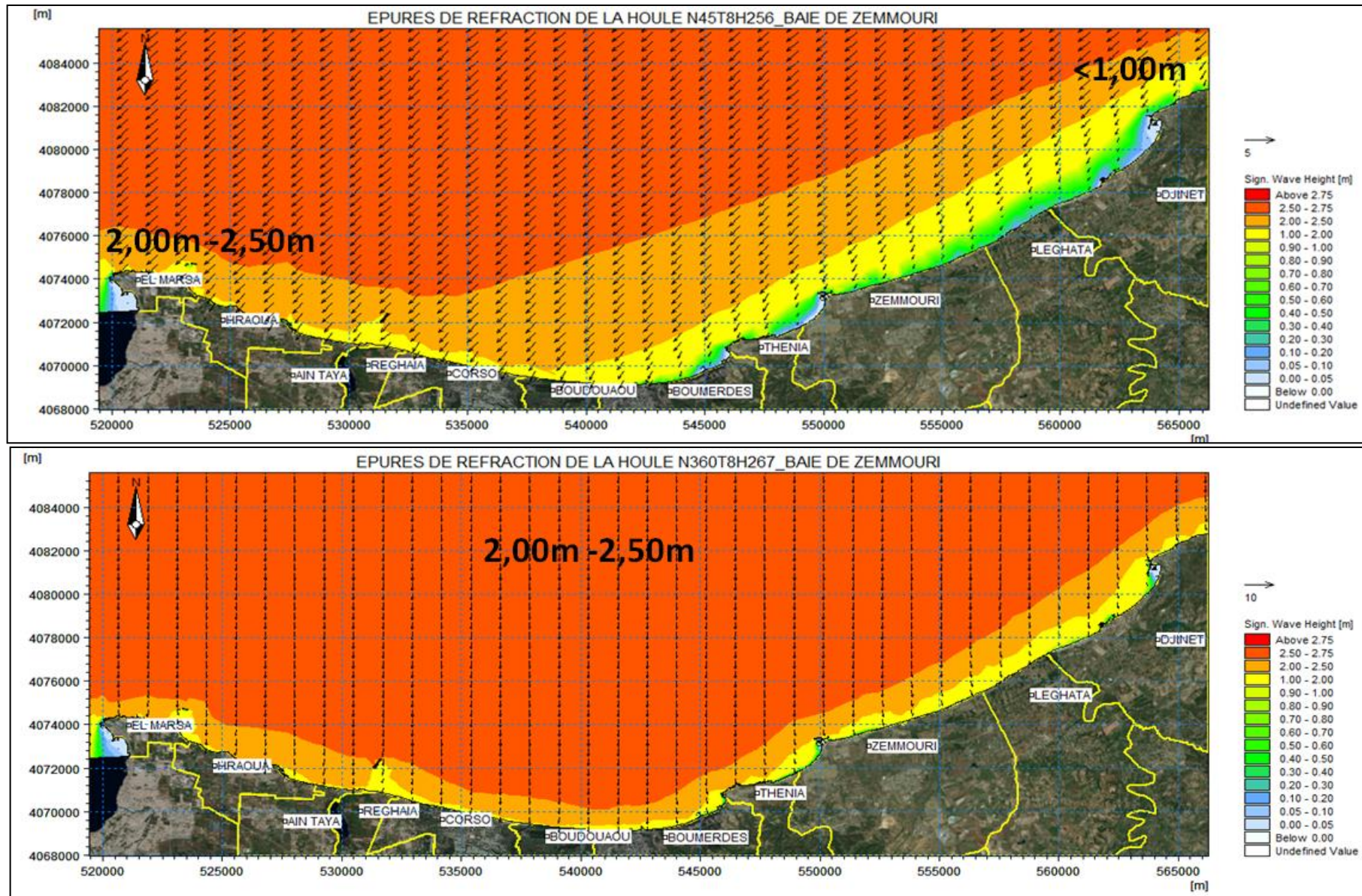


Figure III- 1 Epures de la réfraction de la houle pour les directions N45 (en haut) et N360 (en bas)

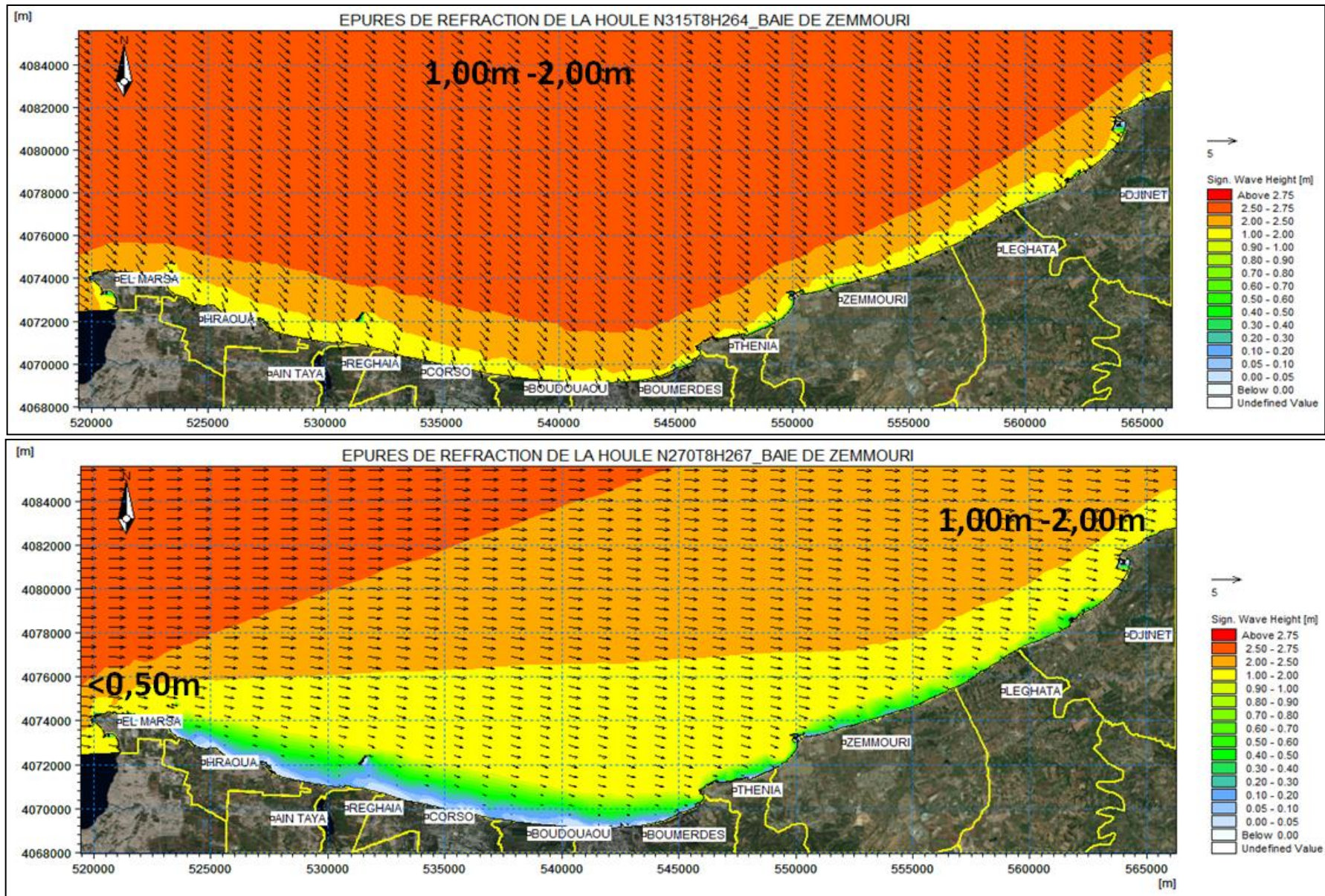


Figure III- 2 Epures de la réfraction de la houle pour les directions N315 (en haut) et N270 (en bas)

2. Modélisation du champ des courants par le « Hydrodynamic Module »

Les courants littoraux induits des houles de direction N°45 et N°360 sont de direction Nord-Est vers l'Ouest et évoluent près du rivage avec une intensité moyenne (0.12-0.42m/s). Quant aux houles du N°315 et N°270 génèrent à leur tour des courants de secteur Ouest vers le Nord-Est et évoluent près du rivage avec une intensité plus importante (0.12 - 0.48 m/s). La résultante de cette dérive dépendra du poids des houles respectives. On s'attend à ce qu'elle soit globalement orientée vers l'Ouest, étant donné la dominance des régimes des houles du Nord et du Nord-Est.

Le détail des résultats de la modélisation pour chaque commune est donné en annexe 01

Dans la représentation graphique des résultats des courants, les vecteurs représentent de par leur sens la direction du courant, leurs longueurs étant proportionnelles au gradient de vitesse.

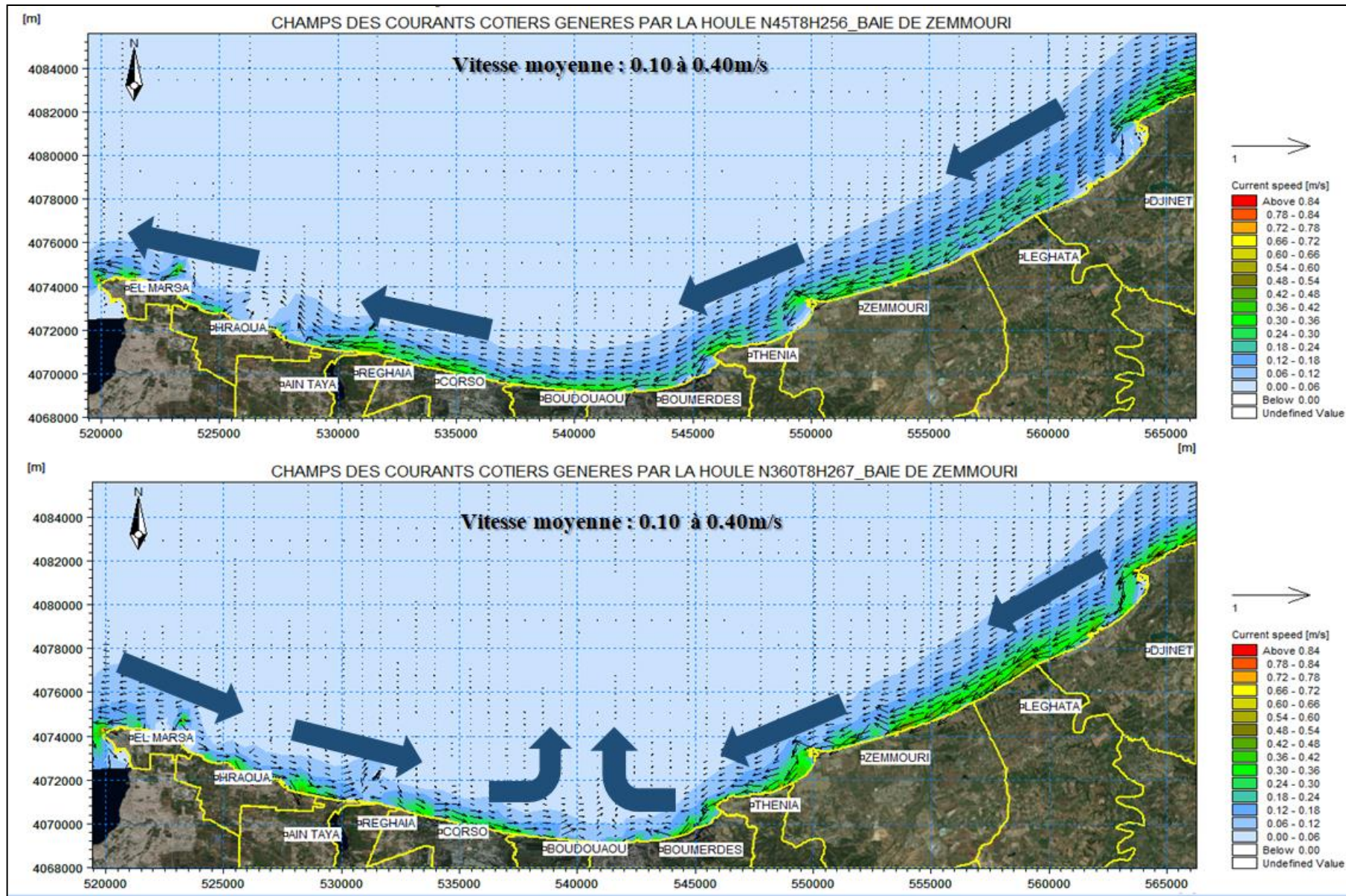


Figure III- 3 Champs des courants générés par la direction N45 (en haut) et N360 (en bas)

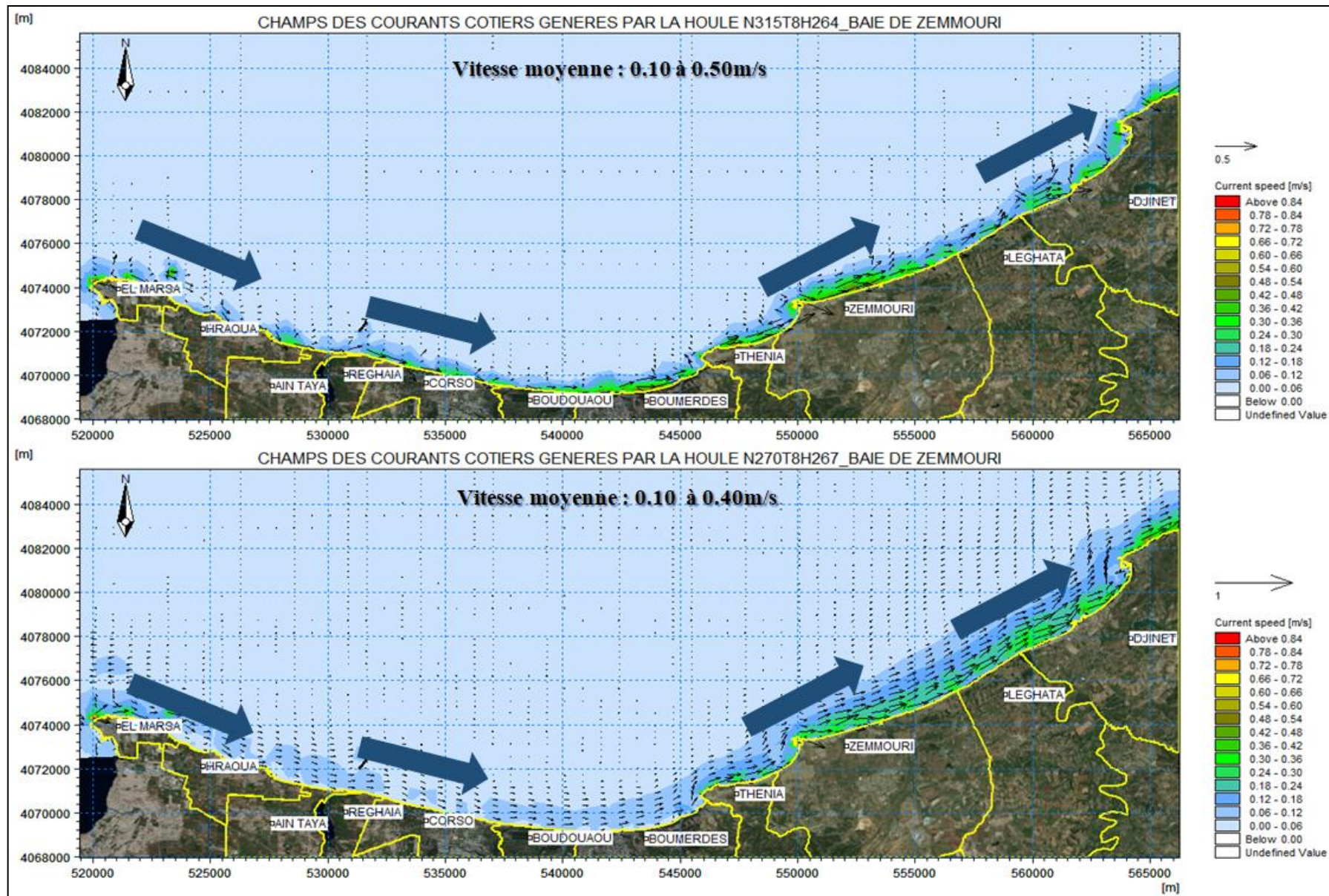


Figure III- 4 Champs des courants générés par la direction N315 (en haut) et N270 (en bas)

3. Modélisation du transport sédimentaire sous l'effet de houle et de courant par le module « Sand Transport »

Sur le plan sédimentologique la capacité de transport solide exprimée en $m^3/s/m$ (Figure III-5 et III-6) (La capacité de transport solide des courants littoraux représente la capacité de ces derniers à mettre en mouvement les particules sédimentaires) synthétise les résultats de la modélisation du transit littoral sur l'ensemble de la zone d'étude. De manière générale, le transit a une résultante portant vers l'Ouest, étant donné la dominance des régimes des houles du Nord et du Nord-Est.

Le détail des résultats de la modélisation pour chaque commune est donné en annexe 01

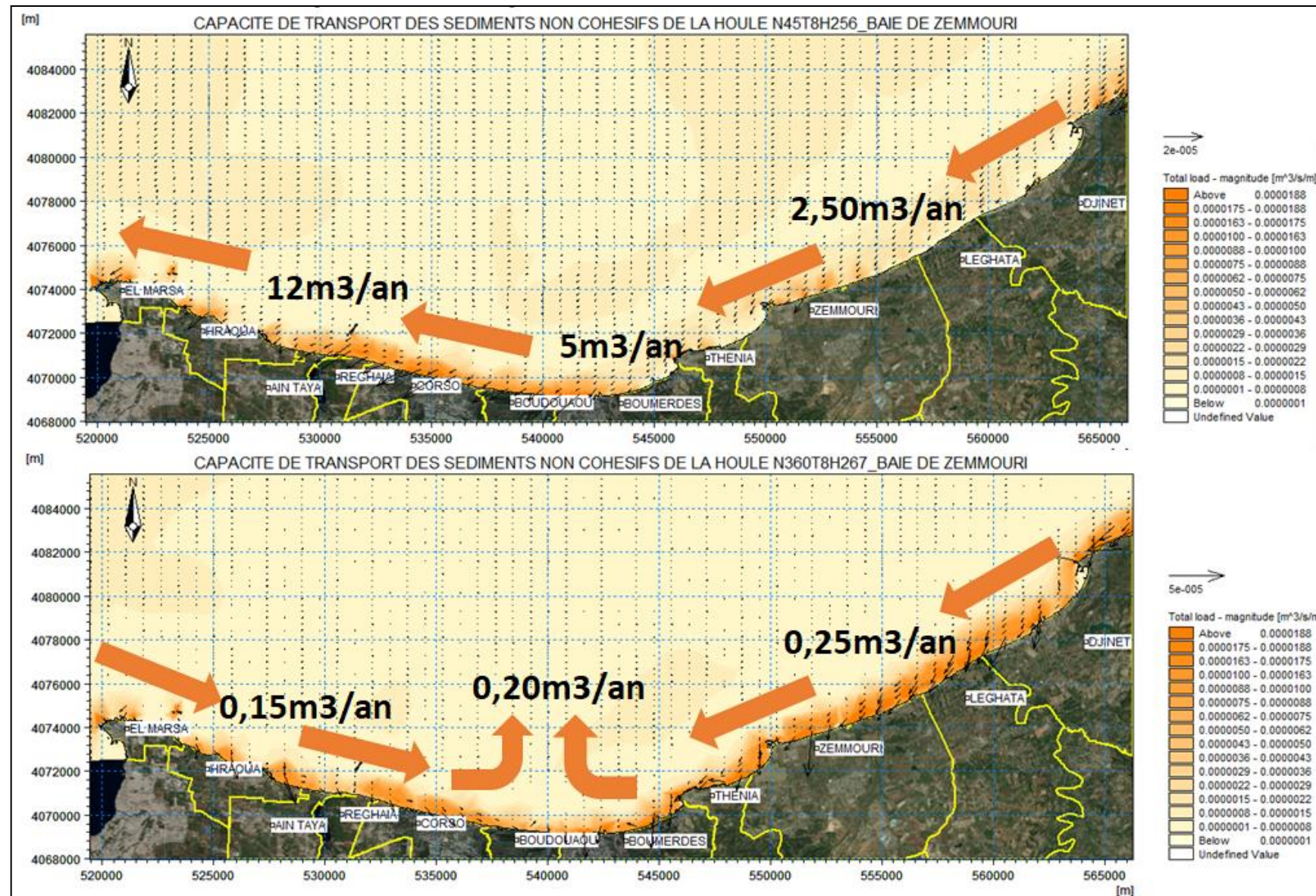


Figure III- 5 Capacité du transport des sédiments non cohésifs de la direction N45 (en haut) et N360 (en bas)

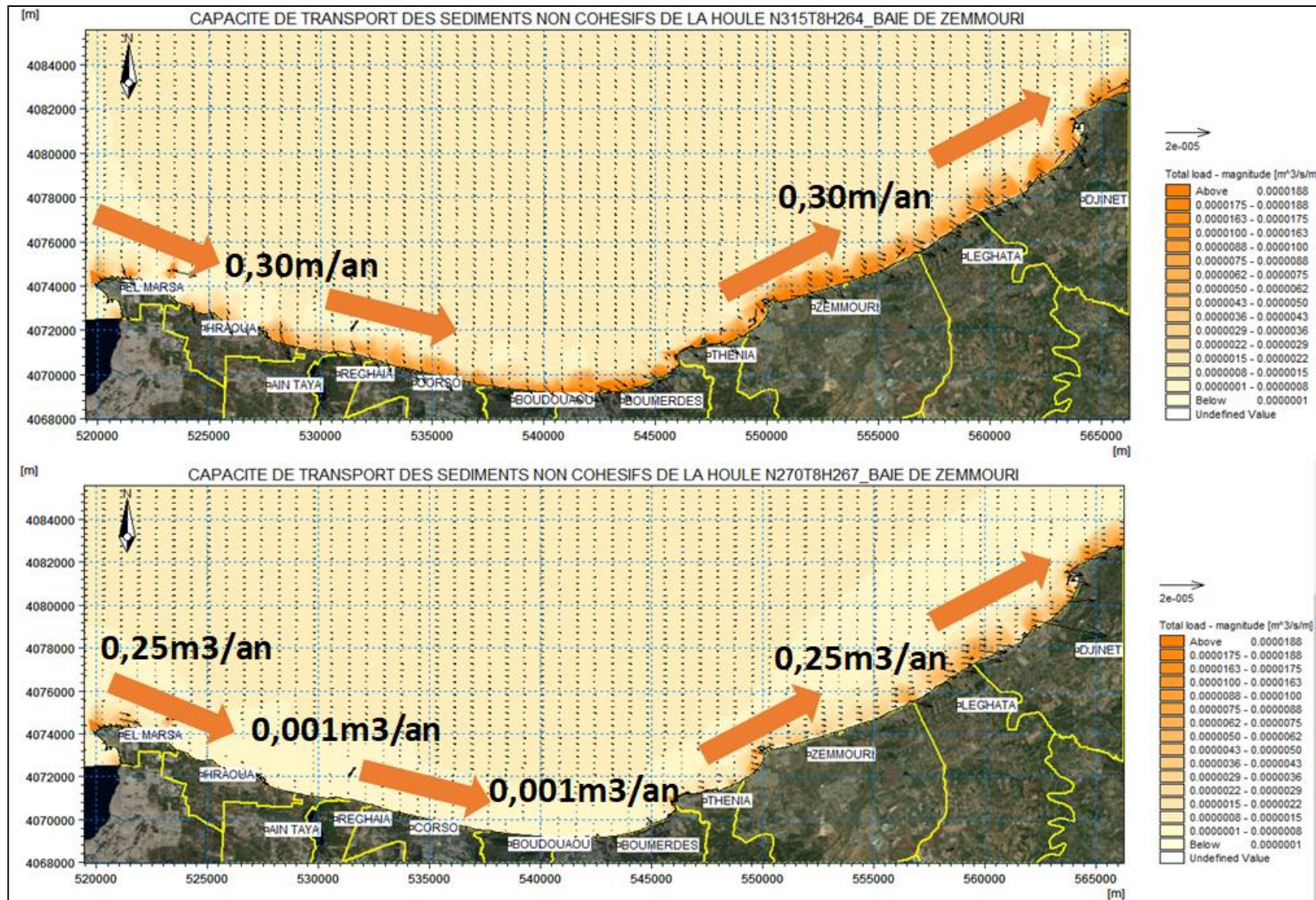


Figure III- 6 Capacité du transport des sédiments non cohésifs de la direction N315 (en haut) et N270 (en bas)

4. Simulation des crus des Oueds par le module « Mud Transport »

Après les premières heures d'expansion au droit de l'embouchure de l'oued Isser, le panache commence à être dirigé vers l'Ouest, balayant au passage la zone d'implantation de la centrale électrique de Djinet, avec un forçage aux frontières des houles de directions 360°N et 45°N . Les plus fortes concentrations étant localisées près de l'embouchure.

Avec un forçage aux frontières des houles de 315°N , après les premières heures d'expansion au droit des embouchures des oueds : Boudouaou et Isser , le panache commence à être dirigé vers le Nord Ouest . Les plus fortes concentrations étant localisées près de l'embouchure.

Le détail des résultats de la modélisation pour chaque commune est donné en annexe 01

Les houles du Nord Ouest ($\text{N}^{\circ}315$) plaquent le panache des Oueds : Boudouaou et Isser au droit de son embouchure.

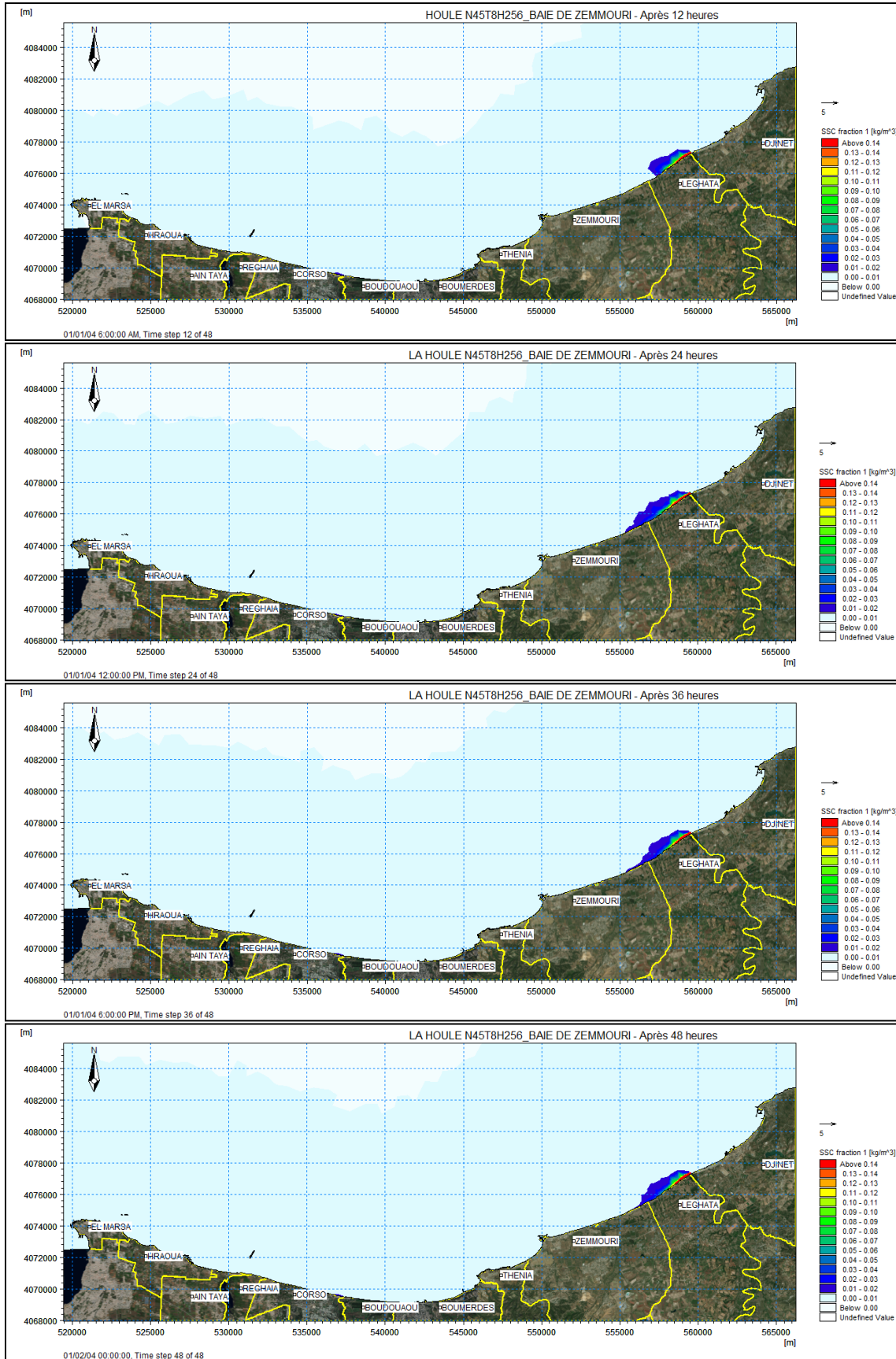


Figure III- 7 Panache des sédiments cohésifs sous l'effet de la direction N45 (après 12 à 48heures de période de crue)

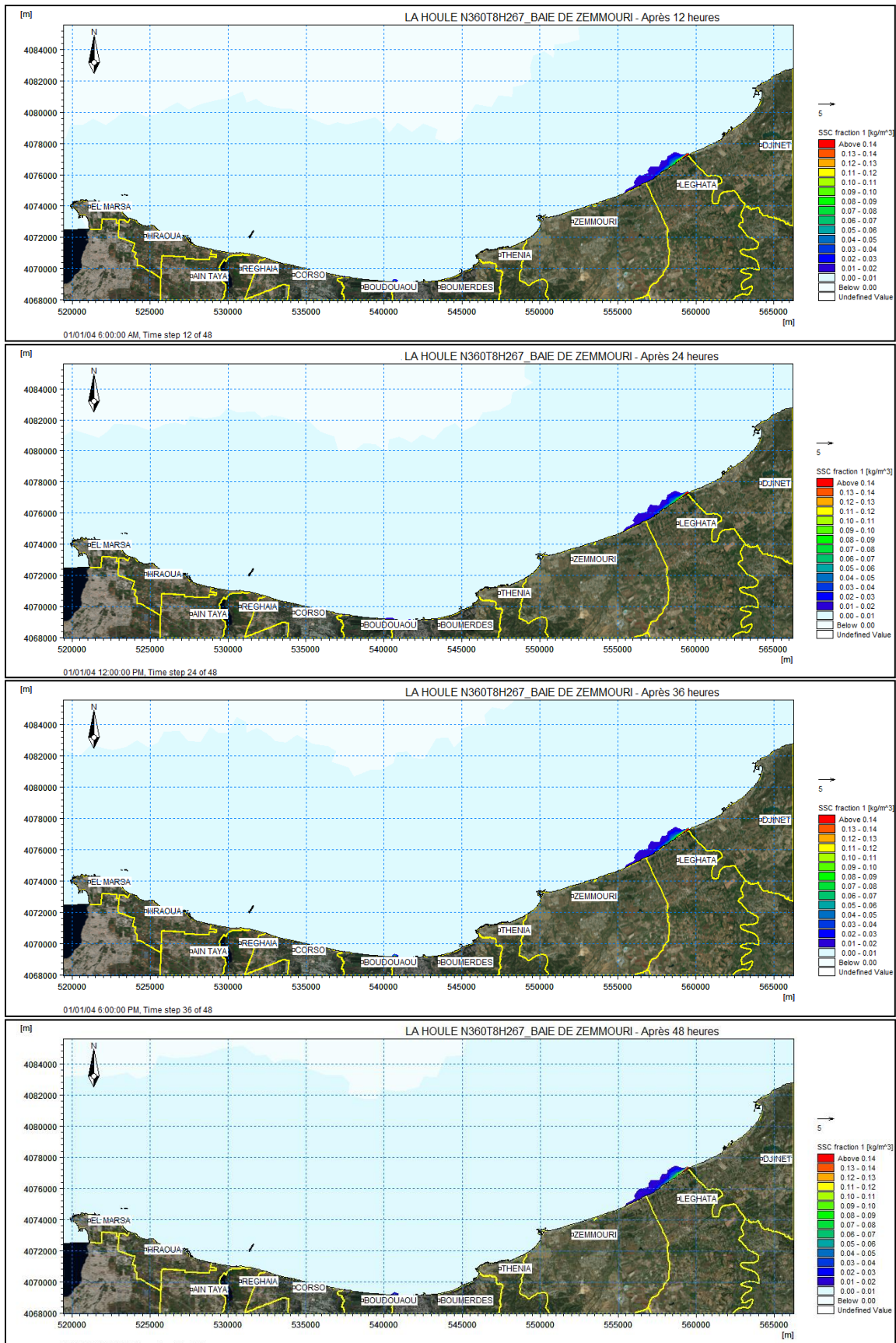


Figure III- 8 Panache des sédiments cohésifs sous l'effet de la direction N360 (après 12 à 48heures de période de crue)

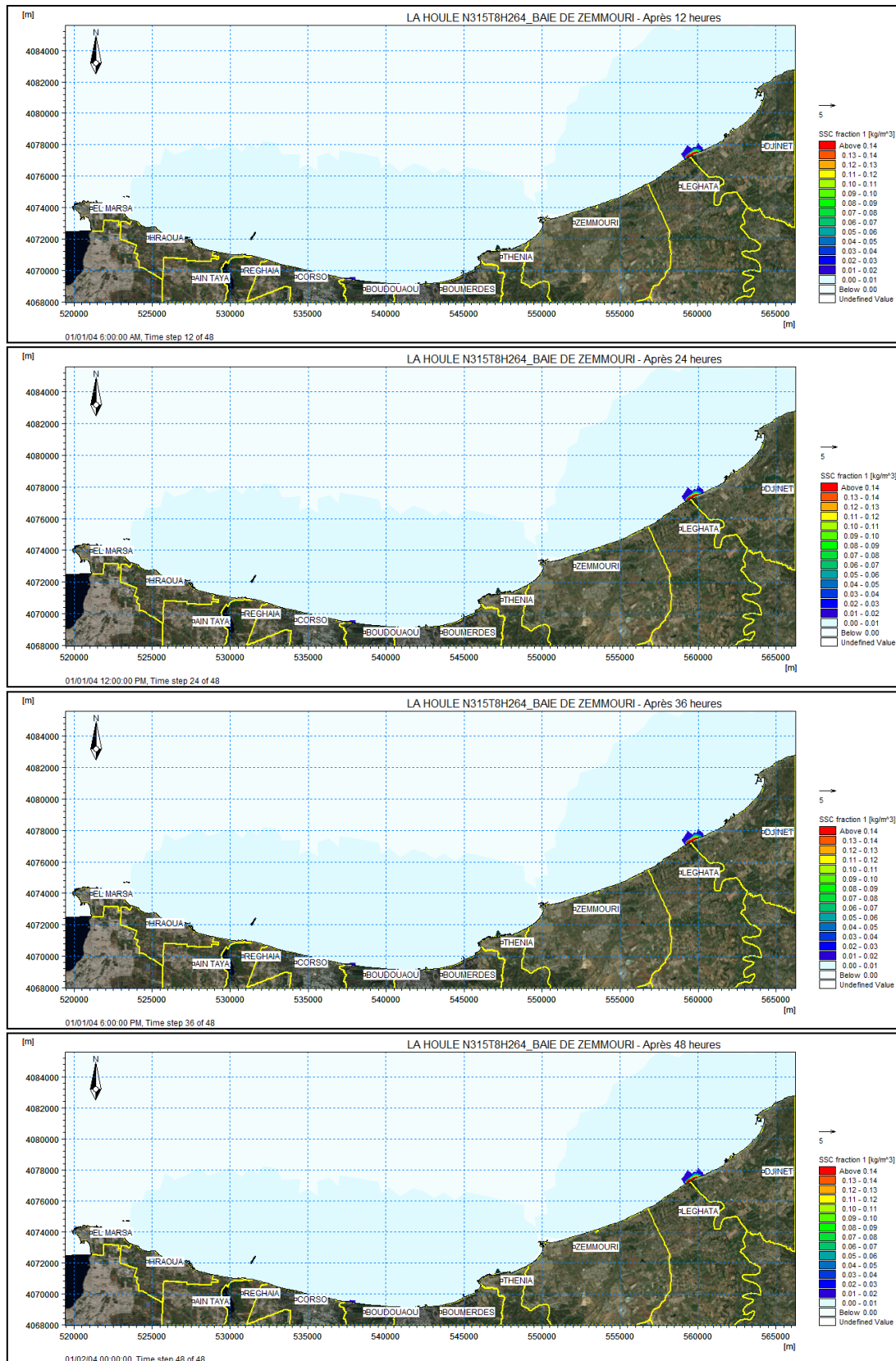


Figure III- 9 Panache des sédiments cohésifs sous l'effet de la direction N315 (après 12 à 48heures de période de crue)

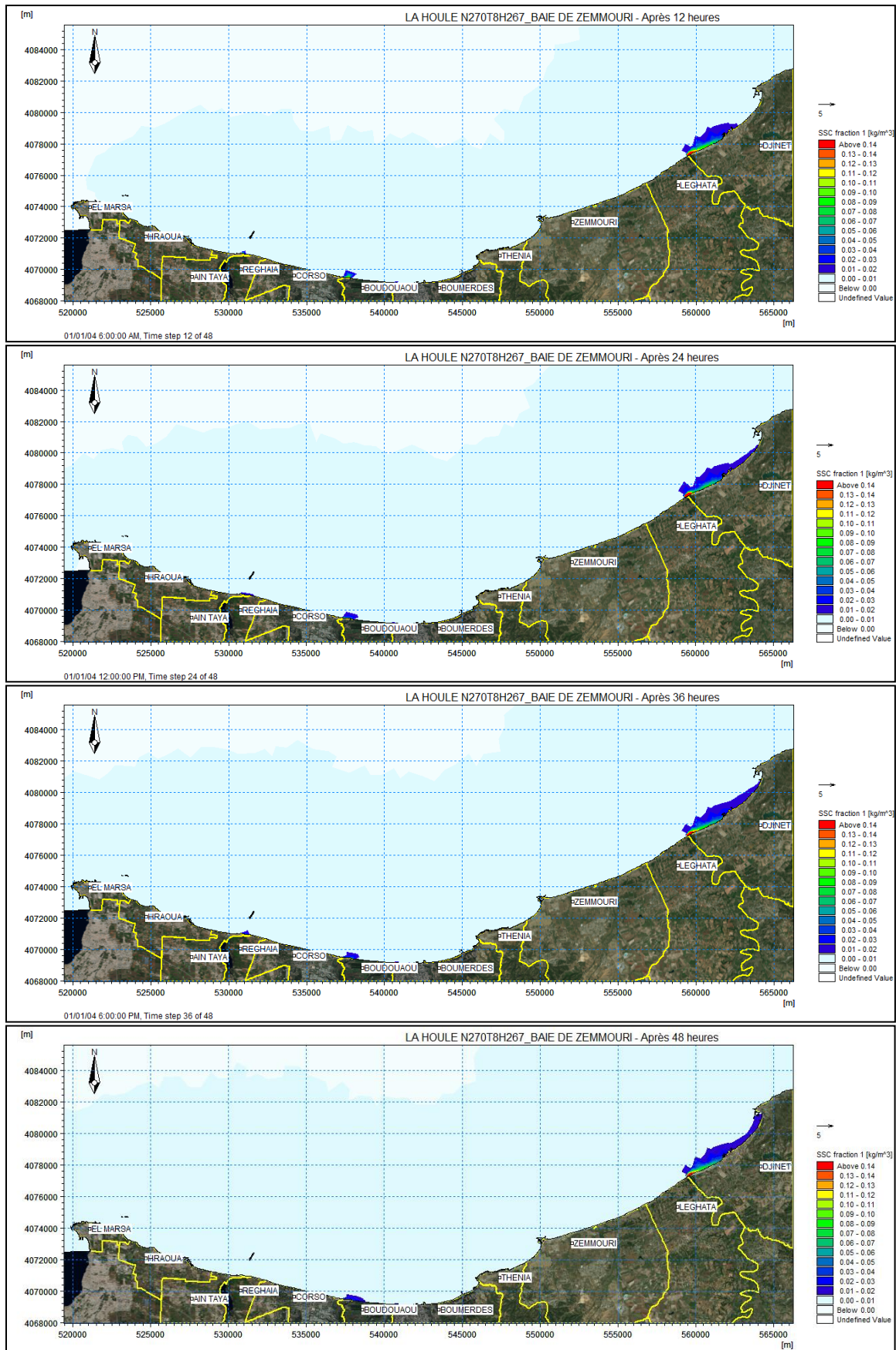


Figure III- 10 Panache des sédiments cohésifs sous l’effet de la direction N270 (après 12 à 48heures de période de crue)

5. Validation du modèle numérique

Des mesures de courants ont été enregistrées durant les périodes citées précédemment au moyen d'un courantomètre acoustique profileur appelé ADCP de type Argonaute-XR. Les enregistrements sont de longues périodes, équivalente à 80 jours avec une fréquence d'échantillonnage de 02 minutes. Les courants enregistrés lors de cette mission correspondent à des houles au large en provenance du Nord, du Nord-Est (0 à 60°N) avec des amplitudes et des périodes de pointes de 0.07m et 3.38m. Les enregistrements des vitesses et des directions de courants sont représentés sous forme de graphes et de roses respectivement dans la figure II-11.

Une extraction des données de courants prédites sous forme de séries temporelles a été effectuée au niveau du point de mesure sur toute la période d'enregistrement de courants. Le nombre de données enregistrées étant respectivement de 1963. La superposition des données de courant prédites et mesurées démontre une bonne corrélation en termes de vitesses et de directions. Les résultats obtenus sont représentés dans la figure II-12. L'objectif de cette étape était d'obtenir un signal de courant (Vitesse) fluctuant avec une tendance stable dans le temps, étape qui nous a été difficile à simuler en l'absence de données de houles et de niveau de la mer chaque 2 minute. Pour cela, un climat de houle théorique de type Jonswap a été créé avec une fréquence temporelle de 2 minutes englobant les conditions retrouvées après traitement de cet enregistrement. Ces houles nous ont permis de reproduire le régime courantologique local enregistré.

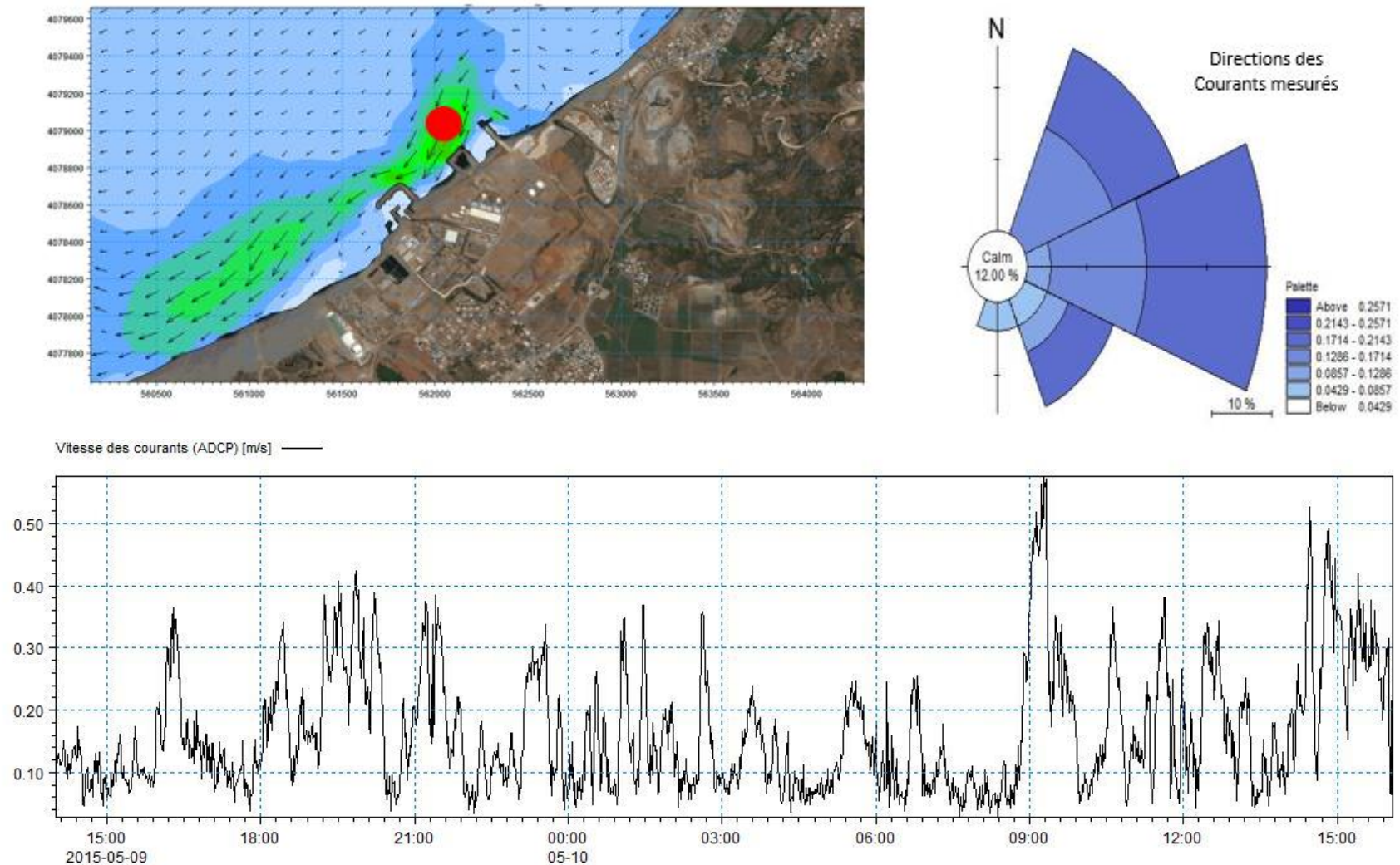


Figure III- 11 Rose du courant mesuré (en haut à droite) et son emplacement géographique (en haut à gauche) ainsi que le signal du courant mesuré (en bas) (L.E.M, 2014)

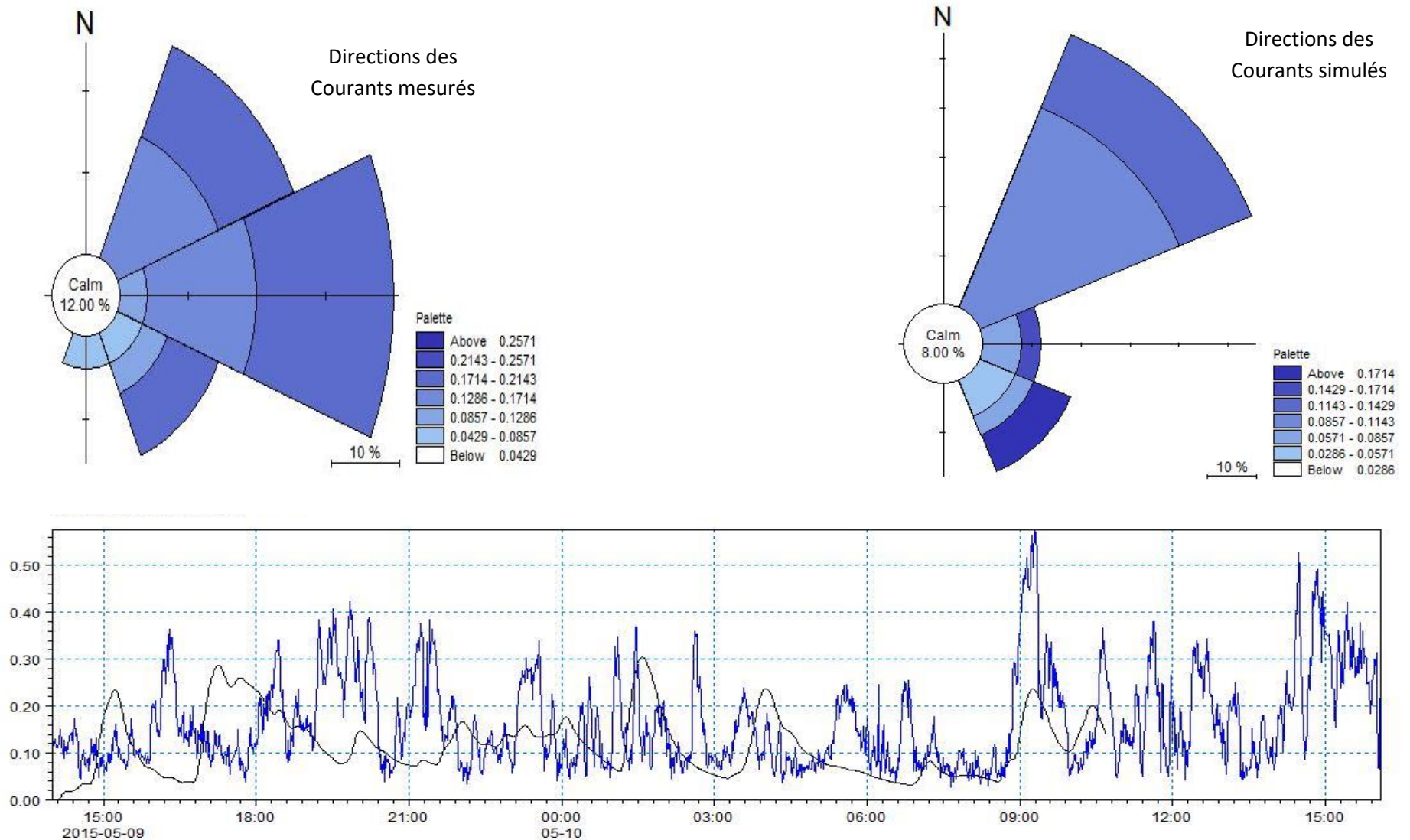


Figure III- 12 Rose des courants simulés et mesurés (en haut) et comparaison entre signal du courant enregistré et simulé (en bas) (L.E.M, 2018).

6. Conclusion de l'étude hydro-sédimentaire

La description des champs de houles pour les conditions représentatives et des écoulements qui leurs sont associés est une étape très importante pour comprendre la manière dont la dérive littorale va s'établir le long de la zone étudiée. Le transport découle en effet directement des conditions hydrodynamiques et des caractéristiques du sédiment. L'important est de pouvoir déterminer à la fois qualitativement et quantitativement la manière dont le sable est transporté dans la zone étudiée après implantation du port centre projeté.

La première étape est d'analyser les résultats du transport pour différentes conditions de houle pour évaluer de manière qualitative la façon dont le sable se déplace sur la zone étudiée. Les trajectoires empruntées par les sédiments sableux sont la conséquence directe des courants engendrés par la houle, et devraient donc d'une certaine manière confirmer les remarques faites à propos des courants et des houles.

Au paragraphe traitant de l'analyse de l'état initial du site, nous avons établi deux régimes de fonctionnement en fonction de la provenance des houles : les houles en provenance du Nord et du Nord-Est vont engendrer une dérive littorale vers l'Ouest, alors que les houles en provenance de l'Ouest et du Nord-Ouest vont plutôt engendrer un transport vers le Nord-Est. La résultante de cette dérive dépendra du poids des houles respectives. On s'attend à ce qu'elle soit globalement orientée vers l'Ouest, étant donné la dominance des régimes des houles du Nord et du Nord-Est.

Les vitesses de courants mesurées sur le terrain ne dépassent pas les 0.50 m/s dans les deux plages Nord et Sud, la prise en considération des contraintes de radiation et des vents dans le modèle numérique nous a permis de prédire des courants ayant les mêmes intensités mesurées, avec une légère sous-estimation mais qui ne peut être réajustée qu'avec des mesures instantanées de climat de houle à la côte et du niveau de la mer.

L'analyse des directions de courants enregistrées nous laissent déduire que la zone d'étude est sujette à un régime courantologique complexe, qui prend souvent une forme circulaire au Nord de la centrale électrique. Ces courants méandriques sont générés par les ouvrages de défense implantés localement, transformant ainsi ces derniers en de véritables zones de piégeage de sédiment de sable.

Les mesures de courants effectuées sur le terrain nous ont permis de stabiliser le modèle hydrodynamique du point de vue vitesses, et de corriger les directions des courants localement. Mais malgré l'état calme de la mer, des courants ont été enregistrés par le courantomètre à lecture directe, alors que la prise en considération de ces houles faibles dans le modèle numérique ne prédisait pas des courants aussi considérables. Ce qui nous a menés à amplifier le niveau d'eau dans les limites ouvertes du modèle pour engendrer des courants plus forts ($>0.50\text{m/s}$) au niveau des points de mesure. Ceci doit être étudié d'une manière plus approfondie afin d'être sûr de la théorie de transformation de la houle pouvant engendrer une dérive littorale sous l'effet des houles et des courants utilisé dans la présente étude.

Partie 02 : Caractérisation et cartographie des aléas recul du trait de côte et submersion marine

1. Recul du trait de cote

1.1. Résultats

Les changements du trait de côte fournissent des informations sur la dynamique côtière et les transferts sédimentaires le long de la côte (Thieler et al. 2005, Hakkou et al. 2011, Moussaid et al. 2015, Natesan et al. 2015). Compte tenu de la taille de la baie de Zemmouri, qui dépasse largement les 40 km, nous l'avons divisée en six zones pour avoir des résultats plus visibles et diminuer la durée du calcul.

L'évolution du littoral depuis 1957 a été retracée à l'aide de relevés topographiques effectués en 2012, 2015 et 2017 (LEM, 2017) et d'images satellites (2006, 2011 et 2016) ainsi que d'une série de photographies aériennes (1957, 1959, 1973 et 1980).

Nous avons mesuré cette évolution sur plusieurs intervalles de temps (1957-1980, 1959-1980, 1959-1973, 1957-2006, 1959-2006, 1973-2006, 2006-2011, 2011-2015, 2012-2016, 2015-2016 et 2016-2017) et sur une période agrégée (1957e2017). L'étude a révélé des résultats mitigés et disparates aux échelles spatiales et temporelles. L'érosion côtière maximale enregistrée pour 2012-2016 et 2016-2017 est de 2,9 ha et 2 ha, respectivement.

Les figures suivantes montrent l'évolution totale du trait de côte, l'" EPR ", c'est-à-dire la variation annuelle (m/an) sur une période globale (1957-2017) :

1.1.1. De Jean Bart à Boudouaou el bahri.

L'analyse des cartes de l'évolution du trait de côte nous a permis d'aboutir aux constats suivants ; de 1957 à 1959, et par rapport à l'ensemble du littoral examiné entre l'îlot Sandja et la limite Est d'El Kaddous, seul le littoral de la zone située au niveau des plages de Tamaris, Surcouf, et Tarfaia a connu un changement érosif (perte moyenne de 68m de largeur de plage). Le reste a connu un recul d'environ 10 mètres ou une érosion d'environ 0,35 mètre par an. Cette comparaison met également en évidence l'impact des activités humaines sur le littoral. En effet, la construction de la digue d'Ain Taya a induit des variations très importantes le long des côtes occidentales de cette zone. Depuis, on assiste à la formation d'un tombolo qui s'appuie sur ces structures en bloquant tout le transit sédimentaire venant de l'est (voir Figure III-13 et III-14).

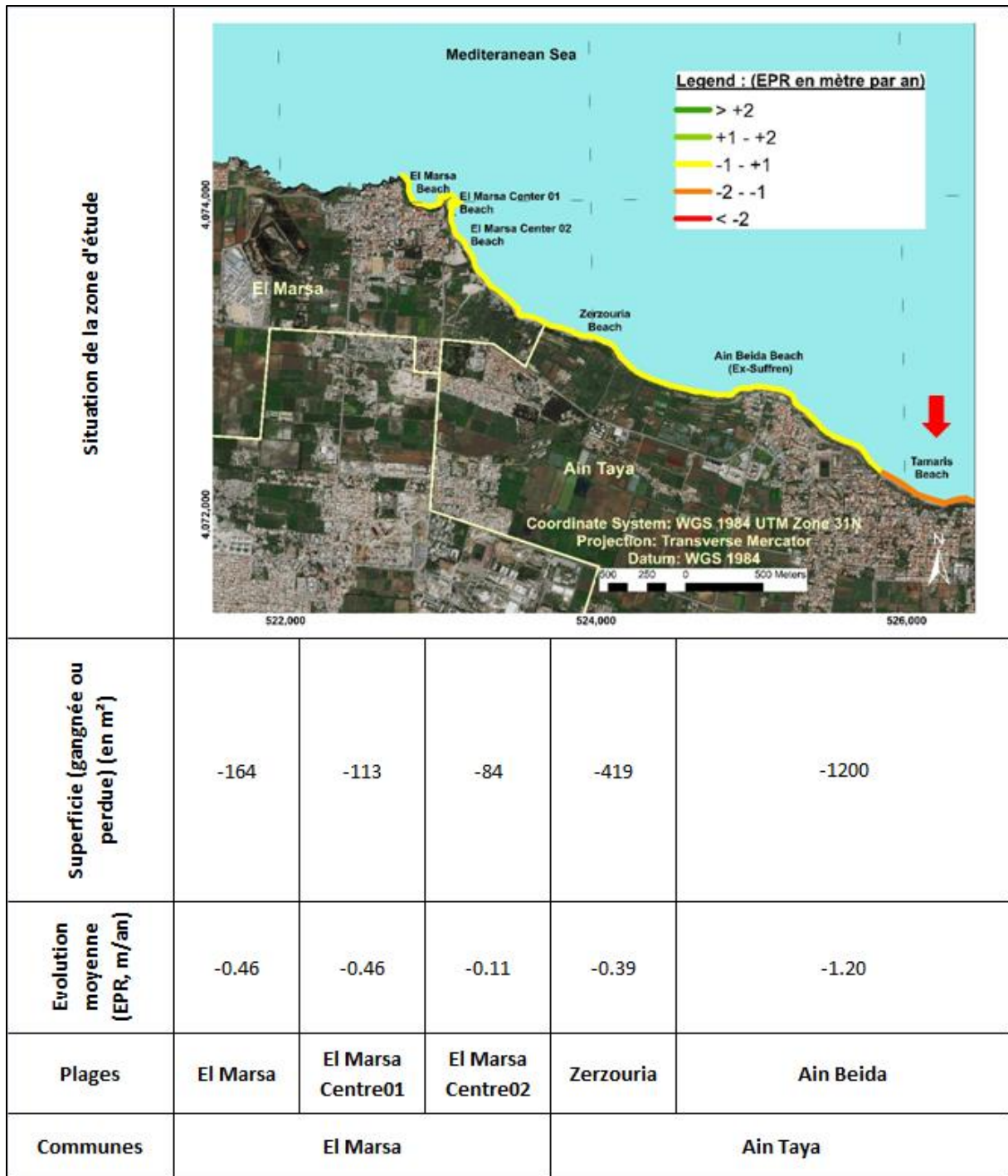


Figure III- 13 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Jean Bart à Tamaris)

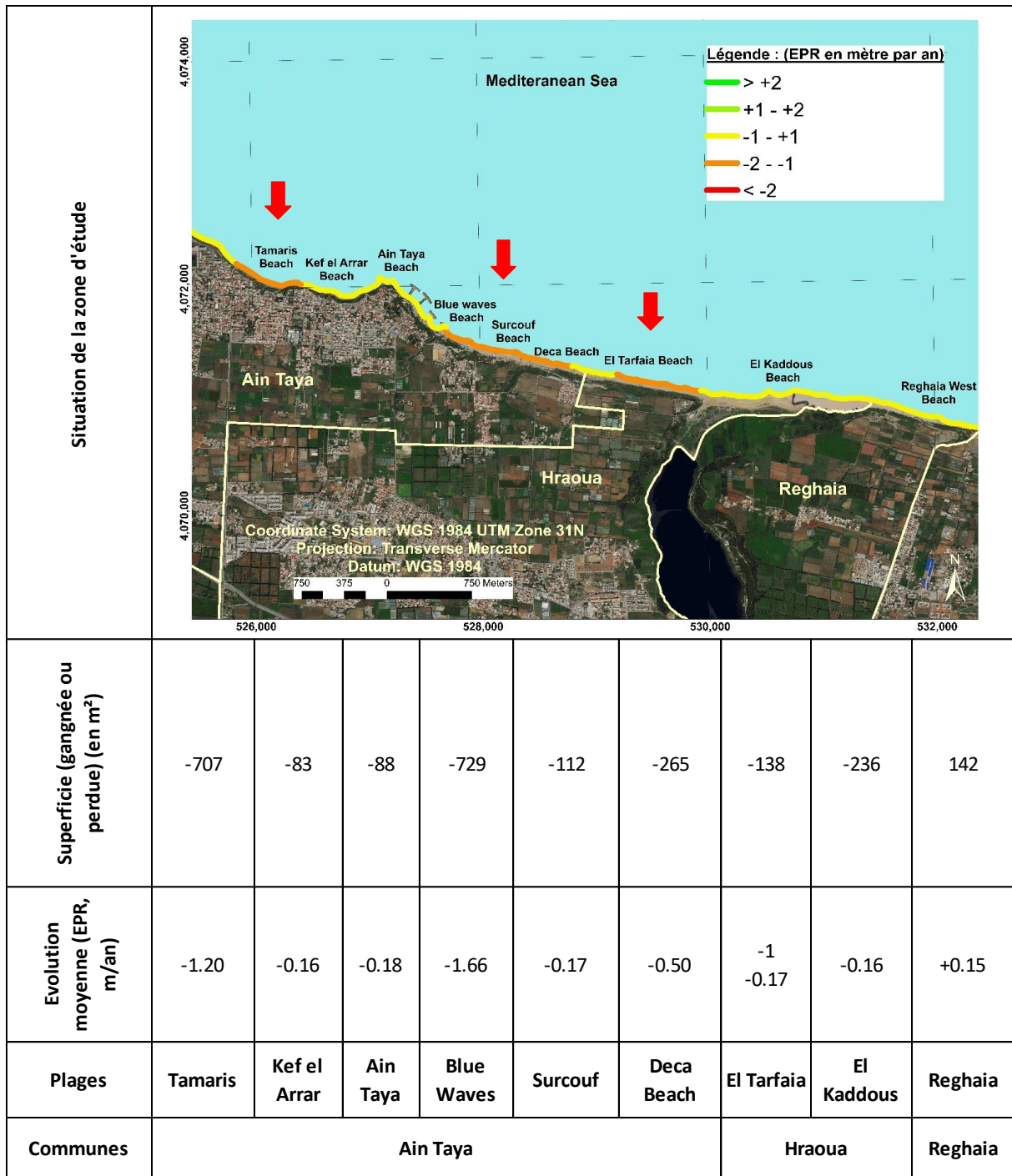


Figure III- 14 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Tamaris à Boudouaou el bahri)

1.1.2. Le littoral de Boudouaou Marine, Réghaïa et Boumerdès

L'ensemble des missions aériennes de 1957 à 2006 a permis de retracer l'évolution précise du trait de côte et de mesurer la vitesse de recul du trait de côte au niveau des stations préalablement sélectionnées (cinq stations pour le site de Réghaïa et dix pour la zone de Boumerdès).

Globalement, de 1957 à 2003, on constate que le recul du trait de côte a été modéré et régulier sur l'ensemble de ces portions côtières (0,45 m à 1,9 m par an). De 1973 à 1980, le recul du trait de côte a été maximal, localement plus de 23 mètres à Boumerdès et 57 mètres à Réghaïa, pendant une période de 12 ans. De 1980 à 2003, la tendance au démaigrissement des plages se poursuit, les résultats présentés dans le tableau confirment en grande partie cette tendance érosive.

En mars 2003, deux courts épis en enrochements naturels ont été construits le long du boulevard du front de mer de Boumerdès. Cette intervention de l'homme à modifier considérablement la morphodynamique de cette zone. Les épis ont bloqué le transit littoral de la haute plage ; l'érosion se développe en aval. Après la construction de la digue en 2006, la largeur moyenne de la plage est passée de 50m à 100m en 70 ans (voir Figure III-15). En résumé, sur ces deux sites (Réghaïa et Boumerdès), le recul du trait de côte est progressif depuis 1957. Le long du front de mer de Boumerdès, le recul du trait de côte au niveau des plages n'est pas très important. Au contraire, cette partie a gagné en largeur plus que les autres plages de La grande baie de Zemmouri ; néanmoins, le rapprochement des habitations et des installations en mer peut être menacé (voir Figure III-16 et III-17).

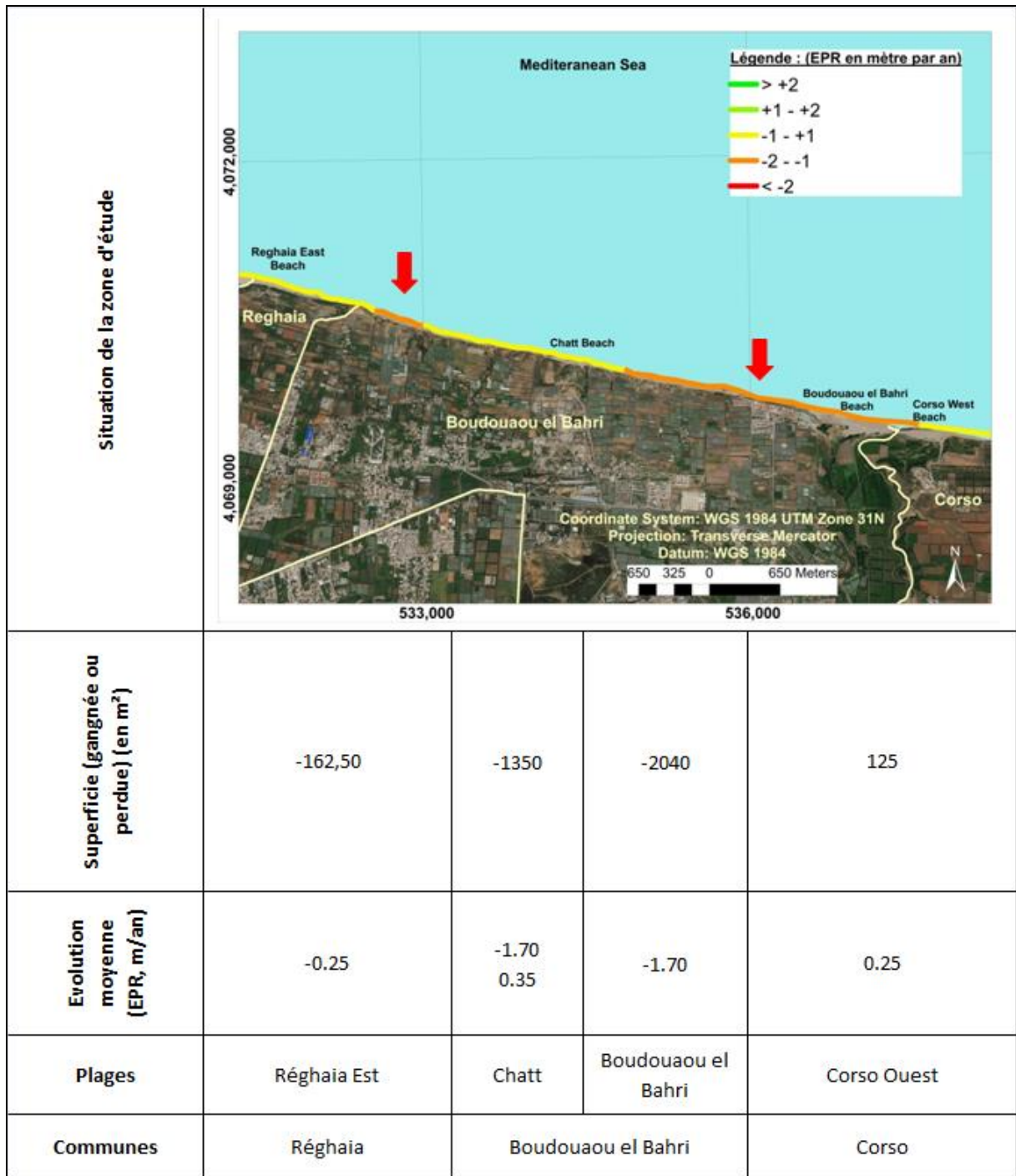


Figure III- 15 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Reghaia à Corso)

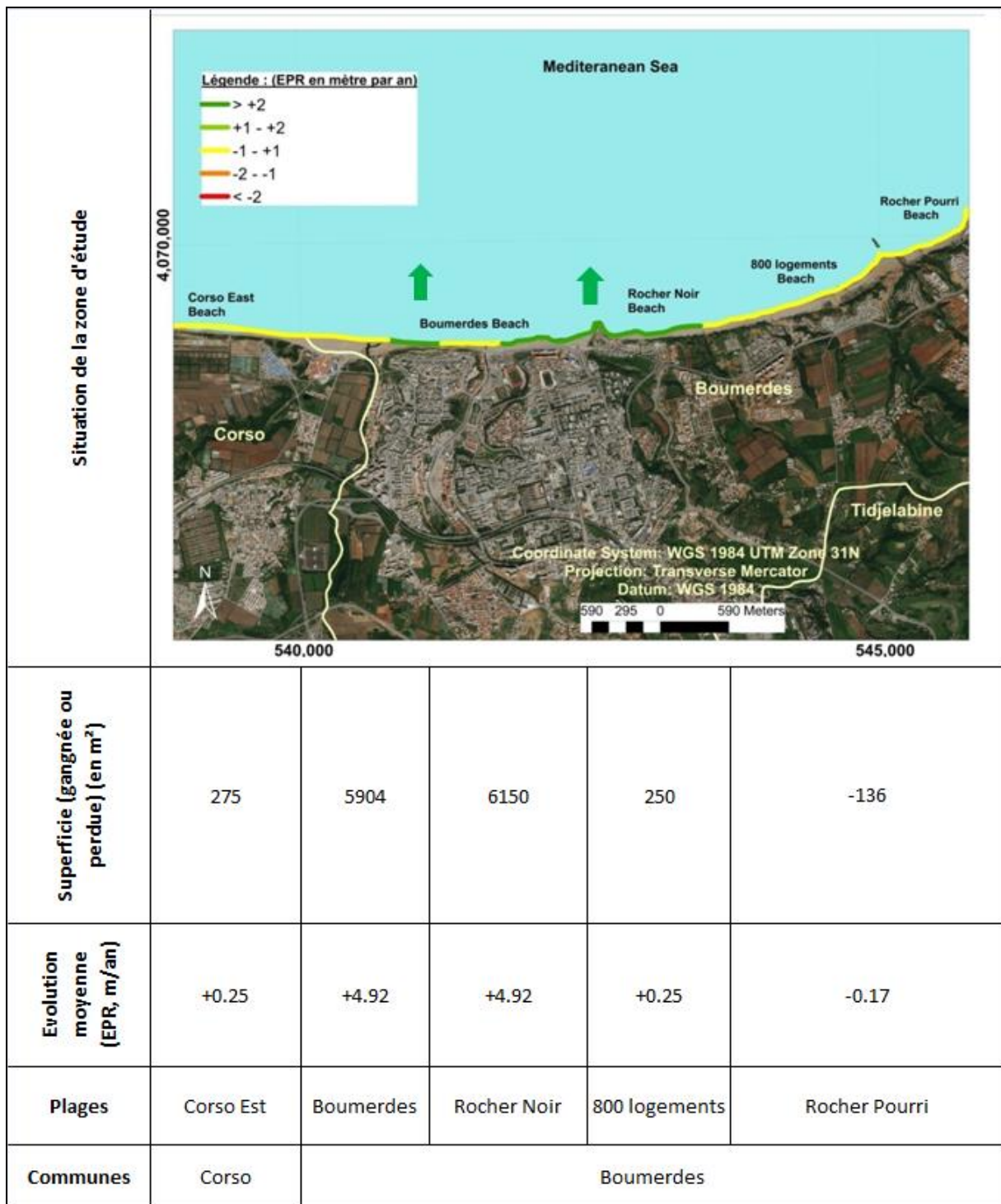


Figure III- 16 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Corso à Rocher Pourri)



Figure III- 17 Evolution du front de mer de Boumerdes entre 1980 et 2021.

1.1.3. Le littoral de Zemmouri El Bahri

Le recul du trait de côte de 1957 à 1980 a été modéré et irrégulier le long du littoral de Zemmouri El Bahri (-0,5 à -2,8 m / an). De 1973 à 2006, le recul a été maximal (localement plus de 5 m/an). Depuis 2006 l'érosion s'est affaiblie (en moyenne 0,7 à 1,2 mètres par an), mais elle est devenue très irrégulière le long de la côte de Zemmouri El Bahri. Certaines stations du littoral ont connu, au contraire, entre 1980 et 2006 des apports de sable conduisant à l'engraissement de la côte, c'est le cas des stations des plages de Sghirette et du Figuier Est. De 2006 à 2014, la tendance au recul se poursuit pratiquement sur toute la côte (voir Figure III-18).

Le taux net d'évolution du trait de côte entre 1957 et 2017 est stable, on note une évolution moyenne de -0,17 m/an.

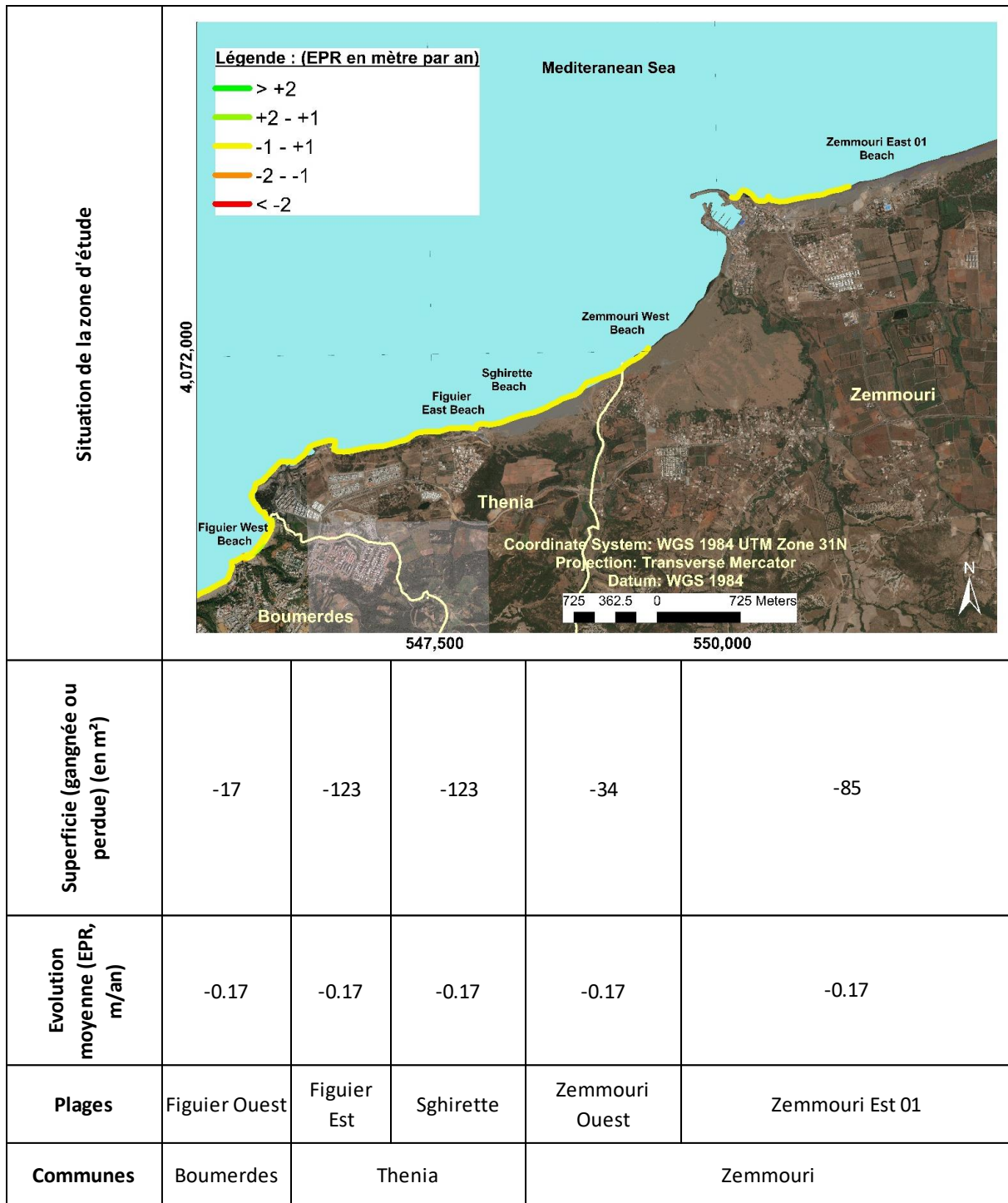


Figure III- 18 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Figuiet à Zemmouri).

1.1.4. Le littoral du Cap Djenat

De Zemmouri à Cap Djenat, on enregistre dans ce secteur un engraissement relativement progressif de la plage de 1957 à 1973. Ce gain dans la plage est variable et atteint par endroit les 45 mètres au niveau des stations de Djenat plages 01 et 02. A l'ouest de la station thermique,

on passe d'un secteur qui était en engraissement à une zone en érosion ; des reculs nets d'environ 46 mètres et 109 mètres sont enregistrés respectivement au niveau des stations de Mazer Est et Ouest. De 1973 à 1980, un recul apparent du trait de côte est enregistré au niveau de toutes les stations (localement plus de 5 mètres par an). De 1980 à 2017, un fort recul du trait de côte atteignant ou dépassant localement 5 mètres par an est observé au niveau des stations des plages Djenat 01 et 02. Par contre, l'accrétion de la côte est importante au niveau des stations de la plage Djenat Familial (localement plus de 2 m / an). Ce changement dans l'évolution du trait de côte s'est produit suite à l'implantation du port de Djenat en 2009 (voir Figure III-19), ce qui a modifié le transit sédimentaire dans cette zone. Le taux net de changement du trait de côte entre 1957 et 2017 a été fort et contrasté d'un site à l'autre, et on note un changement moyen de -0,38 m/an avec un recul maximal localement de -2,80m/an et une avancée maximale de +1,30m/an (Figure III-20).

Le taux net de changement du trait de côte entre 1957 et 2017 est stable ; on note un changement moyen de -0,17 m / an.

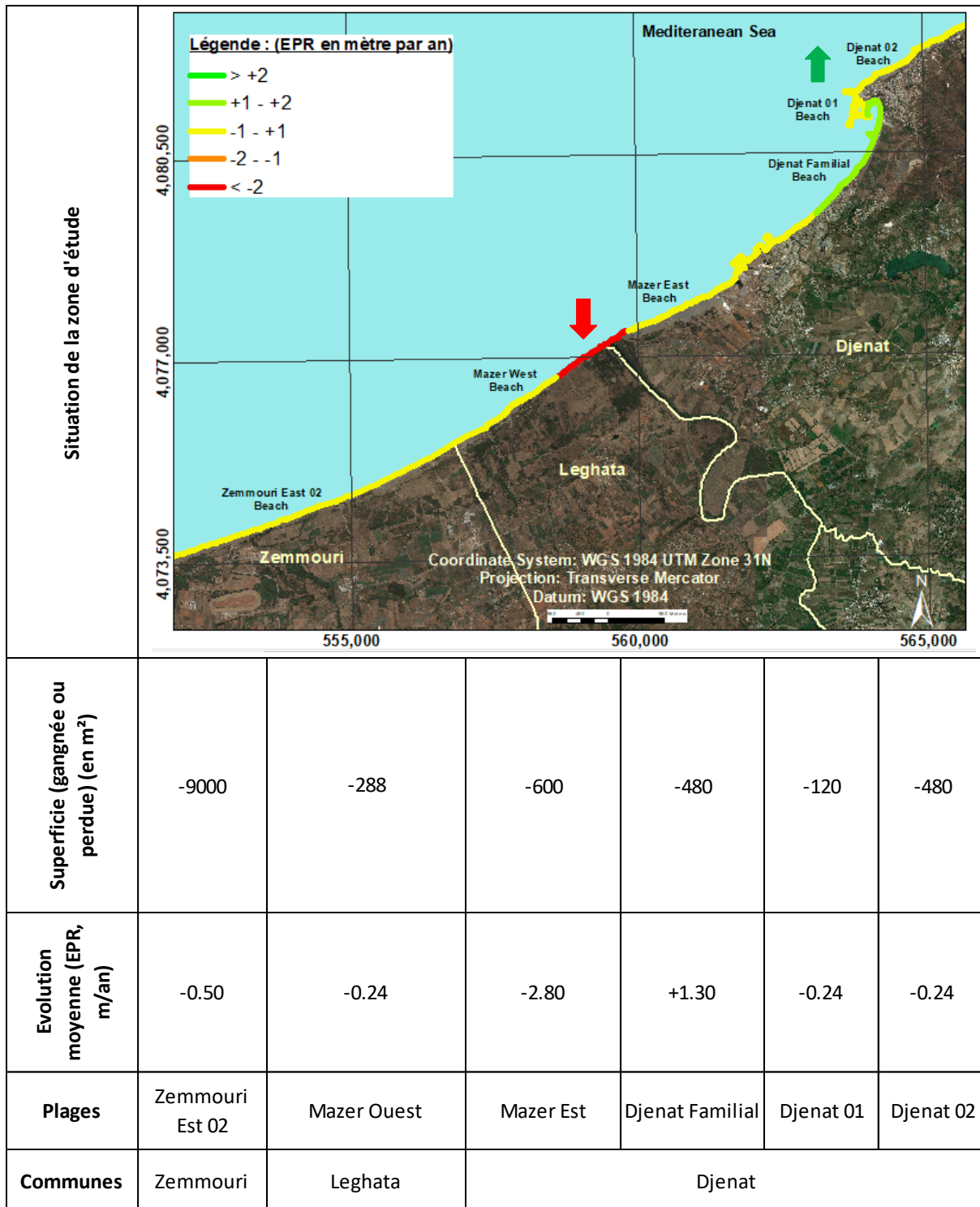


Figure III- 19 Evolution du trait de côte entre 1957 et 2017 sur l'ensemble de la zone d'étude, (érosion et accrétion) calculée par le End Point Rate (EPR) (Zemmouri à Cap Djenat)



Figure III- 20 Evolution du trait de côte de Cap Djenat depuis 1959 à 2021

La figure suivante montre l'évolution totale du trait de côte, l'EPR, c'est-à-dire la variation annuelle (m/an) sur une période globale (1957-2017) :

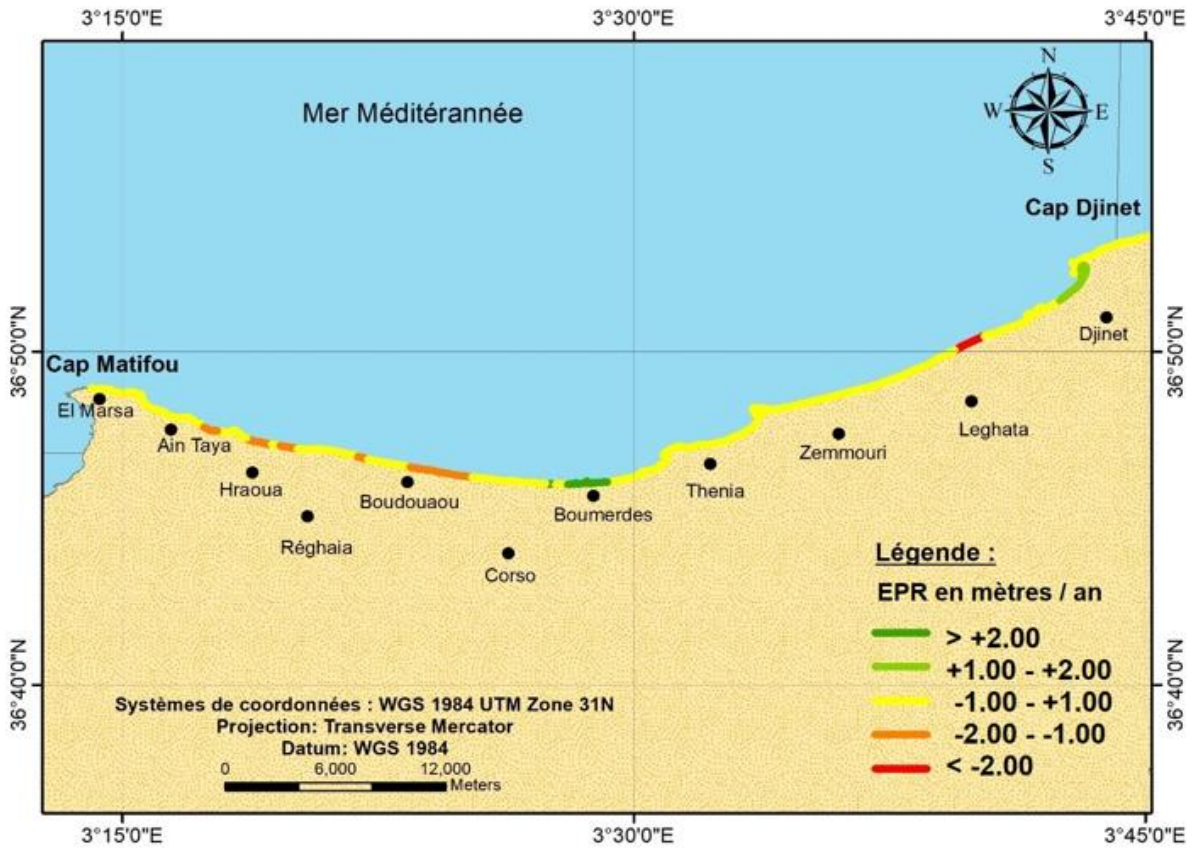


Figure III- 21 Evolution du trait de côte dans La grande baie de Zemmouri (érosion / accrétion) du trait de côte.

1.1.5. Discussion

Les taux nets de changement annuel montrent une large gamme de résultats tant en intensité qu'en direction (Figure III-21). En conséquence, 16 des 38 plages sont en érosion, tandis que huit sont en accrétion et 14 sont plus ou moins stables (Figure III-22).

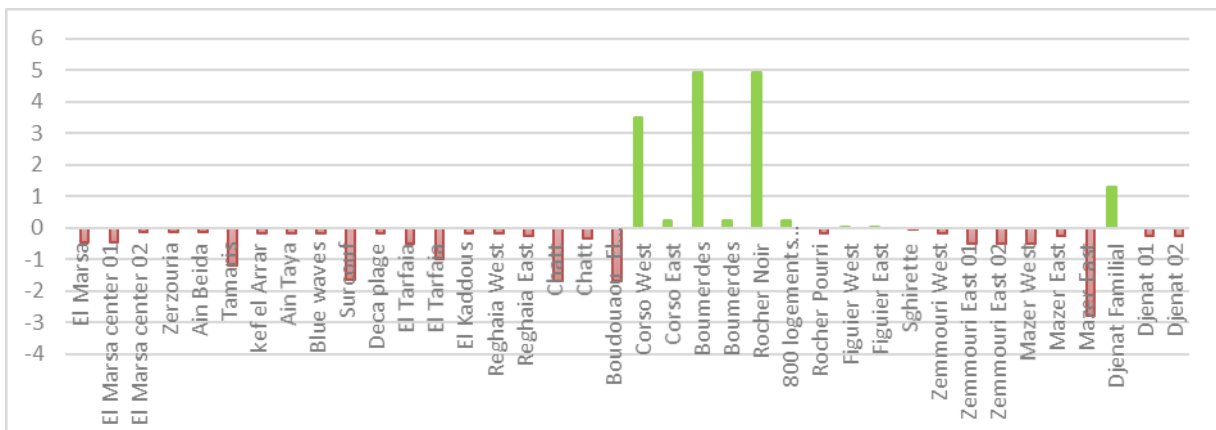


Figure III- 22 Evolution du trait de côte de La grande baie de Zemmouri 1959 à 2021

Le recul du trait de côte est détectable sur pratiquement toutes les stations sauf quelques unes localisées au Cap Djinet et à Boumerdes. L'intensité du recul est très différente d'un site à

l'autre. Mais, compte tenu de la marge d'erreur admise lors de la manipulation des photographies aériennes estimée à +/- 0,5 mètres et compte tenu de la durée du suivi du trait de côte (60 ans), une ambiguïté existe quant à la fiabilité des valeurs du taux net de changement inférieur à 0,05 mètres par an. Ainsi, sur les 38 stations étudiées, trois présentent des valeurs incertaines et difficilement discernables à l'échelle d'une photographie aérienne.

La tendance globale pour l'ensemble du littoral de la baie révèle qu'au cours des 60 années (1957-2017), 42% du littoral est en érosion, soit 21,5 km de côte, contre seulement 21% en accrétion, soit près de 11 km de linéaire de côte ; les zones stables ne représentent que 37% avec une distance de 19 km située au niveau des promontoires et des régions rocheuses (Figure III-23).

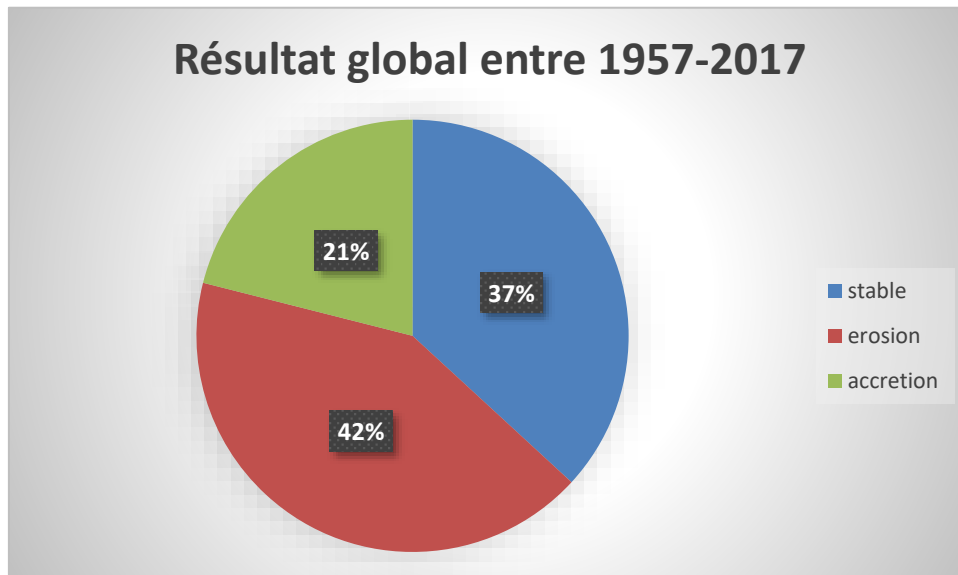


Figure III- 23 La tendance générale de l'évolution au niveau de la baie entre 1957 et 2017.

La méthode utilisée dans cette étude semble être un outil efficace pour évaluer les changements de position du littoral le long des côtes microtidales. Cette étude a révélé que la détection des changements du trait de côte peut être faite en utilisant des photographies aériennes corrigées, des données satellites à haute résolution, et des relevés DGPS en sélectionnant des transects espacés de 25 m ; avec des outils de calcul automatique (DSAS) pour calculer les changements du trait de côte.

2. Submersion marine

2.1. Résultats des calculs et cartographie de la submersion

Les cartographies de la submersion marine pour des événements ayant une houle de période de retour quinquennale, décennale, vingtennale, cinquantiennale et centennale ont été réalisées pour tout le littoral de La grande baie de Zemmouri à l'échelle 1/4250 ème. Les résultats obtenus sont donnés dans les figures suivantes :

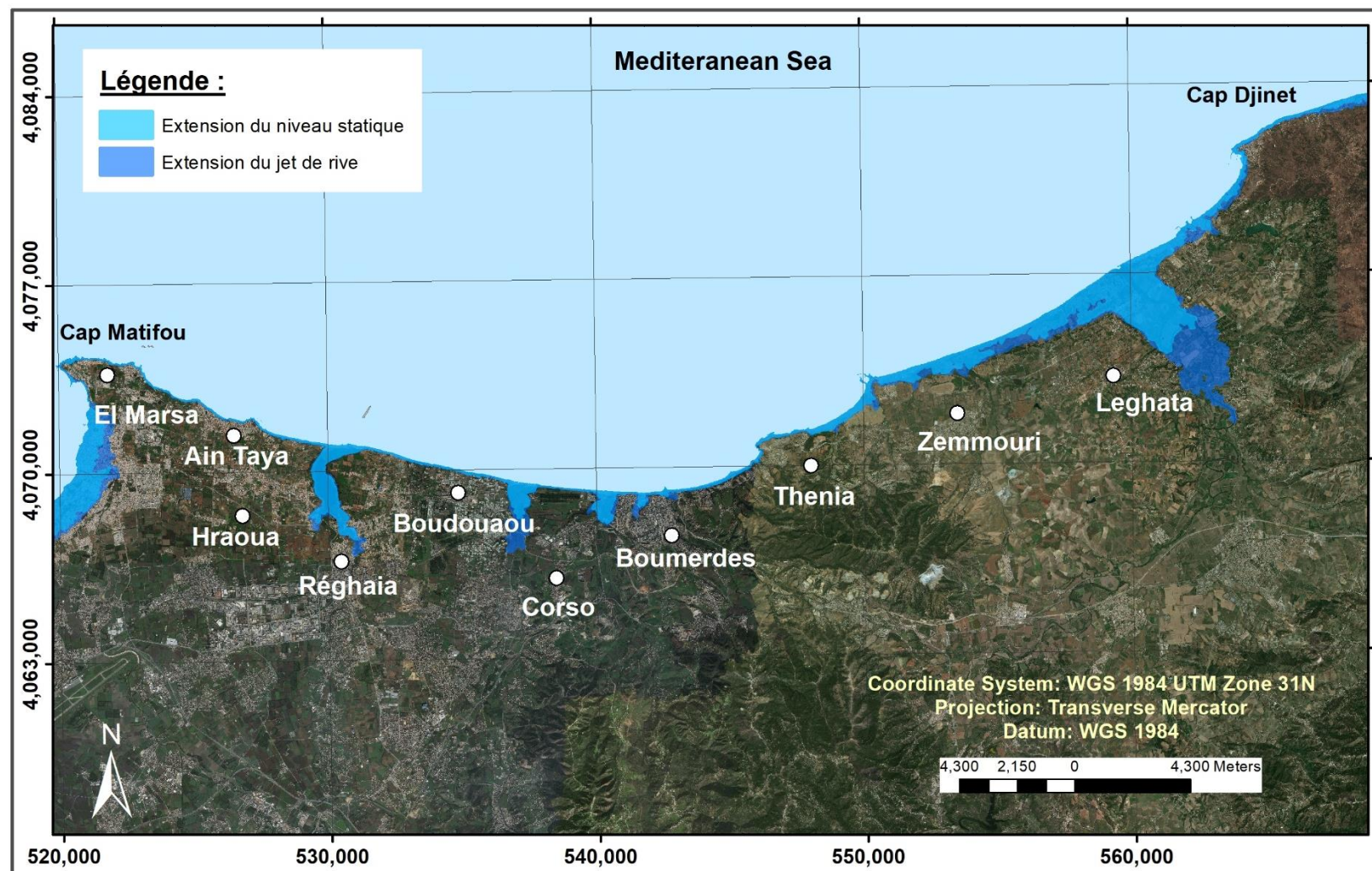


Figure III- 24 Extension de la zone submergée dans La grande baie de Zemmouri par le niveau statique et le jet de rive, pour un évènement avec une houle de période de retour de 05 ans

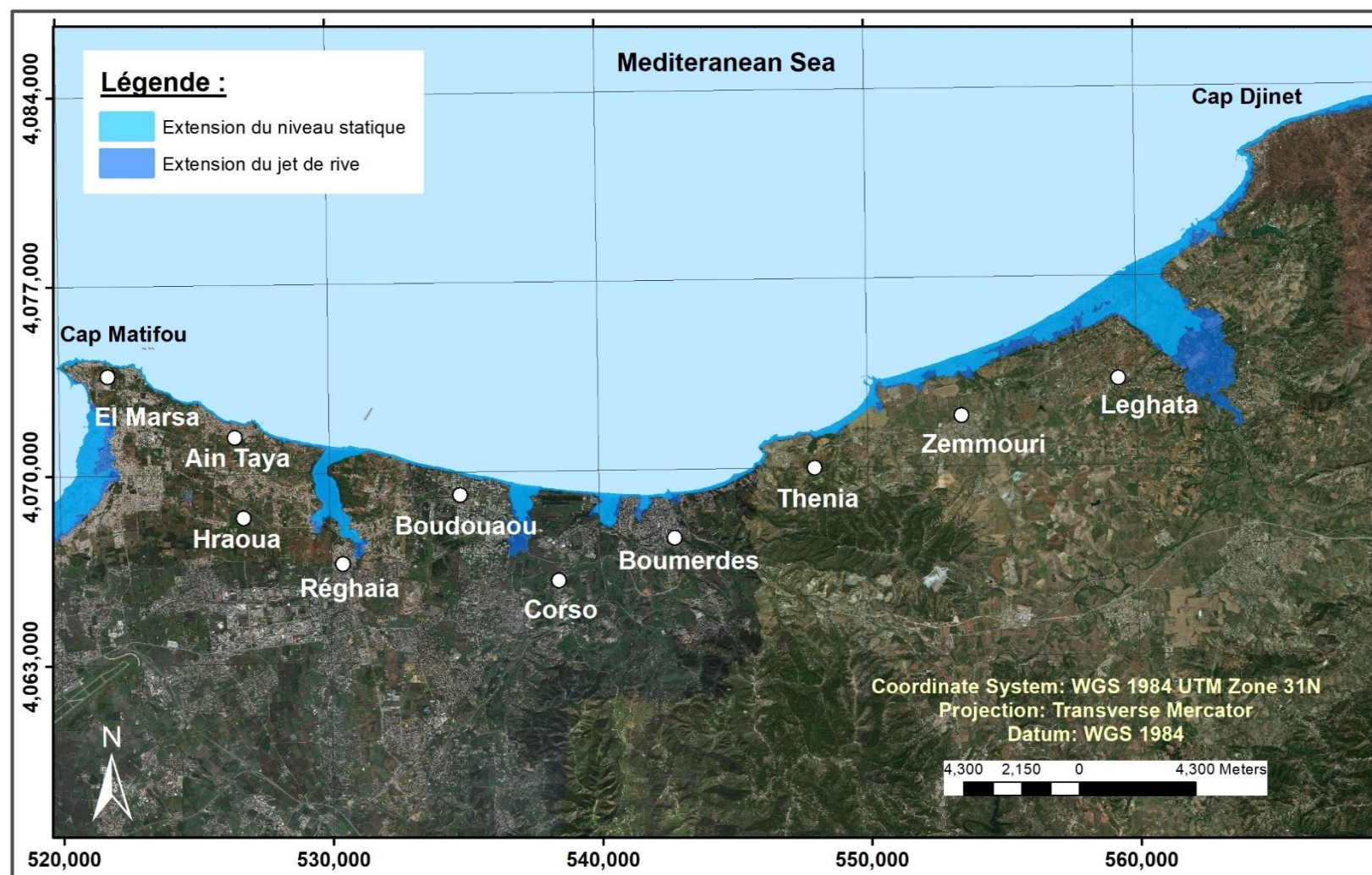


Figure III- 25 Extension de la zone submergée dans La grande baie de Zemmouri par le niveau statique et le jet de rive, pour un évènement avec une houle de période de retour de 10 ans

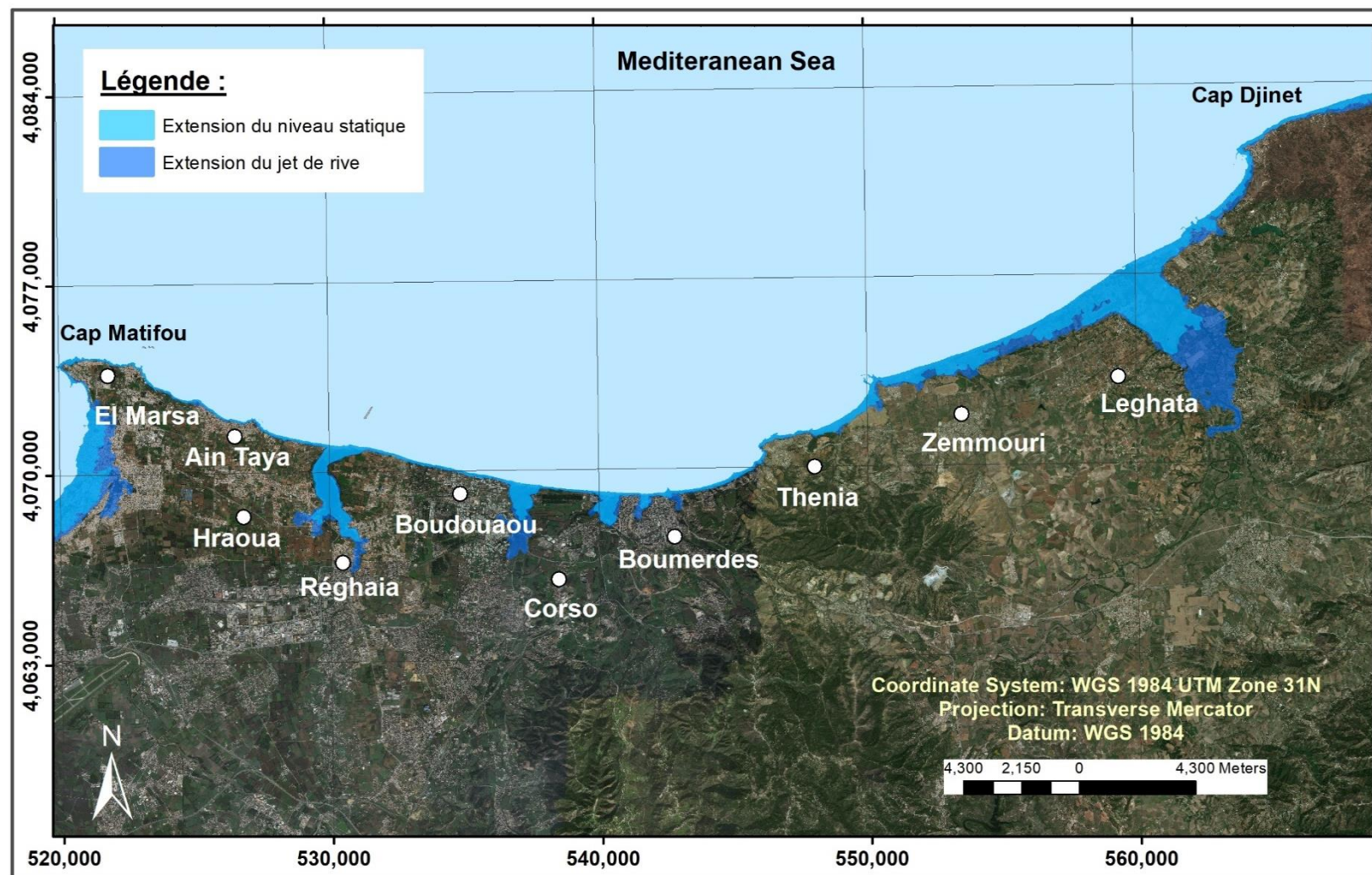


Figure III- 26 Extension de la zone submergée dans La grande baie de Zemmouri par le niveau statique et le jet de rive, pour un évènement avec une houle de période de retour de 20 ans

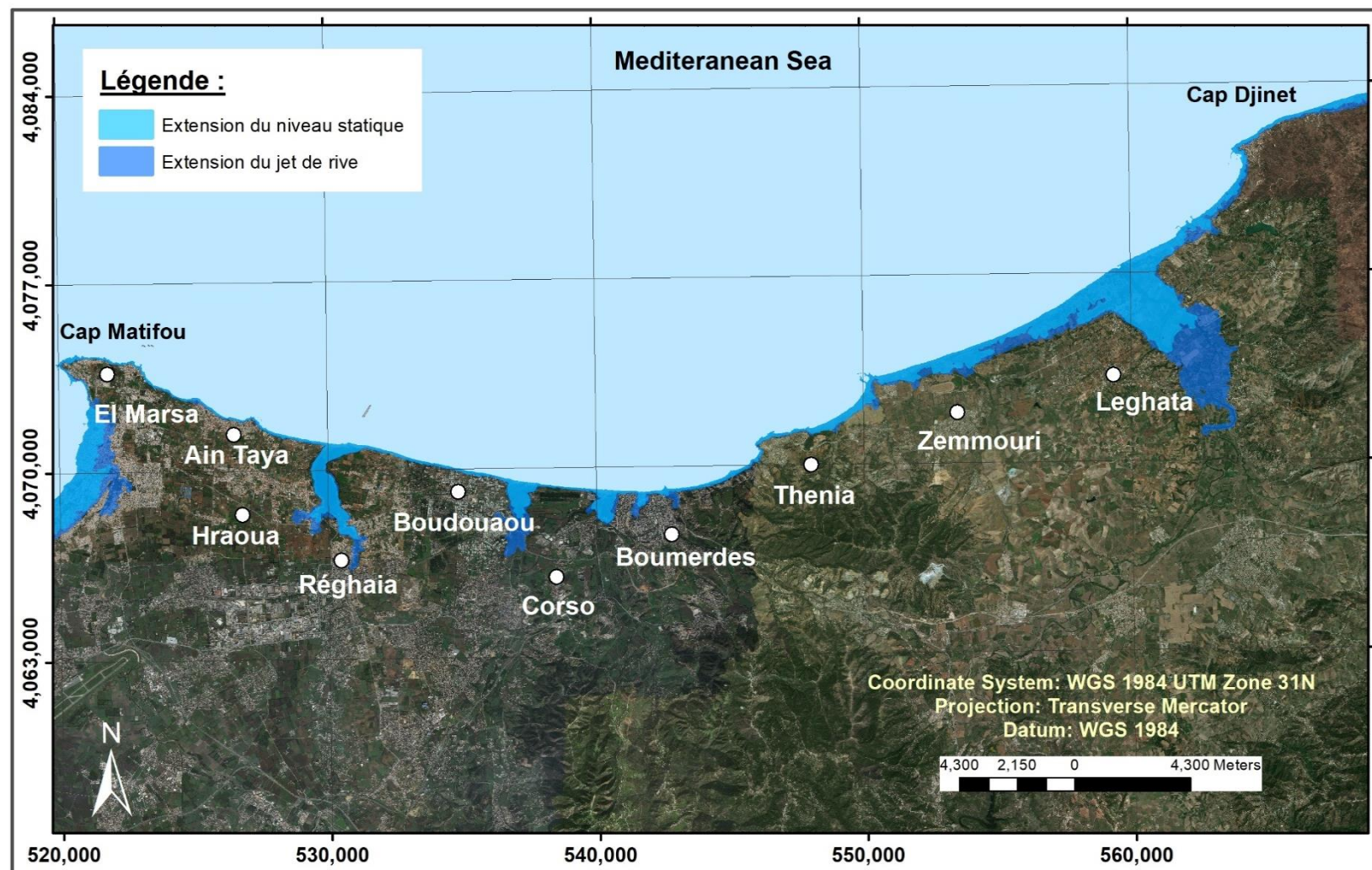


Figure III- 27 Extension de la zone submergée dans La grande baie de Zemmouri par le niveau statique et le jet de rive, pour un évènement avec une houle de période de retour de 50 ans

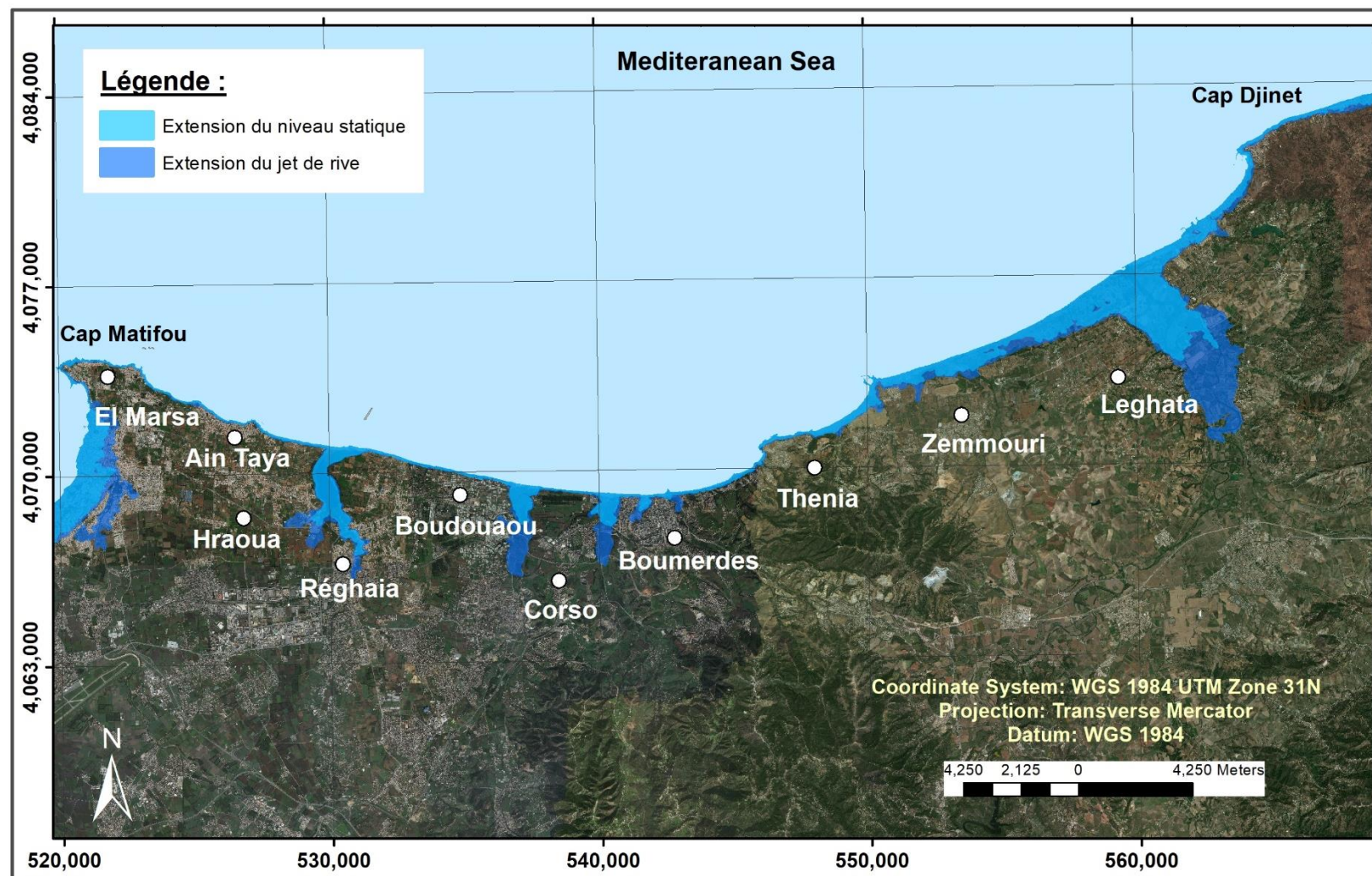


Figure III- 28 Extension de la zone submergée dans La grande baie de Zemmouri par le niveau statique et le jet de rive, pour un évènement avec une houle de période de retour de 100 ans

2.2. Conclusion

L'étude réalisée a permis de bien identifier la méthodologie à suivre pour un calcul rigoureux de l'aléa de submersion marine sur la baie soumis au risque de franchissement par la houle. Cette démarche, appliquée avec succès devrait être étendue sur tout le littoral algérien.

Les résultats obtenus vont constituer un outil de prise de décision dans les futurs plans d'interventions et de prévention aux risques côtier mais aussi dans les futurs plans d'aménagement côtiers et de Schème de développement des communes côtières.

La modélisation des tempêtes a permis d'obtenir des surcotes de précision satisfaisante grâce à l'exploitation conjointe du modèles mike 21 et de la base de données ANEMOC. Les tempêtes étant des phénomènes aléatoires non prédictibles, la modélisation reste un outil incontournable pour permettre la prévision.

De multiples facteurs complexes régissent le phénomène de submersion (élévation de niveau de la mer, hydrodynamisme,..). Pour une houle de périodicité quinquenal, 1 à 5% (Tableau IV-1) de la surface de la commune est inondé (max dans la commune de Réghaia/ min commune de Boumerdes). La houle centennale quant à elle, a donné des chiffres plus importants, entre 2 et 12% (Tab.4) des communes sont inondées. La présence du lac au niveau de la commune de Réghaia rend le pic estimé très significative et menaçant et ce, même avec la présence des dunes sensées être le premier obstacle lors du phénomène de submersion. Elles ont subi une forte dégradation au courant des dernières décennies, ce qui réduit fortement le stock sédimentaire et provoque des changements dans la topographie des plages.

En calculant la superficie des terres submergées par la remontée des eaux avec les deux périodicité de retour et en utilisant les coûts du mètre carrée de ces terre (Prix de l'année en cours – 2021), nous avons pu estimer les pertes financières qui seraient très importante, de l'ordre des milliers d'euros (voir Tableau III-1)

Tableau III - 1 Comparaison entre surface inondée/perte financière dans les communes étudiées

Communes	Surface inondée par rapport à la commune (%)		Perte financière moyenne (Millions en DA)	
	5 ans	100 ans	5 ans	100 ans
Réghaia	5,7	12,6	315	700
Boudouaou el bahri	3,4	9,1	490	185
Corso	3,2	11,4	58	206
Boumerdes	1,2	2,0	765	1 220
Thenia	1,4	9,0	58	365

La caractérisation de la submersion liée aux tempêtes a été effectuée par une méthode d'ingénierie classique. Cette approche commune se décline dans les études en un grand nombre de variantes, dont les différences peuvent porter sur la manière de calculer le niveau d'eau (statistiques sur les surcotes, conditions de houle, calcul du setup, run-up, etc).

Lors de ce travail, un manque de données de base sur la zone a été dénoté. Ce manque peut être comblé en partie par les données de télédétection (urbanisation, réseau routier, Etc.). Cette étude témoigne de l'utilité de la télédétection, des SIG et des observations in-situ comme outils de prévention contre les risques côtiers. Pour la baie de Zemmouri, cette vulnérabilité présente un intérêt majeur, en ce sens, qu'elle met en évidence les communes les plus vulnérables à l'élévation du niveau de la mer et aux changements climatiques.

Partie 03 : Evaluation de la vulnérabilité côtière de la baie

1. Résultats obtenus par variable

1.1. Géomorphologie

Nous avons pu ressortir les différentes lithologies affleurentes dans la zone d'étude en relation avec les morphologies existantes. Les résultats obtenus sont regroupés en suivant la classification donnée par Thieler et Hammar-Klose (2000) dans la Figure III-29 qui suit :

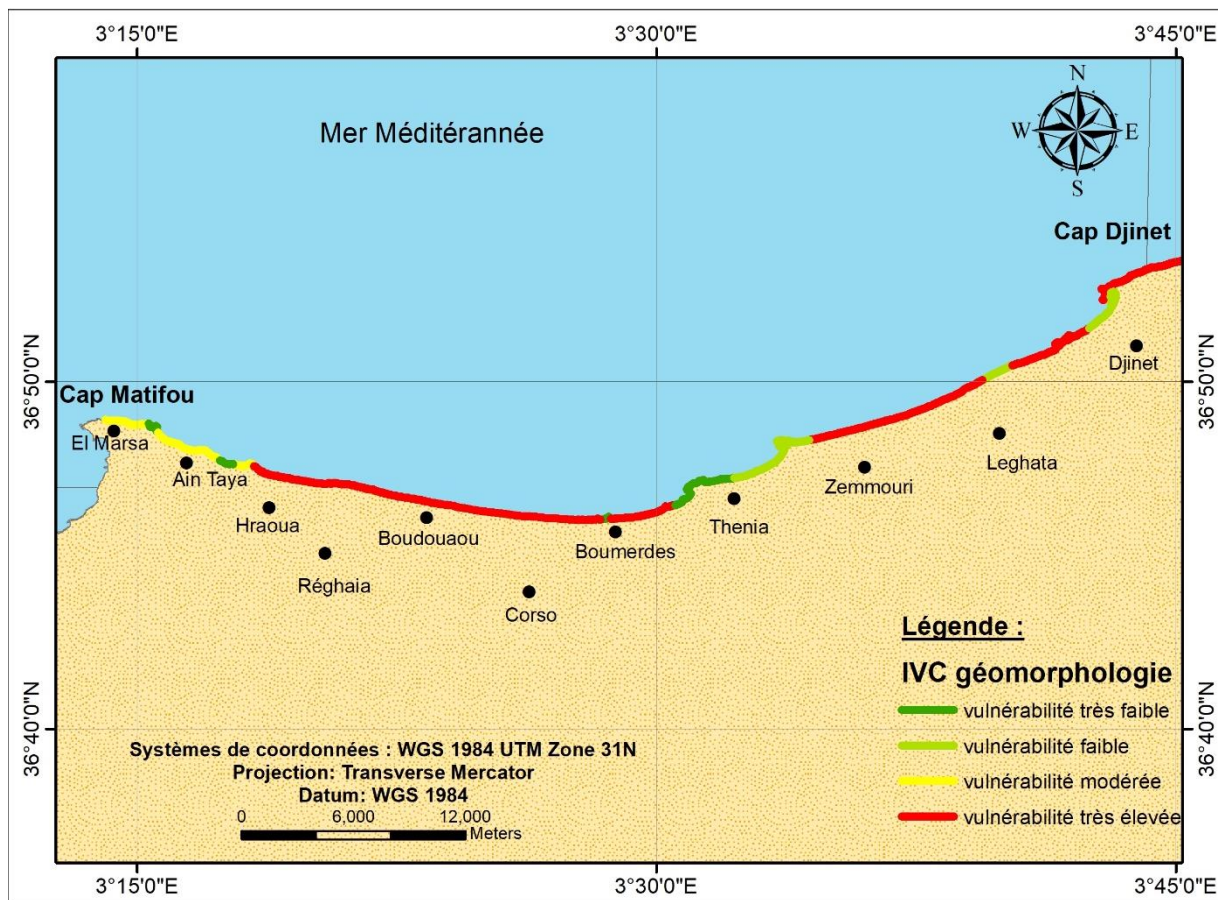


Figure III- 29 Carte des classes de vulnérabilité de La grande baie de Zemmouri en relation avec la variable de géomorphologie.

Le littoral étudié s'étend sur plus de 45Km de longueur, il est formé par une baie « la grande baie de Zemmouri » séparées limitée par deux cap : Cap Matifou à l'Ouest Cap Djinet à l'Est. Les formations lithologiques rencontrées varient en fonction de leur érodibilité de sédiments non cohésifs à des roches dures, comme les andésites quartziques, les micaschistes et calcaires. Environ 79,66% de la côte est formée par les sédiments non consolidés, le reste étant des roches métamorphiques et volcaniques environ 18,34% et des formations de dunes consolidées (2%).

Le secteur côtier présentant une vulnérabilité très élevée s'étale sur 29,5 Km de long soit 65,7% de la longueur totale de la côte étudiée. Ce secteur formé essentiellement par des plages et des dunes non consolidées, il se rencontre principalement dans la partie Est au niveau de La grande baie de Zemmouri entre Ain Taya et Cap Djinet.

Les secteurs à vulnérabilité très faible représentent 11,40% soit 5,14Km de la longueur totale du secteur d'étude et correspondent aux falaises et les côtes rocheuses taillées dans des roches résistantes (Schistes à séricite et micacés, Calcaire, Micaschistes à biotite, Pegmatite dans les micaschistes, Andésite quartzique), ces secteurs se rencontrent essentiellement au niveau de Cap Matifou, Figuier, Zemmouri El Bahri et Cap Djinet.

Les zones à vulnérabilité faible sont formées par les falaises taillées dans des conglomérats, des andésites et des labradorites du Miocène, elles représentent 14,3% soit 6,42Km de la longueur du zone d'étude. Ces zones se rencontrent principalement au niveau de Cap Blanc, Zemmouri El Bahri et Cap Djinet. Les secteurs à vulnérabilité modérée représentent 3,85Km de longueur soit 8% de la longueur totale du secteur d'étude. Ces secteurs se rencontrent au niveau de Jean Bart, et Ain Taya.

1.2.La pente côtière de l'avant plage

Les valeurs de la pente générale de la côte étudiée varie entre 0.6% (0.34°) et ∞ (90°) et d'après Thieler et Hammar-Klose (2000), la vulnérabilité se classifie en cinq catégories : très faible, faible, modérée, élevée, très élevée

Les secteurs avec des pentes faibles inférieures à 2% sont caractérisés par une vulnérabilité très élevée. Ces secteurs occupent 9km soit 20% de la longueur totale de la côte. Ces zones correspondent à des terres basses (plaine littorale, plages sableuses), elles se rencontrent à l'Est, elle occupe toute la partie côtière entre Zemmouri El Bahri et Cap Djinet (Figure III-30).

Cependant, les secteurs avec des pentes fortes supérieures à 11,5% occupent 1,28Km soit près de 2,80% présentent une vulnérabilité très faible. Ces zones correspondent à des falaises et se rencontrent au niveau d'El Marsa-Jean Bart.

Les zones à vulnérabilité élevée s'étalent sur 10,28Km soit 22,85% du secteur d'étude. Dans ces localités la pente générale de la côte varie entre 2,2% et 3,5%. Ces zones regroupent les secteurs de Boumerdès plage, Zemmouri El Bahri et Cap Djinet.

Les secteurs à vulnérabilité modérée s'étalent sur 16,71Km soit 37% de la longueur totale du secteur d'étude. Ces secteurs se caractérisent par des valeurs oscillent entre 3,6% et 5,4% (3,5%-5,5%). Ces zones se rencontrent essentiellement dans la partie Est au niveau Tamentfoust-La Pérouse, Zarzouria, plage El Kadous, Chabe Chabe-Boudouaou El Bahri, Corso Plage, Boumerdès, Figuier-Seghirette et Cap Djinet.

Les zones couvrant la Pérouse, Zarzouria, Ain Taya jusqu'à El Kadous Plage, Chabe Chabe et l'Est de Boumerdès Plage montrent aussi une vulnérabilité faible. Ces zones occupent 7,71Km soit 17% de la longueur du littoral étudié. Dans ces secteurs, les valeurs de la pente générale fluctuent entre 5,5% et 10,1%.

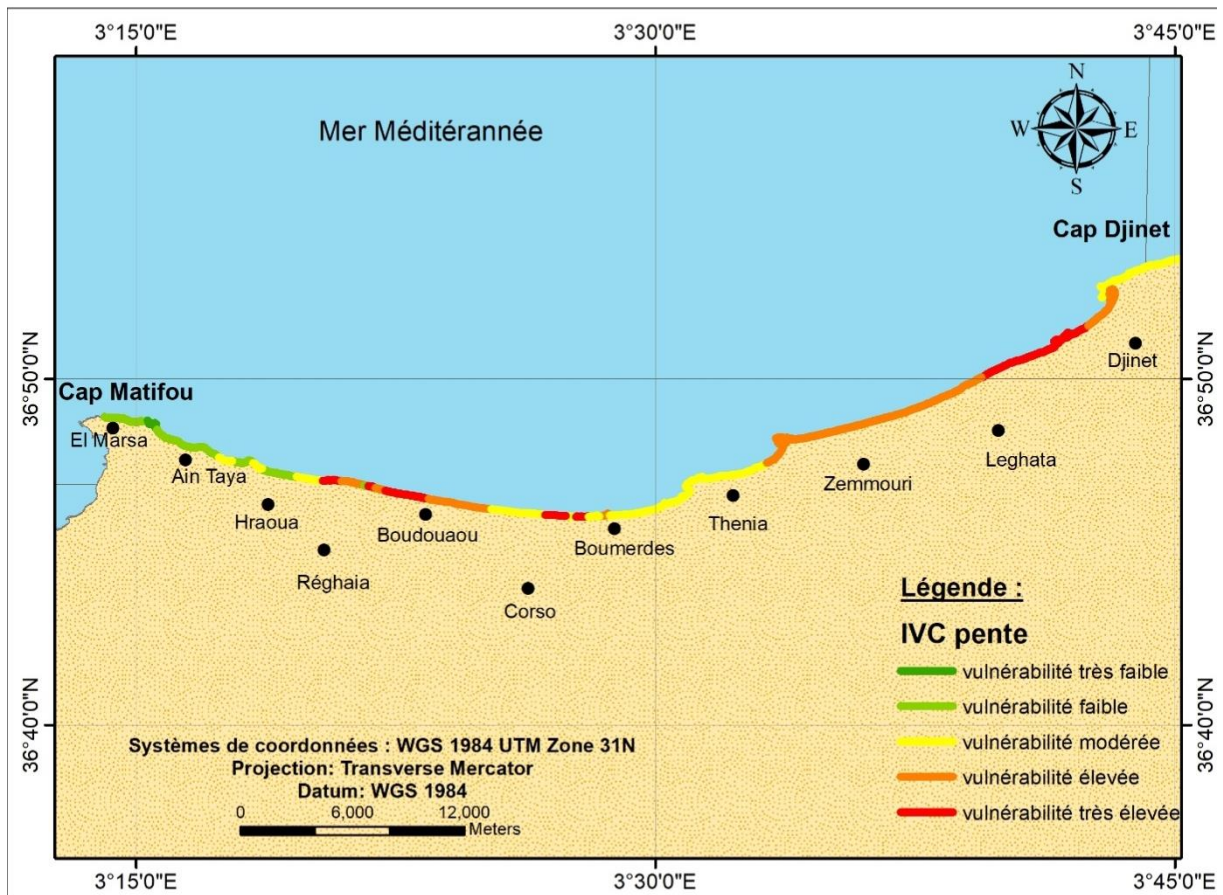


Figure III- 30 Classification de vulnérabilité selon la pente générale de la côte étudiée.

1.3. Taux d'élévation relative du niveau de la mer

Sur cette zone côtière, le taux de l'élévation du niveau de la mer est de 1,5m/an (Figure III-31). Le facteur de risque relatif à cette élévation eustatique est très faible, d'après **Thieler et Hammar-Klose 2000**).

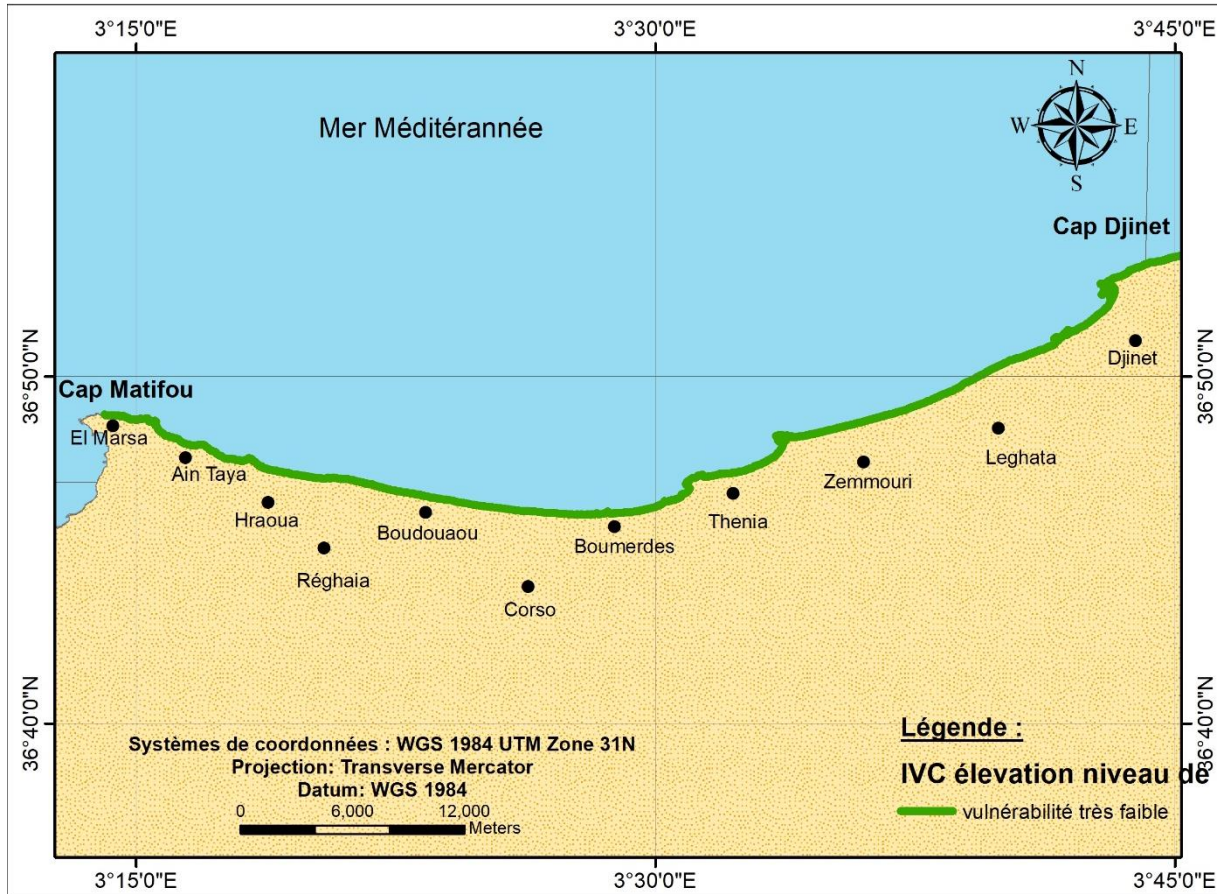


Figure III- 31 Classe de vulnérabilité de la côte étudiée en relation avec la variable élévation du niveau de la mer.

1.4. Taux d'érosion et d'accrétion du littoral

Selon l'évolution morphologique de la ligne de rivage, on distingue trois types de tendance : Accrétion, érosion ou stabilité. Sur une période de 60 années allant de 1957 à 2017, le littoral de la zone d'étude a présenté globalement une tendance vers l'érosion avec une valeur moyenne égale à +0,24 m/an.

Selon Thieler et Hammar-Klose (2000) différentes classes de vulnérabilité ont été définies à partir de la variable recul/avancée du trait de côte :

- Erosion : vulnérabilité très élevée (<-2 m/an), vulnérabilité élevée (-2 à -1,1 m/an).
- Stabilité : vulnérabilité modérée (-1 à 1 m/an).
- Accrétion : vulnérabilité très faible (> 2 m/an), vulnérabilité faible (1 à 2 m/an).

Les résultats de nos travaux sur les variations de la ligne de rivage le long de la côte Est algéroise, nous ont permis de faire ressortir les classes de vulnérabilité de la côte en relation avec la variable érosion/accrétion du trait de côte (Figure III-32).

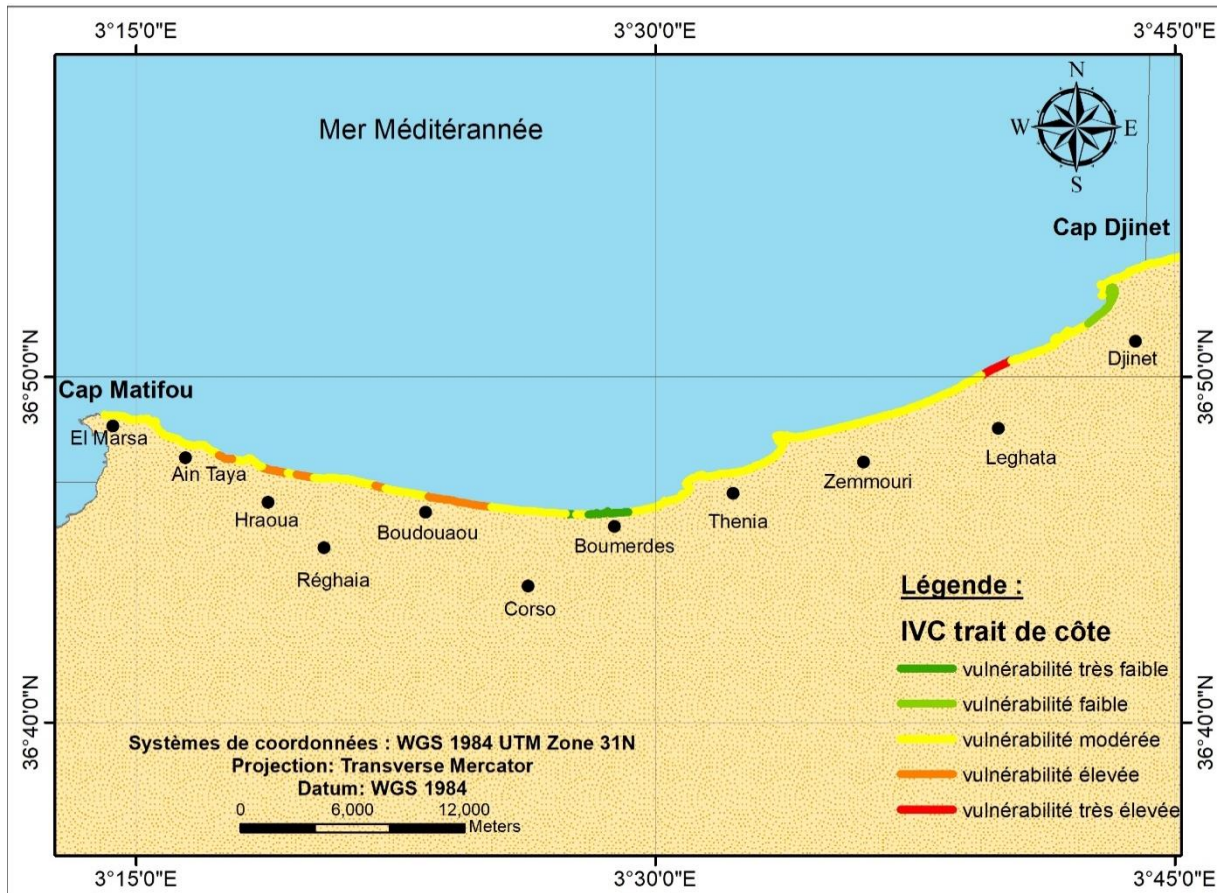


Figure III- 32 Classes de vulnérabilité de la côte étudiée selon la variable (érosion / accrétion) du trait de côte.

Les résultats consignés dans la Figure III-30, montrent un taux net d'évolution du trait de côte avec une tendance générale vers une érosion quasi généralisée le long de cette zone côtière. Les valeurs du taux net moyen enregistré varient entre -2,80 à 4,92m/an. La zone à vulnérabilité très élevée occupe un espace de 1,28km de long soit 2,80% de la longueur totale de la côte étudiée. Il s'agit de la zone des plages et des dunes actuelles non consolidées située entre Zemmouri El Bahri et l'emboucheur d'oued Isser.

Les zones à vulnérabilité élevée occupent 2Km de long soit 14% de la longueur totale du secteur d'étude. Ces zones se rencontrent au niveau de Zarzouria, Surcouf, El Kadous, Boudouaou El Bahri. Les valeurs du taux net moyen de recul propre à cette classe de vulnérabilité oscillent entre -1,70 à -1m/an.

Les secteurs à vulnérabilité modérée s'étendent sur 30,85Km de long soit 68,50% de la longueur totale de la côte étudiée. Les valeurs moyennes de taux de recul varient entre -1 à 0,25m/an. Les zones à vulnérabilités modérée se rencontrent à l'Est du Cap Matifou au niveau de Réghaïa jusqu'à Boumerdès plage, Zemmouri El Bahri et à l'Est de l'emboucheur de oued Isser jusqu'à Cap Djinet. Les secteurs à vulnérabilité très faible et faible s'étalent sur 2,57Km de long soit 5,70% de la longueur totale de la zone d'étude. Ces zones se localisent au niveau de Boumerdès et Cap Djinet. Les taux nets d'évolution du trait de côte sont fortement influencés par la présence des ouvrages de protection des côtes qui ont stabilisé la côte.

1.5. Amplitude moyenne des marées

Elle est de type microtidale, et elle rend ce littoral à risque très élevé (voir Figure III-33)

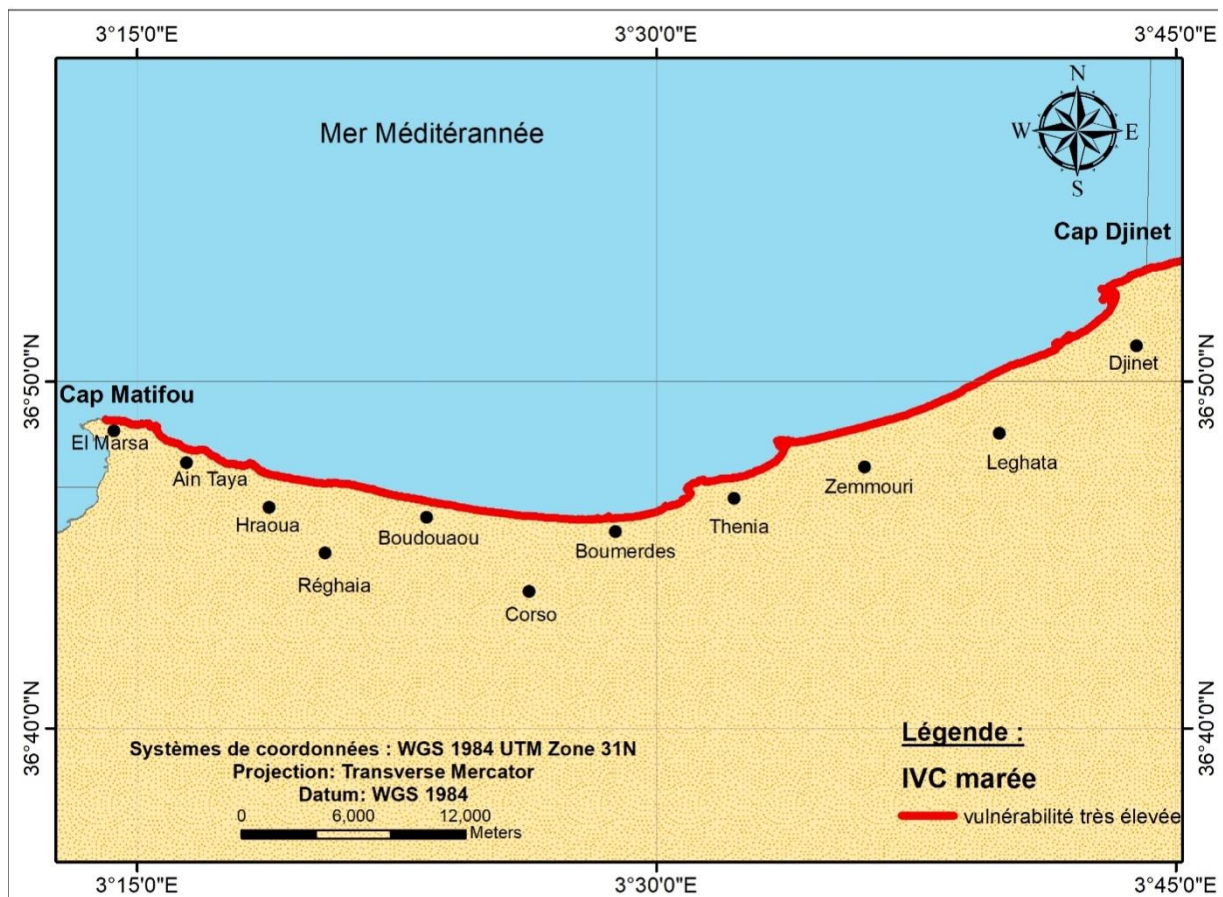


Figure III- 33 Classe de vulnérabilité de la côte de La grande baie de Zemmouri en relation avec la variable marée

1.6. Hauteur moyenne des houles

Les hauteurs significatives de la houle à la côte Algéroise ont été obtenues à partir des cartes de réfraction réalisées à l'aide du logiciel (Mike 21) sont résumés dans la figure suivante Figure III-34 :

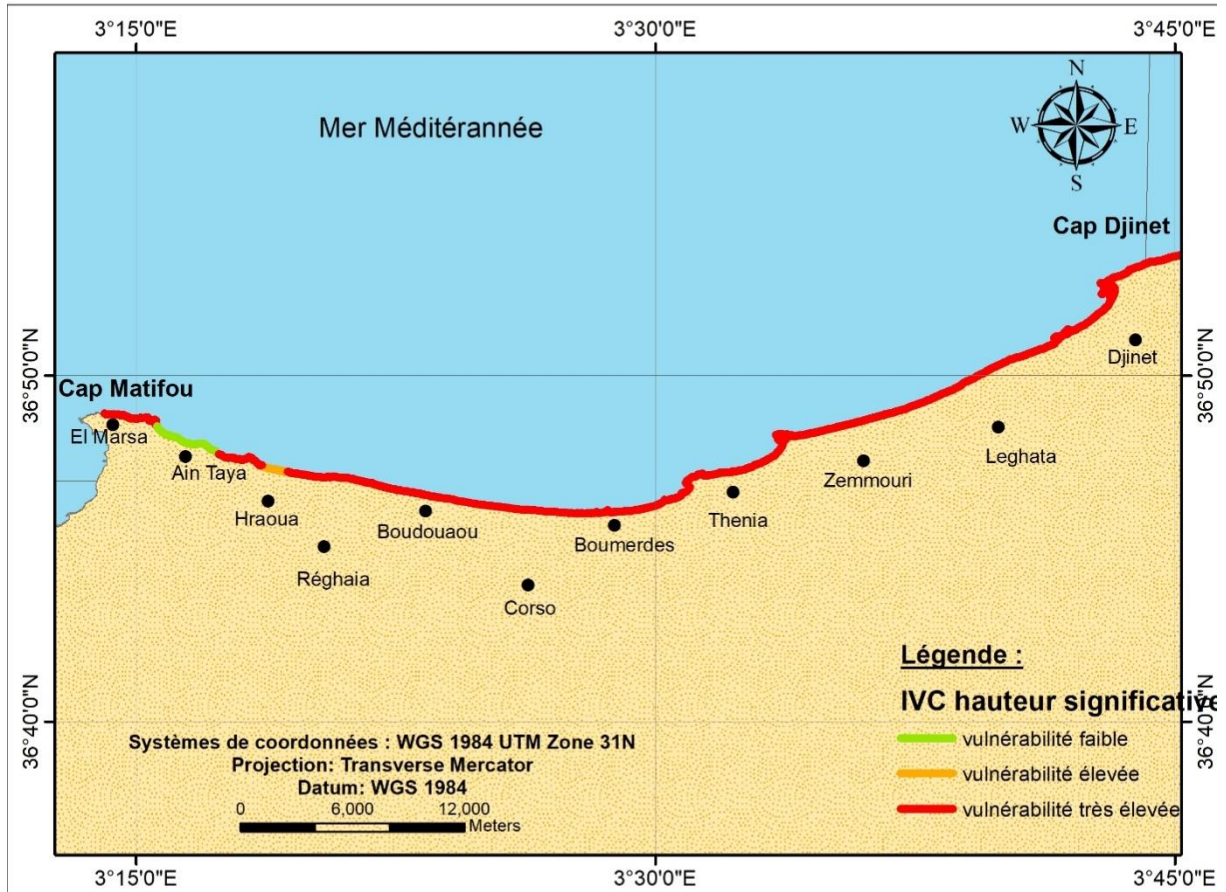


Figure III- 34 Classes de la vulnérabilité de la côte en relation avec la variable hauteur significative de la houle.

2. Calcul de l'indice de vulnérabilité côtière

L'indice de vulnérabilité côtière IVC calculé à partir des variables sélectionnées montre des valeurs qui varient entre 3,53 et 17,67. Pour une valeur moyenne de l'IVC de l'ordre de 10,87 (écart-type est de 4,33). Le mode est de 13,69 et la médiane est de 10,59.

Les scores de l'IVC sont repartie en classes en fonction des intervalles de quartile: basse, modérée, élevée ainsi que très élevée. Il apparaît donc que :

- les valeurs CVI inférieures à 7,90 sont attribuées à la catégorie de vulnérabilité faible ;
- les valeurs comprises entre 7,90 et 10 sont considérées comme une vulnérabilité modérée ;
- les valeurs de vulnérabilité élevées se situent entre 10 et 13,69 ;
- les valeurs de CVI supérieures à 13,69 sont classées comme une vulnérabilité très élevée.

Les zones localisées le long du littoral se voient attribuer un classement en fonction des processus physiques et géologiques qui contribuent au changement côtier comme indiqué dans la figure III-35 ci-dessous :

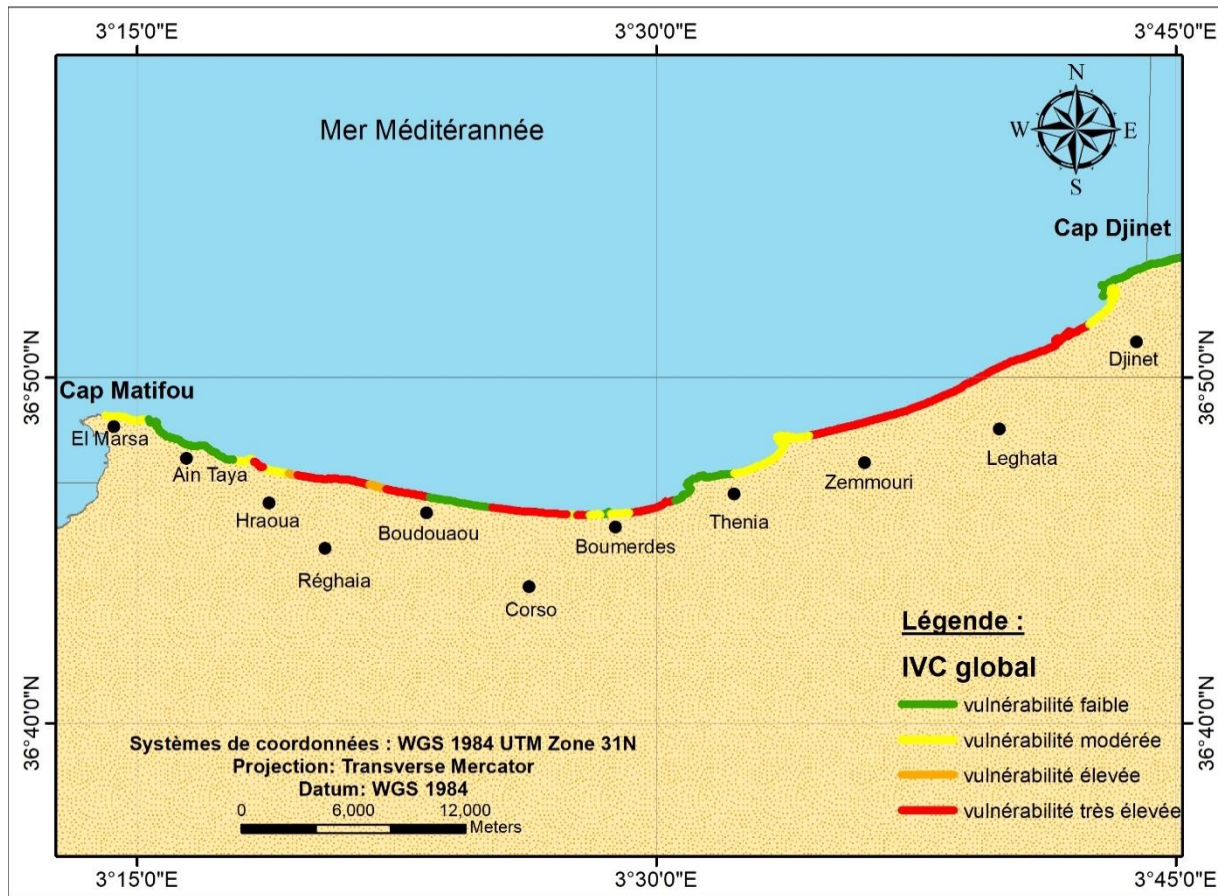


Figure III- 35 Carte de l'indice de vulnérabilité côtière (IVC) de la côte de la baie de Zemmouri

La majeure partie du secteur d'étude qui s'étend sur 21,85Km de long, présente une vulnérabilité très élevée (Figure III-33), englobant 48,5% de la zone d'étude. Ce secteur correspond aux zones avec des pentes les plus faibles, des accumulations sableuses et/ou avec un taux de recul élevé et des hauteurs significatives de la houle aussi importantes. Ces zones se localisent particulièrement au niveau des plages de Jean Bart et Figuiet, entre Zemmourri El Bahri et l'embouchure de l'oued Isser et à Cap Djinet (Figure III-33). Les secteurs à vulnérabilité faible vulnérabilité s'étalent sur une distance de 6,42Km de long ce qui représente environ 14,28% de la totalité de la côte étudiée. Ces secteurs englobent la zone localisée près des ouvrages de protection qui bloquent les effets de l'action de la mer et stabilisent et empêchent tout retrait du trait de côte.

Les zones à vulnérabilité élevée s'étirent sur une longueur de 6,42Km soit près de 14,28% de la longueur totale de la côte étudiée. Ces zones se localisent à la plage d'El Kadous,

Seghirette, et l'embouchure de l'oued Isser. La vulnérabilité élevée de ces secteurs est due principalement aux faibles pentes (0,89 à 4,98 %) des plages auxquelles s'ajoutent les grandes valeurs des hauteurs moyennes des houles (0,75 à 2,4m).

Les secteurs à vulnérabilité modérée avec un IVC compris entre (7,90 à 10) s'étalent sur 10,28Km soit 22,85% de la longueur totale de la zone d'étude. Les portions côtières affichant un IVC modéré sont situées au niveau de Boudouaou El Bahri, Ain Taya, Boumerdes et Zemmouri où le trait de côte est stabilisé par un ouvrage de protection des falaises (Figure III-30)

3. Discussion

Ces dernières années, les préoccupations relatives à l'élévation du niveau de la mer ont conduit à de nombreuses études sur la vulnérabilité des côtes algériennes comme celui effectuée par Rabehi et al. (2018) au niveau de la baie d'Alger. En effet, la majorité des pays ont anticipé les effets du phénomène sur leurs zones côtières, notamment par le lancement des études de vulnérabilité à différentes échelles (**Egis Eau - IAU-IDF - BRGM, 2012**). Ce travail évalue la vulnérabilité des composantes physiques de la côte et du forçage côtier de la baie de Zemmouri, en utilisant des variables reconnues pour leur influence sur la vulnérabilité des zones côtières mondiales.

L'évaluation de la vulnérabilité côtière a révélé que les parties les plus vulnérables sont les basses terres, presque plates et composées de matériaux friables (plages et plaines). De plus, ces dernières connaissent une érosion soutenue depuis de nombreuses années. Cette érosion est due à la diminution des sédiments provenant des apports des principaux oueds, tel que Oued Isser ou Oued Sebaou, dont l'érosion spécifique des bassins versants a baissé de plus de 50% depuis 1971 à cause de la diminution des précipitations (voir Figure III-34, Figure III-35 et Figure III-36) ; sans oublier l'urbanisation rapide le long de la côte et de la construction de barrages.

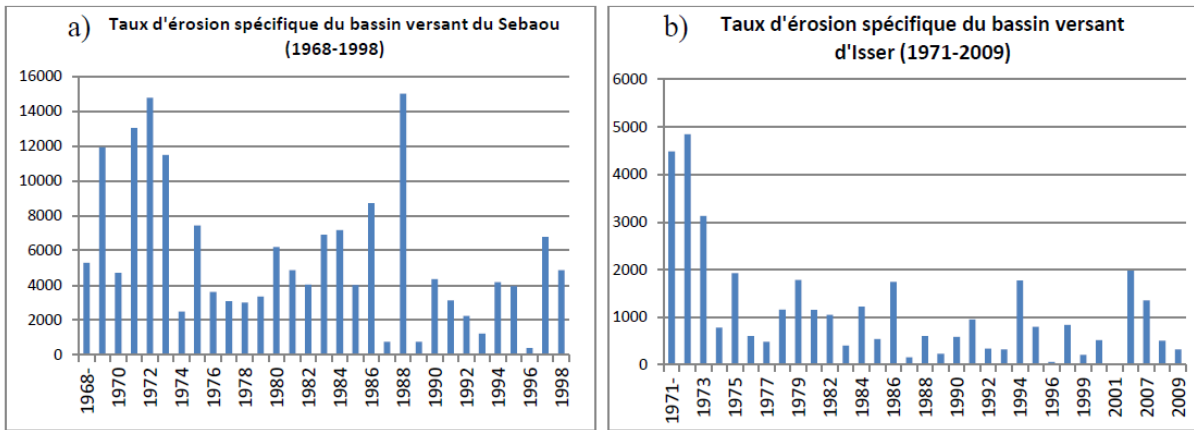


Figure III- 36 Taux d'érosion spécifique des bassins versants a) Sebaou et b) Isser (ANRH, 2009)

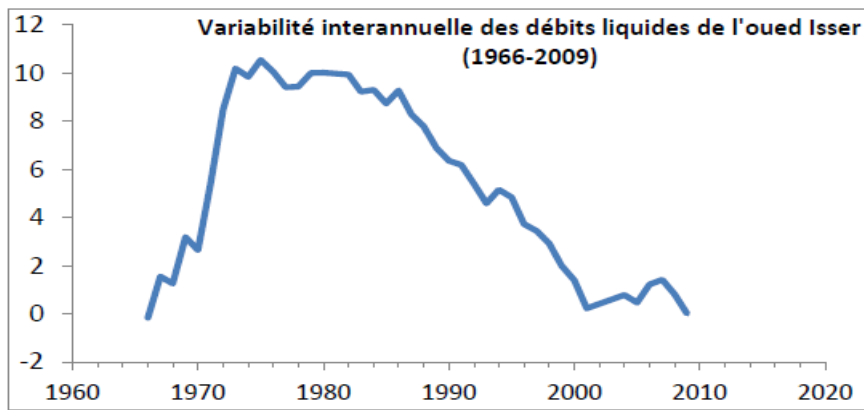


Figure III- 37 Résultats de calcul des cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels (Oued Isser) dans la zone de Zemmouri (ANRH, 2009)

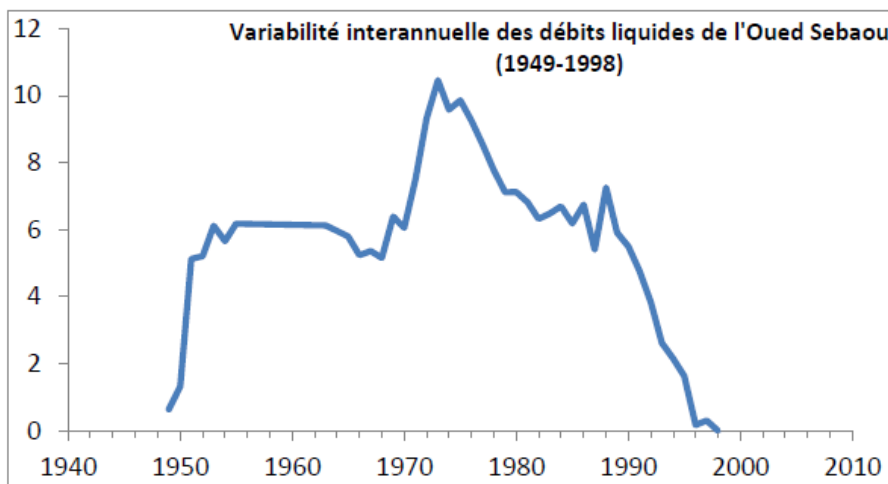


Figure III- 38 Résultats de calcul des cumuls des écarts à la moyenne des débits moyens annuels dans la zone de Zemmouri (Oued Sebaou) (ANRH, 2009)

Cette érosion est également due à l'extraction illégale des sédiments des plages destinée pour la construction des projets limitrophes qui ont diminué largement la superficie de quelques plages (voir Figure V-11). L'érosion côtière est accompagnée systématiquement de dégradation du milieu, de disparition partielle ou totale des cordons dunaires, comme celui de la plage de surcouf à Ain Taya qui a quasiment disparu sous l'effet combiné de l'érosion côtière, de l'aménagement d'ouvrages de protection en mer et de l'aménagement d'une « promenade » sur l'emplacement même de l'ancienne dune littorale (Figure III-37).

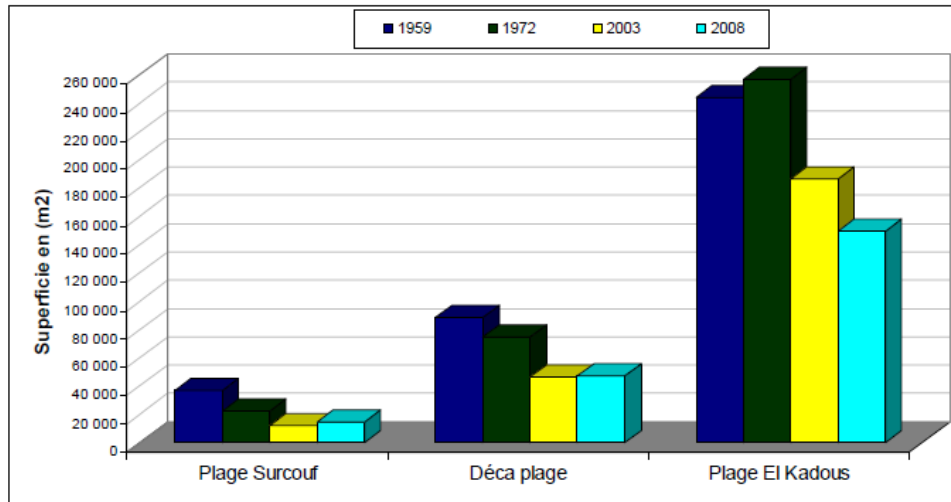


Figure III- 39 Evolution des superficies des plages dans La grande baie de Zemmouri durant la période 1959-2008.



Figure III- 40 Illustration du phénomène d'érosion côtière la région de Surcouf

Si l'on compare les résultats obtenus lors de l'évaluation de l'indice de vulnérabilité côtière IVC et l'évaluation des zones inondables, nous distinguons une corrélation très importante ; en effet les zones dont la vulnérabilité est très élevées, la surface submergée est très importante et vice versa (Figure III-41 et Figure III-42)

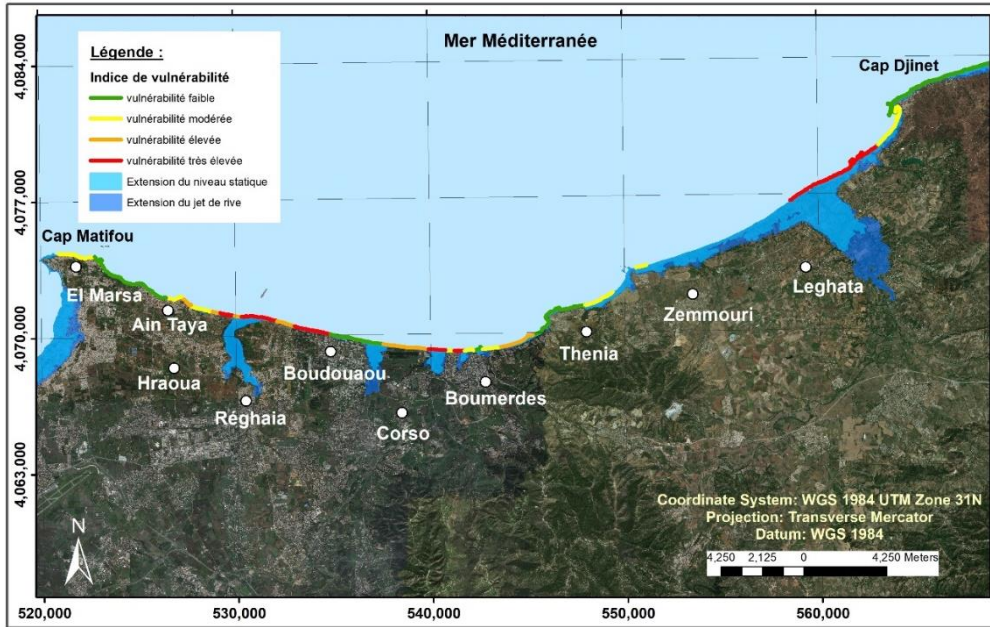


Figure III- 41 Superposition des deux résultats obtenus pour la vulnérabilité et la submersion marine au niveau de La grande baie de Zemmouri (Période de retour de la houle – 05ans).

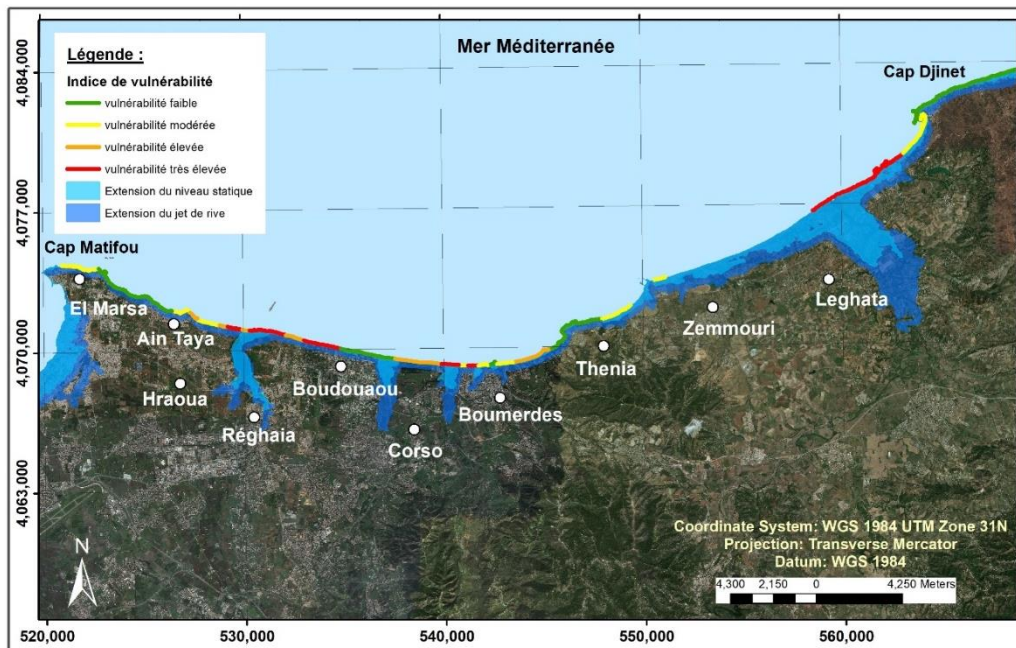


Figure III- 42 Superposition des deux résultats obtenus pour la vulnérabilité et la submersion marine au niveau de La grande baie de Zemmouri (Période de retour de la houle – 100ans).

4. Conclusion

La cartographie de la vulnérabilité via l'application de l'IVC est un processus simple et aisément reproductible à différentes échelles géographiques. L'évaluation de l'état de la zone de Zemmouri à travers le calcul de l'indice de vulnérabilité côtière a révélé une pression généralisée sur l'ensemble de la côte.

Lors de ce travail, un manque de données de base sur la zone a été dénoté. Ce manque peut être comblé en partie par les données de télédétection (urbanisation, réseau routier, Etc.). Cette étude témoigne de l'utilité de la télédétection, des SIG et des observations in-situ comme outils de prévention contre les risques côtiers. Pour la baie de Zemmouri, cette vulnérabilité présente un intérêt majeur, en ce sens, qu'elle met en évidence les communes les plus vulnérables à l'élévation du niveau de la mer et aux changements climatiques.

Ces résultats peuvent encore être améliorés par l'intégration de la composante socio-économique qui influence de manière significative le score global de l'indice IVC, le rendant ainsi plus pertinent et plus proche de la vérité sur le terrain.

L'évaluation de la vulnérabilité côtière semble être au final un outil de qualité, pour l'aide à la gestion de la zone côtière de Zemmouri à travers une meilleure compréhension des mécanismes de réponse des systèmes côtiers face aux différentes influences naturelles et anthropiques. A cette fin, des études similaires devraient être menées sur l'ensemble du pays afin de caractériser la vulnérabilité globale de la côte algérienne, déjà sous l'influence de nombreuses sources de déséquilibre.

Conclusion générale

Conclusion générale

La présente étude a pour objectif d'évaluer le degré de vulnérabilité de la côte de La grande baie de Zemmouri entre le cap Matifou et le cap Djinet sur différents aspects spatiaux temporels, et ceci à travers l'évaluation des aléas côtiers qui peuvent toucher le site tel que l'érosion côtière et la submersion marine. Les résultats ont permis, à travers l'osculation des indicateurs topographiques, morphologiques, hydrodynamiques et sociétaux, l'identification des zones côtières à forte vulnérabilité, notamment dans les zones à intérêt.

Cette étude a également une finalité appliquée consistant à dresser un constat sur l'évolution de l'érosion marine en zone littorale et de concevoir un système de protection adéquat à ce recul de La côte à Alger et Boumerdes. Les caractéristiques géologiques de l'arrière-pays immédiat sont définies par plusieurs unités s'intégrant dans le contexte général du domaine tellien.

Les déformations mio-plio-quaternaires sont responsables de la subsidence de la Mitidja et de la surrection des massifs anciens (Alger, Cap Matifou, Boumerdes ...) (Glangeaud 1952). Ainsi entre les horsts de Matifou et celui de Boumerdes une partie de la côte est-algéroise limitée par les caps cités serait effondrée (terminaison du bassin néogène de la Mitidja orientale.). La tectonique récente a eu pour conséquence un soulèvement des blocs côtiers entraînant la déviation de lit du oued Isser ainsi que celui du Sébaou.

Dans l'étude hydrologique la répartition des dépôts sédimentaires superficiels ainsi que les mécanismes de leur mise en place est intimement lié aux conditions météo-océanologiques

Cette étude a fait ressortir en général annuellement 2 tendances majeures des vents et des houles: une direction Nord-est en période estivale, et une direction Nord à Nord-Ouest en période hivernale.

Concernant sa morphologie sous-marine, de par sa position géographique, la grande baie de Zemmouri d'orientation Nord 310 en sa partie occidentale (région d'étude), reste très ouverte et donc très exposée à ces deux régimes hydrodynamiques régissant cette région. C'est sur ces directions de vents et de houle que se basera l'étude de modèles. D'ouest en est, le plateau continental est relativement étendu au niveau de la baie d'Alger (8 Km), puis se rétrécit devant les îles Sandja-Aguelli pour reprendre de nouveau au droit de oued Réghaia, tout juste à partir de «l'îlot Bounettah». Dans cette région, le plateau mesure 5 km. La rupture de pente montrant le début du talus continental se situe entre 80 et 150 mètres. Ce dernier est entaillé

de canyons à Zemmouri-el-Bahri et au cap Blanc, dont les têtes remontent jusqu'à l'isobathe - 50 mètres, à 2000m du rivage, correspondant à la largeur du plateau continental dans cette zone.

De Zemmouri à Cap -Djinet, le plateau a une largeur moyenne de 4 Km correspondant à la plus grande plage de la région (30 km). Les petits fonds correspondant aux profondeurs 4 et 5m sont caractérisés par des rides d'avant côte très mobiles séparés par un sillon. Celles-ci sont dues à un hydrodynamisme côtier intense.

Suivant leur nature et leur taille, les sédiments des dépôts superficiels de La grande baie de Zemmouri sont caractérisés par plusieurs types de faciès obéissant à la logique sédimentaire montrant une décroissance de la taille des éléments de la côte vers le large. Le premier faciès caractéristique de la frange littorale et occupant des fonds de 0 à 15 mètres est composé d'un sable franc grossier.

Au-delà des fonds de - 15 à - 20 mètres (1500 mètres au large des côtes) la taille des grains devient progressivement plus réduite le faciès caractéristique de cette province est un sable fin vaseux ou faciès de transition entre les sables fins et les vases franches du large.

L'analyse de l'état actuel du site, nous a permis d'établir deux régimes de fonctionnement en fonction de la provenance des houles : les houles en provenance du Nord et du Nord-Est vont engendrer une dérive littorale vers l'Ouest, alors que les houles en provenance de l'Ouest et du Nord-Ouest vont plutôt engendrer un transport vers le Nord-Est. La résultante de cette dérive dépendra du poids des houles respectives. On s'attend à ce qu'elle soit globalement orientée vers l'Ouest, étant donné la dominance des régimes des houles du Nord et du Nord-Est.

L'analyse des directions de courants enregistrées nous laissent déduire que la zone d'étude est sujette à un régime de courant complexe, qui prend souvent une forme circulaire au Nord de la centrale électrique. Ces courants méandriiformes sont générés par les ouvrages de défense implantés localement, transformant ainsi ces derniers en de véritables zones de piégeage de sédiment de sable.

Les mesures de courants effectuées sur le terrain nous ont permis de stabiliser le modèle hydrodynamique du point de vue vitesses, et de corriger les directions des courants localement. Mais malgré l'état calme de la mer, des courants ont été enregistrés par le

courantomètre à lecture directe, alors que la prise en considération de ces houles faibles dans le modèle numérique ne prédisait pas des courants aussi considérables. Ce qui nous a menés à amplifier le niveau d'eau dans les limites ouvertes du modèle pour engendrer des courants plus forts ($>0.50\text{m/s}$) au niveau des points de mesure. Ceci doit être étudié d'une manière plus approfondie afin d'être sûr de la théorie de transformation de la houle pouvant engendrer une dérive littorale sous l'effet des houles et des courants utilisés dans la présente étude.

Le recul du trait de côte est détectable sur pratiquement toutes les stations sauf quelques unes localisées au Cap Djinet et à Boumerdes. L'intensité du recul est très différente d'un site à l'autre. Mais, compte tenu de la marge d'erreur admise lors de la manipulation des photographies aériennes estimée à $\pm 0,5$ mètres et compte tenu de la durée du suivi du trait de côte (60 ans), une ambiguïté existe quant à la fiabilité des valeurs du taux net de changement inférieur à 0,05 mètres par an. Ainsi, sur les 38 stations étudiées, trois présentent des valeurs incertaines et difficilement discernables à l'échelle d'une photographie aérienne.

La tendance globale pour l'ensemble du littoral de la baie révèle qu'au cours des 60 années (1957-2017), 42% du littoral est en érosion, soit 21,5 km de côte, contre seulement 21% en accrétion, soit près de 11 km de linéaire de côte ; les zones stables ne représentent que 37% avec une distance de 19 km située au niveau des promontoires et des régions rocheuses.

L'étude réalisée a permis de bien identifier la méthodologie à suivre pour un calcul rigoureux de l'aléa de submersion marine sur la baie soumis au risque de franchissement par la houle. Cette démarche, appliquée avec succès devrait être étendue sur tout le littoral algérien.

Les résultats obtenus vont constituer un outil de prise de décision dans les futurs plans d'interventions et de prévention aux risques côtier mais aussi dans les futurs plans d'aménagement côtiers et de Schème de développement des communes côtières.

La modélisation des tempêtes a permis d'obtenir des surcotes de précision satisfaisante grâce à l'exploitation conjointe du modèle Mike 21 et de la base de données ANEMOC. Les tempêtes étant des phénomènes aléatoires non prédictibles, la modélisation reste un outil incontournable pour permettre la prévision.

De multiples facteurs complexes régissent le phénomène de submersion (élévation de niveau de la mer, hydrodynamisme,...). Pour une houle de périodicité quinquennale, 1 à 5% de la surface de la commune est inondé (max dans la commune de Réghaia/ min commune de Boumerdes). La houle centennale quant à elle, a donné des chiffres plus importants, entre 2 et 12% des

communes sont inondées. La présence du lac au niveau de la commune de Réghaia rend le pic estimé très significative et menaçant et ce, même avec la présence des dunes sensées être le premier obstacle lors du phénomène de submersion. Elles ont subi une forte dégradation au courant des dernières décennies, ce qui réduit fortement le stock sédimentaire et provoque des changements dans la topographie des plages.

La cartographie de la vulnérabilité via l'application de l'IVC est un processus simple et aisément reproductible à différentes échelles géographiques. L'évaluation de l'état de la zone de Zemmouri à travers le calcul de l'indice de vulnérabilité côtière a révélé une pression généralisée sur l'ensemble de la côte.

La majeure partie du secteur d'étude qui s'étend sur 21,85Km de long, présente une vulnérabilité très élevée, englobant 48,5% de la zone d'étude. Ce secteur correspond aux zones avec des pentes les plus faibles, des accumulations sableuses et/ou avec un taux de recul élevé et des hauteurs significatives de la houle aussi importantes. Ces zones se localisent particulièrement au niveau des plages de Jean Bart et Figuier, entre Zemmourri El Bahri et l'embouchure de l'oued Isser et à Cap Djinet. Les secteurs à vulnérabilité faible vulnérabilité s'étalent sur une distance de 6,42Km de long ce qui représente environ 14,28% de la totalité de la côte étudiée. Ces secteurs englobent la zone localisée près des ouvrages de protection qui bloquent les effets de l'action de la mer et stabilisent et empêchent tout retrait du trait de côte. Les zones à vulnérabilité élevée s'étirent sur une longueur de 6,42Km soit près de 14,28% de la longueur totale de la côte étudiée. Ces zones se localisent à la plage d'El Kadous, Seghirette, et l'embouchure de l'oued Isser. La vulnérabilité élevée de ces secteurs est due principalement aux faibles pentes (0,89 à 4,98 %) des plages auxquelles s'ajoutent les grandes valeurs des hauteurs moyennes des houles (0,75 à 2,4m).

Les secteurs à vulnérabilité modérée avec un IVC compris entre (7,90 à 10) s'étalent sur 10,28Km soit 22,85% de la longueur totale de la zone d'étude. Les portions côtières affichant un IVC modéré sont situées au niveau de Boudouaou El Bahri, Ain Taya, Boumerdes et Zemmouri où le trait de côte est stabilisé par un ouvrage de protection des falaises

Aujourd'hui nous avons beaucoup de problèmes à résoudre. En termes de risques côtiers, ce qu'il y a à retenir c'est que les processus naturels côtiers ne respectent pas les définitions juridiques ou les limites administratives ; bien que la segmentation des côtes est nécessaire aux fins de planification, cette segmentation doit être faite sur la base des systèmes naturels

des processus côtiers ou "cellules"; que les mesures de protection nécessaires pour prendre en compte à long terme tendances (telles que les niveaux de la mer) ainsi que les menaces immédiates, et qu'il y a un besoin fondamental pour la coopération dans la gestion côtière parmi les spécialistes des sciences naturelles, des ingénieurs, des administrateurs, des politiciens, et les utilisateurs du littoral et les propriétaires (Clark, 1974, 1978). La valeur des terres côtières et des biens à risque est immense et sera sans aucun doute augmenter à mesure que les niveaux de la mer augmentent.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Anders, FJ. - D.W. Reed - E.P. Meisburger (1990) : *"Shoreline Movements, Report 3: Tybee Island, Georgia, to Cape Fear, North Carolina, 1851 - 1983"*, Technical Report CERC-83- 1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS, 177 p. OCLC: 986498390
- Aniel F., et hubAud M. (1996). *Érosion côtière des systèmes littoraux*
- Aquatic Procedia Volume 4, 2015, Pages 325-332.
<https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.044>
- Arun Kumar, A., and P. D. Kunte. 2012. Coastal vulnerability assessment for Chennai, east coast of India using geospatial techniques. *Natural Hazards* 64 (1):853–872.
- Aubie, S. - Tastet, J.P. (2000) : *Coastal erosion, processes, and rates: an historical study of the Gironde coastline, southwestern France*. *Journal of Coastal Research*, 16(3),756-767. West Palm Beach (Florida) , ISSN 0749-0208.
- Ayadi, K. - Boutiba, M. - Sabatier, F. - Guettouche, M.S. (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*. *Arab J Geosci* 9, 26 (2016). <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2043-9>
- Bagdanavičiūtė, I., L. Kelpšaitė, and T. Soomere. 2015. Multi-criteria evaluation approach to coastal vulnerability index development in micro-tidal low-lying areas. *Ocean & Coastal Management* 104:124–135.
- Bécet, J.-M. *Le droit de l'urbanisme littoral*. <https://www.lgdj.fr/le-droit-de-l-urbanisme-littoral-9782868477224.html> (last accessed 21 April 2021).
- Benavente, J., L. Del Río, F. J. Gracia, and J. A. Martínez-del-Pozo. 2006. Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research* 26 (9):1061–1076.
- Bendjelid, A. 2001. Armature urbaine et population en Algérie. *Insaniyat / إنسانيات* *Revue algérienne d'anthropologie et de sciences sociales* (13):131–138.
- Boak, E.H. - Turner, I.L. (2005) : *Shoreline definition and detection: a review*. *J. Coast. Res.* 21 4, 688e703. DOI: 10.2112/03-0071.1
- Boruff, B., C. Emrich, and S. L. Cutter. 2005. Erosion Hazard Vulnerability of US Coastal Counties. *Journal of Coastal Research* 21 (5):932–942.

- Bouabdallah, M., and J.-P. Larue. 2009. Évolution du littoral de la baie de Saïdia : dynamique naturelle et impact des aménagements (Maroc oriental). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* (Volume 3):113–130.
- Bouakline, S. (2009) : *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 Réghaïa*. Mémoire de Magistère. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), FSTGAT, Alger, p176.
- Bounoua, N., Kaci, S., Khelil, N., & Otmani, H. 2017. *Etude des écosystèmes dunaires algérois : Étude comparative entre les deux ensembles dunaires du Mazafran et d'El Kadous* [Master]. Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.
- Boutiba, M. - Bouakline, S. (2011) : *Monitoring shoreline changes using digital aerial photographs, Quick bird Image and DGPS topographic survey: Case of the east coast of Algiers, Algeria.*[J]. *European Journal of Scientific Research*, 48(3): 361–369
- Boutiba, M. - Guendouz, M. – Guettouche, M.S. (2006) : *Evolution du littoral jijelien (Est-Algérie) à travers l'analyse sédimentologique des dépôts quaternaires*. *Bull Serv Géol Nat* 17(2):113–127.
- Boutiba, M. - Zaourar, N. – Guettouche, M.S. – Briquieu, L. (2009) : *Analyse par ondelettes des variations historiques de la ligne du rivage entre l'Oued Reghaia et l'Oued Mazafran (Wilaya d'Alger)*. *Bull Service*.
- Boutiba, M. (2006) : *Géomorphologie dynamique et mouvement 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), FSTGAT, Alger, p252.
- Bowen, A. J., D. L. Inman, and V. P. Simmons. 1968. Wave 'set-down' and set-Up. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 73 (8):2569–2577.
- Bracene, R. (2001) : *Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière*. Thèse de Doctorat, Univ. Cergy Pontoise, 101 p.
- Cowell, P. J., and B. G. Thom. 2005. Coastal Changes, Gradual. In *Encyclopedia of Coastal Science*, ed. M. L. Schwartz, 251–253. Dordrecht: Springer Netherlands https://doi.org/10.1007/1-4020-3880-1_75 (last accessed 21 April 2021).

- Crowell, M. - Leatherman, S.P. - Buckley, M.K. (1991) : *Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy*. Journal of Coastal Research, 7(3), 839–852. <http://www.jstor.org/stable/4297899>.
- Daniel, F. - Hubaud, M. (1996) : *Érosion côtière des systèmes littoraux sableux*, S.I.: ODEM.
- Devoy, R. 2009. Coastal Vulnerability and the Implications of Sea-Level Rise for Ireland. *Journal of Coastal Research* 24:325–341.
- Dolan, R. - Hayden, B.- Heywood, J. (1978) : *A new photogrammetric method for determining shoreline erosion*. Coast. Eng. 2, 21e39. DOI:10.1016/0378-3839(78)90003-0
- Douglas, B.C. - CROWELL, M. (2000) : *Long-term Shoreline Position Prediction and Error Propagation*. Journal of Coastal Research, 16(1), 145-152. Royal Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208. <http://www.jstor.org/stable/4300019>.
- Doukakis, E. 2005. Coastal Vulnerability and Risk Parameters. *Eur Water* 11.
- Dube, S. K., P. C. Sinha, and G. D. Roy. 1986. Numerical simulation of storm surges in Bangladesh using a bay-river coupled model. *Coastal Engineering* 10 (1):85–101.
- Dubois, J. - Bernatchez, P. - Bouchard, J.D. - Daigneault, B. - Cayer, D. - Dugas, S. (2005) : *Évaluation du risque d'érosion littorale sur la Côte-Nord du Saint Laurent pour la période de 1996-2003*, Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 359 pp.
- Duff, M. L., P. Dumas, and M. Allenbach. 2019. L'approche géohistorique pour la cartographie des risques naturels : application au risque de submersion marine à Ouvéa (Nouvelle-Calédonie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* (Volume 14):277–306.
- Durand-Delga, M. (1969) : *Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie*. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.
- Fletcher, C. - Rooney, J. - Barbee, M. - Lim, S.C.- Richmond, B. (2003) : *Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii*. Hawaii. Journal of Coastal Research, 106–124. <http://www.jstor.org/stable/25736602>
- Ford, F. (2013) : *Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high-resolution satellite images: wotje Atoll, Marshall Islands*. Remote Sens. Environ. 135, 130e140. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.027>

- Gaillot, S. – Chaverot, S. (2001) : *Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas de calais) en France.* Géomorphologie: relief, processus, environnement, n ° 1, pp. 47-54. DOI: 10.3406/morfo.2001.1086
- Genz, A.S. - Fletcher, C.H. - Dunn, R.A. - Frazer, L.N. - Rooney, J.J. (2007) : *The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Hawaii.* J. Coast. Res. 23 1, 87e105. DOI: 10.2112/05-0521.1
- Gornitz, V. 1990. Vulnerability of the East Coast, U.S.A. to Future Sea Level Rise. *Journal of Coastal Research* :201–237.
- Gornitz, V. M., R. C. Daniels, T. W. White, and K. R. Birdwell. 1994. The Development of a Coastal Risk Assessment Database: Vulnerability to Sea-Level Rise in the U.S. Southeast. *Journal of Coastal Research* :327–338.
- Gornitz, V., T. W. White, and R. M. Cushman. 1991. *Vulnerability of the US to future sea level rise.* Oak Ridge National Lab., TN (USA). <https://www.osti.gov/biblio/5875484> (last accessed 21 April 2021).
- Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, R. K. Pachauri, and L. A. Meyer. 2015. *Changements climatiques 2014: rapport de synthèse : contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.* Genève (Suisse): GIEC.
- Guariglia, A. - Buonamassa, A. - Losurdo, A. - Saladino, R. - Trivigno, M.L. - Zaccagnino, A. - Colangelo, A. (2006) : *A multisource approach for coastline mapping and identification of shoreline changes.* Annals of Geophysics 49(1), 295e304. DOI: 10.4401/ag-3155
- Hakkou, M. - Castelle, B. - Benmohammadi, A. - Zourarah, B. (2011) : *Wave climate and morphosedimentary characteristics of the Kenitra–Bouknadel sandy coast, Morocco.* Environ Earth Sci 64, 1729–1739 (2011). <https://doi.org/10.1007/s12665-011-0977-0>
- Heathfield, D.K. – Walker, I.J. (2011) : *Analysis of coastal dune dynamics, shoreline position, and large woody debris at Wickaninnish Bay, Pacific Rim National Park, British Columbia.* Canadian Journal of Earth Sciences 48(7):1185-1198. DOI: 10.1139/e11-043
- Hedges, T. S., and H. Mase. 2004. Modified Hunt's Equation Incorporating Wave Setup. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 130 (3):109–113.

- Hegde, A. V., and V. R. Reju. 2007. Development of Coastal Vulnerability Index for Mangalore Coast, India. *Journal of Coastal Research* 23 (5):1106–1111.
- Himmelstoss, E.A. (2009) : DSAS 4.0 : *Installation Instructions and User Guide*. In: Thieler, E.R. - Himmelstoss, E.A. - Zichichi, J.L. and Ergul, A., Eds : *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0—An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change*: US Geological Survey Open-File Report 2008-1278, ver. 4.2. 81 p. <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1278/>
- Holman, R. A., and R. T. Guza. 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 8 (2):129–140.
- Hussain, M., D. Chen, A. Cheng, H. Wei, and D. Stanley. 2013. Change detection from remotely sensed images: From pixel-based to object-based approaches. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 80:91–106.
- Jimenez, J.A. - Sanchez-Arcilla, A. – Bou, J. – Ortiz, M.A. (1997) : *Analysing Short-Term Shoreline Changes along the Ebro Delta (Spain) Using Aerial Photographs*. *Journal of Coastal Research*, 13(4), 1256–1266. <http://www.jstor.org/stable/4298735>
- Kermani, S. - Boutiba, M. - Boutaleb, A. - Fagel, N. (2015) : *Distribution of heavy and clay minerals in coastal sediment of Jijel, East of Algeria: indicators of sediment sources and transport and deposition environments*. *Arabian Journal of Geosciences* 9(1). DOI: 10.1007/s12517-015-2155-2
- Kermani, S. - Boutiba, M. – Guendouz, M. – Guettouche, M.S. – Khelfani, D. (2016) : *Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria)*. *Arabian Journal of Geosciences* 9, 1e13. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.08.010>
- Klein, R. J. T., and R. J. Nicholls. 1999. Assessment of Coastal Vulnerability to Climate Change. *Ambio* 28 (2):182–187.
- Komar, P. D. 1998. *Beach processes and sedimentation* /. Prentice Hall.
- Kunte, P. D., N. Jauhari, U. Mehrotra, M. Kotha, A. S. Hursthouse, and A. S. Gagnon. 2014. Multi-hazards coastal vulnerability assessment of Goa, India, using geospatial techniques. *Ocean & Coastal Management* 95:264–281.
- Kunte, P., and A. A. Kumar. 2012. Coastal vulnerability assessment for Chennai, east coast of India using geospatial techniques. *Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards* 64 (1):853–872.

- Langfelder, L. - Staffond, D.B. - Amein, M. (1970) : *Coastal erosion in North Carolina*. Amer. Soc. Civ. Eng. Proc. 96, 531e545 paper 7306, Waterways and Harbs.Div.
- Leclaire, L. 1972 : *La sédimentation holocène sur le versant méridional du Bassin Algéro-Baléares (Précontinent algérien)*. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 391p. (Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Sér. C – Sciences de la Terre (1950-1992) ; 24).
- LEVOY, F., E. GRASZK, M. TOULEMONT, and G. GARRY. *Plans de prévention des risques littoraux (PPR) : Guide méthodologique*. LA DOCUMENTATION FRANCAISE. PARIS. <https://side.developpement-durable.gouv.fr/Default/doc/SYRACUSE/43658/plans-de-prevention-des-risques-littoraux-ppr-guide-methodologique> (last accessed 21 April 2021).
- Mahapatra, M., R. Ramakrishnan, and A. S. Rajawat. 2015. Coastal vulnerability assessment using analytical hierarchical process for South Gujarat coast, India. *Natural Hazards* 76 (1):139–159.
- Maiti, S. - Bhattacharya, A.K. (2009) : *Shoreline change analysis and its application to prediction: a remote sensing and statistics-based approach*. Marine Geology. 257, 11e23. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.006>
- Mani Murali, R., M. Ankita, S. Amrita, and P. Vethamony. 2013. Coastal vulnerability assessment of Puducherry coast, India, using the analytical hierarchical process. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13 (12):3291–3311.
- MCLAUGHLIN, S., and J. A. G. COOPER. 2010. A multi-scale coastal vulnerability index: A tool for coastal managers? *Environmental Hazards* 9 (3):233–248.
- McLaughlin, S., J. McKenna, and A. Cooper. 2002. Socio-economic data in coastal vulnerability indices: Constraints and opportunities. *Journal of Coastal Research* 36:487–497.
- Mendoza, E. 2008. Coastal Vulnerability to Storms in the Catalan Coast. :26.
- Mihoubi, M. K., R. Belkessa, and M. A. Latreche. 2014. Study of the Vulnerability of Coastal Areas of the Algerian Basin with the GIS. *International Journal of Environmental Science and Development* 5 (6):522–526.
- Moore, L. (2000) : *Shoreline Mapping Techniques*. Journal of Coastal Research, 16(1), 111–124. <http://www.jstor.org/stable/4300016>

- Morton, R.A. - Miller, T.L. - Moore, L.J. (2004) : *National Assessment of Shoreline Change. Part1: Historical Shoreline Changes and Associated Coastal Land Loss along the US Gulf of Mexico*. U. S. Geological Survey. Open File Report2004e1043. <https://doi.org/10.3133/ofr20041043>
- Moussaid, J. - Ait Fora, A. - 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, 71e77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.04.044>
- Nageswara Rao, K., P. Subraelu, T. Venkateswara Rao, B. Hema Malini, R. Ratheesh, S. Bhattacharya, A. S. Rajawat, and Ajai. 2008. Sea-level rise and coastal vulnerability: an assessment of Andhra Pradesh coast, India through remote sensing and GIS. *Journal of Coastal Conservation* 12 (4):195–207.
- Natesan, U. - Parthasarathy, A. - Vishnunath, R. - Kumar, G.E.J. - Ferrer, V.A. (2015) : *Monitoring long-term shoreline changes along Tamil Nadu, India using geospatial techniques*.
- National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea Level Rise. https://www.usgs.gov/centers/whcmssc/science/national-assessment-coastal-vulnerability-sea-level-rise?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects (last accessed 6 July 2021).
- Nedjai, R., and A. Bensaid. 2016. Application of Remote Sensing and GIS to Assess the Construction Pressure on the Environment of Algiers (Algeria) During the Three Last Decades and Their Evolution by the Use of Markov Chain. *Journal of Remote Sensing & GIS* 5 (2). <http://www.omicsgroup.org/journals/application-of-remote-sensing-and-gis-to-assess-the-constructionpressure-on-the-environment-of-algiers-algeria-during-the-three-la-2469-4134-1000161.php?aid=72914> (last accessed 21 April 2021).
- Niazi, S. 2007. Evaluation des impacts des changements climatiques et de l'élévation du niveau de la mer sur le littoral de Tétouan (Méditerranée occidentale du Maroc) : Vulnérabilité et adaptation.
- Nicholls, R. J. 1995. SYNTHESIS OF VULNERABILITY ANALYSIS STUDIES. :41.
- Nielsen, P., and D. J. Hanslow. 1991. Wave Runup Distributions on Natural Beaches. *Journal of Coastal Research* 7 (4):1139–1152.

- Ocean & Coastal Management Volume 118, Part B, December 2015, Pages 290-308. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.03.009>
- ORRM. 2019. Observatoire Régional des Risques Majeurs en Provence-Alpes-Côte d'Azur. <http://observatoire-regional-risques-paca.fr/> (last accessed 21 April 2021).
- OTMANI, H., R. BELKESSA, W. RABEHI, M. GUERFI, and W. BOUKHDICHE. 2019. Dégradation des Dunes côtières algéroises entre pression de l'urbanisation et conséquences sur l'évolution de la ligne de rivage. <https://zenodo.org/record/3609777> (last accessed 21 April 2021).
- Ozturk, D. - Sesli, F.A. (2015) : *Shoreline change analysis of the Kizilirmak lagoon series*.
- Paegelow, M. 2000. MP_HDR-tome1.pdf. <http://sigfrance.free.fr/ressources/filebrowser/downloads/Cours%20cartographie/pdf/lc10.pdf>.
- Paskoff, R. (1998) : *The coasts. Impact of developments on their evolution*. 3rd edition, coll.
- Peeters, R., L. Simone, K. Nelissen, M. Fabbri-Destro, W. Vanduffel, G. Rizzolatti, and G. A. Orban. 2009. The Representation of Tool Use in Humans and Monkeys: Common and Uniquely Human Features. *Journal of Neuroscience* 29 (37):11523–11539.
- Pendleton, E. A., E. R. Thieler, S. J. Williams, and R. S. Beavers. 2004. *Coastal Vulnerability Assessment of Padre Island National Seashore (PAIS) to Sea-Level Rise*. Reston, VA: U.S. Geological Survey. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr20041090> (last accessed 21 April 2021).
- Pendleton, E. A., J. A. Barras, S. J. Williams, and D. C. Twichell. 2010. *Coastal vulnerability assessment of the Northern Gulf of Mexico to sea-level rise and coastal change*. Reston, VA: U.S. Geological Survey. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr20101146> (last accessed 6 July 2021).
- Pennekamp, H. A., F. M. J. Hoozemans, and M. Marchand. 1993. Sea level rise: A global vulnerability assessment vulnerability assessments for population, coastal wetlands and rice production on a global scale. *H1588*. <https://repository.tudelft.nl/islandora/object/uuid%3A651e894a-9ac6-49bf-b4ca-9aedef51546f> (last accessed 21 April 2021).

- Pilkey, O.H. - Hume, T. (2001) : *The shoreline erosion problem: lessons from the past*. Water Atmos. 9 2, 22e23.
- Rabehi, W., M. Guerfi, and H. Mahi. 2018. Cartographie de la vulnérabilité des communes de la baie d'Alger. Approche socio-économique et physique de la côte. *Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens / Journal of Mediterranean geography*. <http://journals.openedition.org/mediterranee/8625> (last accessed 21 April 2021).
- Robin, M. (2002) : *Téledétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique*. – In : *Le littoral : regards, pratiques et savoirs*. Etudes offertes à Fernand Verger. – Ed. ENS., Paris: 95-117.
- Schoonees, J.S. - Theron, A.K. - Bevis, D.(2006) : *Shoreline accretion and sand transport at groynes inside the port of Richards Bay*. Coastal Engineering 53(12). <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.06.006>
- Scott, D.B. (2005) : *Coastal changes, rapid*. In: Schwartz, M.L. Ed., *Encyclopedia of Coastal Sciences*. Springer, The Netherlands, pp. 253e255.
- Shaw, J., R. B. Taylor, D. L. Forbes, S. Solomon, and M. H. Ruz. 1998. Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise. <https://www.osti.gov/etdeweb/biblio/311656> (last accessed 6 July 2021).
- Smith, G.L. - Zarillo, G.A. (1990) : *Calculating Long-Term Shoreline Recession Rates Using Aerial Photographic and Beach Profiling Techniques*. Journal of Coastal Research, 6(1), 111–120. <http://www.jstor.org/stable/4297648>
- Suanez, S. - Provansal, M. (1993) : *Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône: plages de Piémanson et Napoléon*, Méditerranée, nos 3-4, pp. 43-56.
- Suanez, S. 2009. La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00488966> (last accessed 21 April 2021).
- Szlafsztein, C., and H. Sterr. 2007. A GIS-based vulnerability assessment of coastal natural hazards, state of Pará, Brazil. *Journal of Coastal Conservation* 11 (1):53–66.
- Thieler, E. R. 1999. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast*, U.S. USA: USGS. <https://pubs.usgs.gov/of/1999/of99-593/> (last accessed 6 July 2021).

- Thieler, E. R., and E. S. Hammar-Klose. 1999. National assessment of coastal vulnerability to sea-level rise; U.S. Atlantic Coast. *Open-File Report*. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr99593> (last accessed 6 July 2021).
- Thieler, E. R., E. A. Himmelstoss, J. L. Zichichi, and A. Ergul. 2009. *USGS OFR 2008-1278: The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0, an ArcGIS Extension for Calculating Historic Shoreline Change, Title Page*. <https://cmgds.marine.usgs.gov/publications/DSAS/of2008-1278/> (last accessed 14 February 2020).
- Thieler, E. R., E. A. Himmelstoss, J. L. Zichichi, and T. L. Miller. 2005. *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0, an ArcGIS extension for calculating historic shoreline change*. Reston, VA: U.S. Geological Survey. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr20051304> (last accessed 14 February 2020).
- Thieler, E.R. - Danforth, W.W. (1994) : *Historical Shoreline Mapping (I): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors*. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 549–563. <http://www.jstor.org/stable/4298252>
- Thieler, E.R. - Himmelstoss, E.A. - Zichichi, J.L. - Miller TL (2005) : *Digital Shoreline Analysis System(DSAS) version 3.0;An Arc Gis extension for calculating shoreline change*.US. Geological Survey Open-file Report 2005-1304 (<http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas>)
- Yang, B., C. Hwang, and H. K. Cordell. 2012. *Use of LiDAR shoreline extraction for analyzing revetment rock beach protection: A case study of Jekyll Island State Park, USA*. *Ocean & Coastal Management* 69:1–15.
- Yin, J., Z. Yin, J. Wang, and S. Xu. 2012. *National assessment of coastal vulnerability to sea-level rise for the Chinese coast*. *Journal of Coastal Conservation* 16 (1):123–133.
- Zuzek, P.J. - Nairn, R.B. - Thieme, S.J. (2003) : *Spatial and Temporal Considerations for Calculating Shoreline Change Rates in the Great Lakes Basin*. *Journal of Coastal Research*, 125–146. <http://www.jstor.org/stable/25736603>

Article

Assessment of the vulnerability of zemmouri bay to coastal erosion, diachronic study between 1957 and 2017

Nour el Imène Mouhoubi^{(1)*}, Rabah Belkessa^{(1)**}, Housseyn Otmani ^{(1)***}

(1) Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral university campus of dély Ibrahim, bois des cars, dély brahim 16320, Algiers, Algérie.

* : correspondance author : Tel : +213 (0)777262124 et mail : nour.mouhoubi@gmail.com

** : mail: belkessarabah@yahoo.fr

*** : mail : otmani.housseyn@gmail.com

Abstract:

Coastal change on sandy shores occurs at a variety of spatial and temporal scales. Gaining knowledge of beach change processes increases our ability to manage coastal erosion risks that affect the growing population living in coastal areas. This study focuses on detecting and analyzing historical changes in the shoreline position of Zemmouri Bay (Northern Algeria) between 1957 and 2017. The evolution of the coastline along the bay was studied from aerial photographs (1957, 1957, 1973, and 1988), google earth satellite images (2006, 2011, and 2016), and DGPS (Differential Global Positioning System) topographic surveys of 2012, 2015 and 2017. The correction of aerial photographs and satellite images was performed using remote sensing tools. The study area was divided into six sectors to achieve our objective. Then, net rates of change in shoreline position over time were calculated using several statistical methods: End Point Rates (EPR), Linear Regression Rates (LRR), and Weighted Linear Regression (WLR). These changes were measured for several time intervals and over a global period (1957e2017). The results revealed significant differences in shoreline position over the past 60 years, mainly on both sides of the Isser Wadi. The most observed coastline retreat is located in the eastern part of the coast, where the rate of change has reached -1.25m/year (Mazer Beach East), while the retreat of the coastline was above -1m/year in the center of the bay and -0.50 m/year towards the west. Over a mid-century period, the coast has experienced an overall average net rate of change equal to -1.35m/year. This coastline retreat is due to the combined action of the cumulative effects of the climate on the coast and various human activities on the coastal strip of Zemmouri.

Keywords:

DSAS – Shoreline – GIS – Erosion – Accretion

1.Introduction

The evolution of the coastline is a natural phenomenon generated by the conjunction of processes (marine, continental and biological). It depends on the characteristics geomorphologic features of coastal systems (beaches are more sensitive to erosion than cliffs). However, these natural phenomena are exacerbated by anthropic actions that disturb

the dynamic balance of the coastal environments (Daniel et al. 1996). Understanding coastal kinetics is essential in the following areas: the coastline's development because this coveted but fragile area is home to a large part of the population and economic activities.

The Algerian coastline of 1600 km is not immune from erosion. Several authors have studied this phenomenon (Boutiba 2006, Boutiba et al. 2006, Boutiba et al. 2009, Boutiba et al. 2011). The coast of the bay of Zemmouri is an excellent site for its geographical context and the anthropic pressure which reigns there, translated by various constructions and tourist and industrial infrastructures. This coast, which stretches over 50km, mainly includes sandy beaches, not exempt from this regression.

Understanding coastal evolutionary trends are necessary for coastal zone environmental monitoring and management. (Natesan et al. 2015). Currently, it is easier to generate accurate coastline positions using GIS software. This study analyzed the coastline evolution for 60 years of the Zemmouri Bay coastline from 1957 to 2017, using geospatial techniques with an automatic calculation tool (DSAS). In this study, several statistical approaches were used to determine shoreline change rates, including Endpoint Rate (EPR), Linear Regression Rate (LRR), and Weighted Linear Rate (WLR) (Himmelstoss 2009, Moussaid et al. 2015, Natesan et al. 2015, Ayadi et al. 2015). This work's main objective consists of mapping and quantifying areas of erosion and accretion and assessing long-term rates of shoreline change along the bay's coast.

2. Materials and methods

2.1. Study area

The bay of Zemmouri (e.g., bay of Courbet) is located to the Bay of Algiers' immediate east. Widely open towards the north, it extends over some sixty kilometers (53.7 km), bounded to the west by Cap Matifou Est and the east by Cap Djenat (see Fig. 1).

The shoreline is oriented SW-NE, and its Lambert coordinates are:

* $3^{\circ}13'18''$ and $3^{\circ}43'24''$ East longitude.

* $36^{\circ}52'45''$ and $36^{\circ}48'48''$ North Latitude.

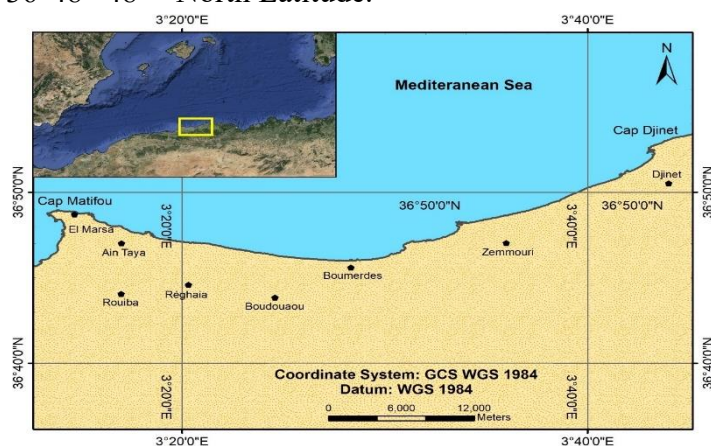


Fig. 1 The situation of the Zemmouri bay

2.2. Geology, climate, and underwater morphology of the study area

The coastline of our study area is characterized by several topographic units, which are represented by the Sahel of Algiers, the Mitidja plain, the coastal hills, and a mountainous area (Atlas Blideen) (Fig.2, Fig.4 and Fig.5). The large bay of Zemmouri belongs geologically to the Maghrebien zones (Fig.2), an orogenic segment of the Dinaric branch of the peri-Mediterranean Alpine orogen. (Durand-Delga 1969)

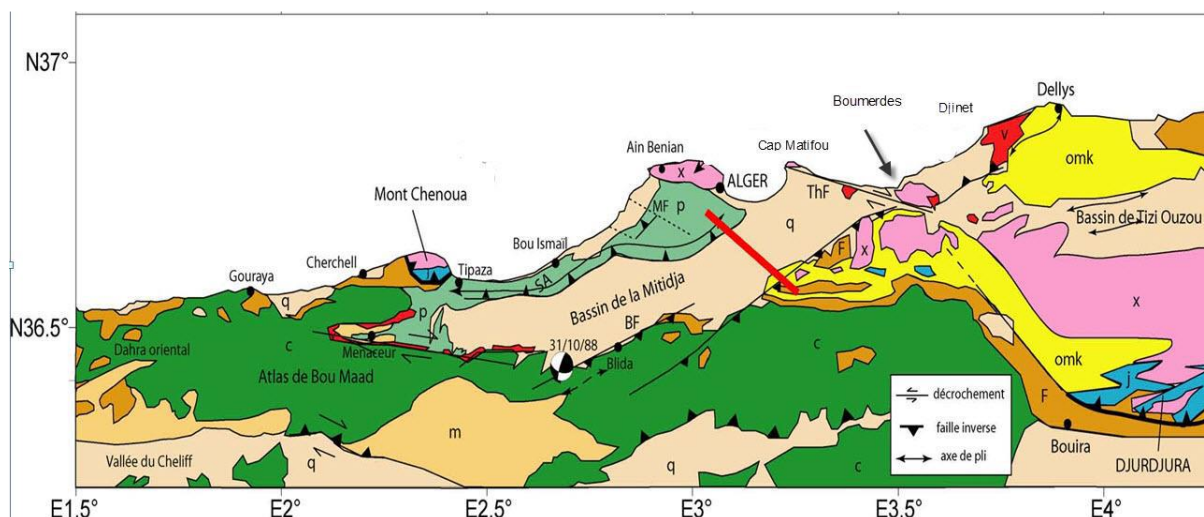


Fig. 2 Geological section showing the relationships between the different Maghrebien units (Bracène 2001)

The same authors consider this internal domain as part of a plate called the "Alboran plate." This one is having an intermediate affinity between Africa and Europe. Structurally, the Maghrebids are subdivided into an internal zone (basement and Kabyle ridge with the Oligo-Miocene and flysch north of Kabyle) and an external zone consisting of layers of external flysch (Mauretianian, Massylian) and Tellian layers (Fig.3)

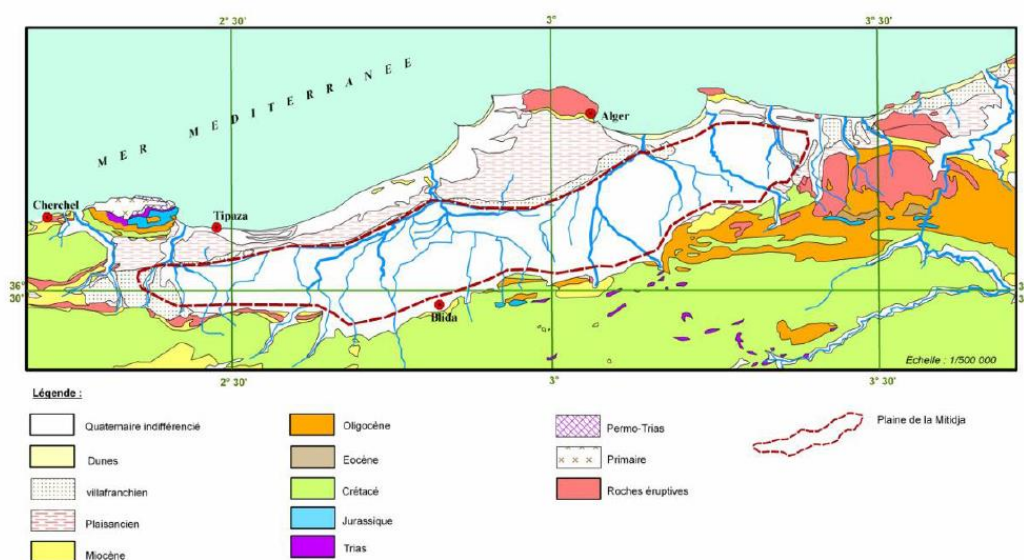


Fig. 3 Simplified geological map of the Mitidja plain

Meteorological and oceanographic factors are essential for understanding sediment transfer along the coast and its consequences on beach nourishment or erosion. The Mediterranean climate is characterized by four contrasting seasons, mild winter, spring, and autumn are sometimes very rainy, and dry and hot summer.

The narrowness of its plateau continental characterizes the bay: 1.5 km (Leclaire 1972), it narrows at the level of Mount Thénia where tectonics is active, its width does not exceed 3 km, moreover, in front of the low area of the wadi Isser, the width of the shelf can reach 15 km (Fig.5) , we find :

- A succession of submarine dunes reaching the area of Cap Blanc and the Black Rock: under the effect of the swell, the sediments of large submarine dune clusters are found only at the level of Cap Djennet and Cap Blanc (hydraulic dunes).
- A rocky plain surrounding the peninsula of Cape Matifou appears in the form of shreds forming the plateau of Agueli Island and Sanja Island.
- The rest of the bottom is made up of loose sediments with sometimes sparse vegetation.

The continental slope is intensely chiseled by a network of canyons (submarine valley of Zemmouri), which disturbs the plateau's regularity and the evolution of the coastline.

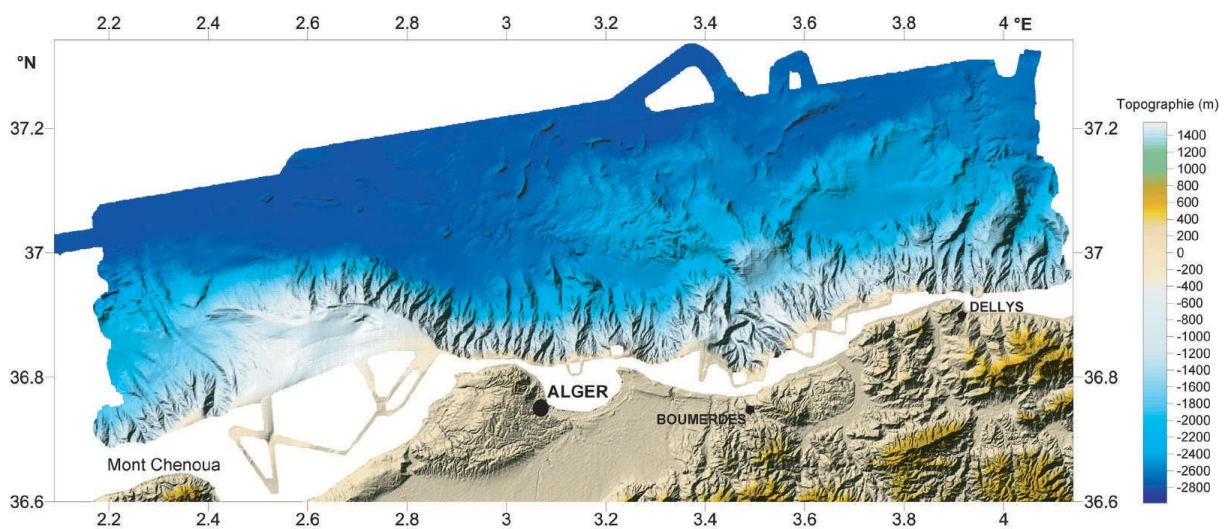


Fig. 4 Bathymetry and topography of the Algerian region

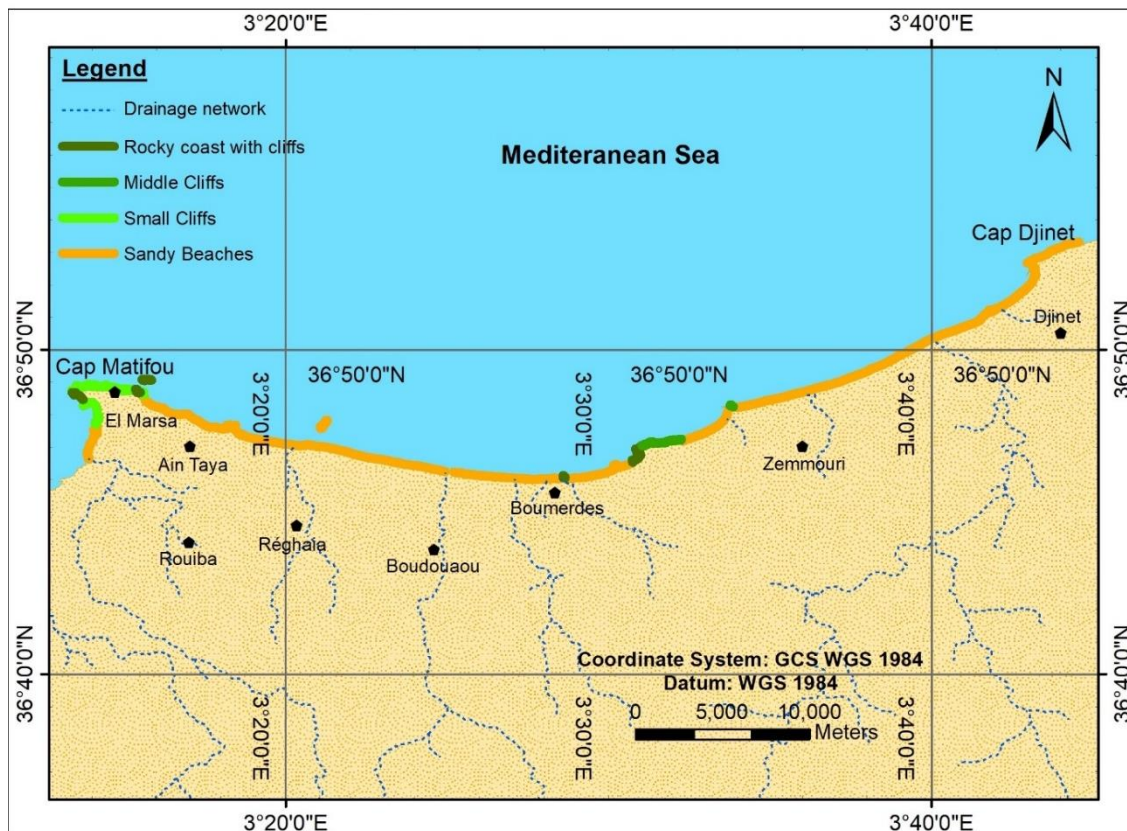


Fig. 5 Drainage network map and morphological classification of Zemmouri bay

2.3. Methodology followed

The methodology used in this work is based on traditional techniques for the digital processing of geographical information that has been widely tested in coastal kinematics. This part aims to detail and present the methodological approach that allowed us to extract shorelines and analyze the diachronic evolution of northern Algerian sandy coasts at a regional and local level.

The approach adopted to analyze the coastline's evolution in Zemmouri Bay involves exploiting the various coastlines digitized and collected by a tool called "DSAS." The DSAS tool is a GIS module that allows the evaluation of shoreline evolution. Indeed, evolution rate statistics are calculated on transects perpendicular to the shoreline, based on these historical shoreline surveys. DSAS automatically generates these transects.

In this work, the distance between the transects is 25 meters. The results are presented in the form of a map. The period for calculating shoreline evolution rates is 60 years when 1957 coast is available and is divided into 5 or 6 periods depending on the areas and data open (Tab.1).

Shoreline change rates are calculated using EPR (End Point Rate) methods for a single transect in one year. Positive and negative points of change show beach accretion and beach erosion.

Tab.1 List of data used in this study

Date	Data type	Image scale	File type	Image type
1957 - 1959	Aerial photographs	1/25 000	Geo-TIFF	Black and white
1973	Aerial photographs	1/25 000	Geo-TIFF	Black and white
1980	Aerial photographs	1/10 000	Geo-TIFF	Black and white
2006 - 2011 - 2016	Satellite image	1 - 10m	Geo-TIFF	Color
2012 - 2015 - 2017	DGPS topographic surveys	/	XYZ	/

2.4.Choice of the reference shoreline

The analysis of coastline mobility at the local level is based on several markers chosen according to their relevance to the types, nature of available data, and sites studied. On the aerial photographs, the upper limit of the range was selected to measure the evolution of the coastline of the sites. On the other hand, in terms of satellite images, the only line used is the high sea line before the aerial shots in 2006, 2011, and 2016.

2.5.Image processing and rectification methods

- External rectification

The digitized images contain various deformations inseparable from the mechanism of taking the aircraft and the relief overflown. It is necessary to correct them to compare the extracted coastlines to each other. Planimetric rectification (2D) corrects the radial distortions due to the optics and those caused by the movements of the aircraft (pitch, roll, rollover) (Dolan et al. 1980 , Anders et al. 1990, Crowell et al. 1991, Moore, 2000). It involves applying a rectification model by capturing homologous (bitter) points between two images, one being the image to be corrected, the other is an already georeferenced image. Thereference is the orthophoto-plan (1984) and the Topographic Map at 1:25,000, produced by INCT, with a spatial resolution of 0.5 m and projected in UTM (WGS 1984 ellipsoid). The orthophotographs result from a 3D rectification that corrects the vertical deformations related to the relief, significant in continental areas, moderate on the coast (Dolan et al. 1978; Anders et al. 1990, Crowell et al. 1991).

- Internal Rectifications (Image Correction)

The representation of an image on the screen is important for a good photo interpretation, hence the importance of radiometric enhancement of an image in improving its visual appearance. Our improvement was based on the examination of the histogram of each image to mitigate the undesirable effects. But first, we had to assign a color to each of the three channels (red, green, blue) for the multispectral satellite images. The command " band combination " of the module " Raster " of Erdas Imagine was the tool of the attribution of the colors to the channels (Red to 1, Green to 2, Blue to 3).

As for the histogram, a selection was made on a band of a few hundred meters to apply a "general contrast meters to apply a "general contract" based on the "standard deviation of the

selected area. The difference appears on the samples taken before and after radiometric enhancement of the same image.

2.6.Shoreline extraction and error evaluation

A dozen reference lines that can be assimilated to the coastline have been defined by Robin (2002). Some authors take the coastline as the limit of dune vegetation, the most appropriate indicator to observe and quantify shoreline mobility (Thieler et al. 1994, Robin 2002). Etymologically, the coastline is the line of the highest spring tides and thus delimits the Public Maritime Domain. On microtidal coasts where the tidal range is negligible, the coastline is often associated with the instantaneous shoreline (Suanez et al. 1993, Durand 1969), although the tide induces a margin of error, meteorological conditions (surge/surge) and the morphological variability of swash zones (fluctuations in their slope). This is why we chose to define the coastline by the radiometric difference between the dark pixels related to wet areas and the light pixels (Dolan et al. 1978 , Crowell et al. 1991, Douglas and Crowell 2000 , Thieler et al. 1994).

The accuracy of the coastline position and the percentage of extraction error is affected by two types of uncertainty: positional uncertainty related to the nature of the shoreline position at the time it was taken, the ortho-rectification process, and the on-screen delineation of the coastline reference feature, and the positional uncertainty of DGPS (Tab.2).

These uncertainties are considered random and uncorrelated. Finally, the total uncertainty is given by the square root of the sum of the squares of the different variables (Fletcher et al. 2003).

$$U_t = \pm \sqrt{t^2 + RMS^2 + O^2 + DGPSRMS^2} \tag{eqt 1}$$

Where :

U_t Total uncertainties

t Tidal stage uncertainty

O On-screen delineation

RMS Ortho-rectification uncertainty

DGPS Error in location

The results obtained are summarized in the following table:

Tab.2 Estimated errors for each shoreline data source.

Source of uncertainty	Magnitude
Photo measurement uncertainty	
- On-screen delineation (O)	3
- RMS ortho-rectification	1,27
	(0,5 - 3,5m)
Photo positional uncertainty	
- Tide stage (t)	0,5
DGPS positional uncertainty	
- The error in location <0,5 pixel	1
Total uncertainty	3,53m
Annualized uncertainty (60 years)	0,059 m/year

2.7. Erosion rate calculation

The advantage of the DSAS tool is that it gives a graphical and statistical evolution of the coastline. It provides a standardized method to trace statistical evolution while analyzing past and present shoreline changes. The DSAS software requires preparing coastlines in vector format in a geodatabase and creating an imaginary baseline from which DSAS makes transects that will intersect the different coastlines. For this study, we used 25 m between the 200 m long transects as a measurement step. The sufficient mesh size (25 m) allows for a better appreciation of the coastline evolution in detail and to specify the coastline behavior locally (Fig.6).

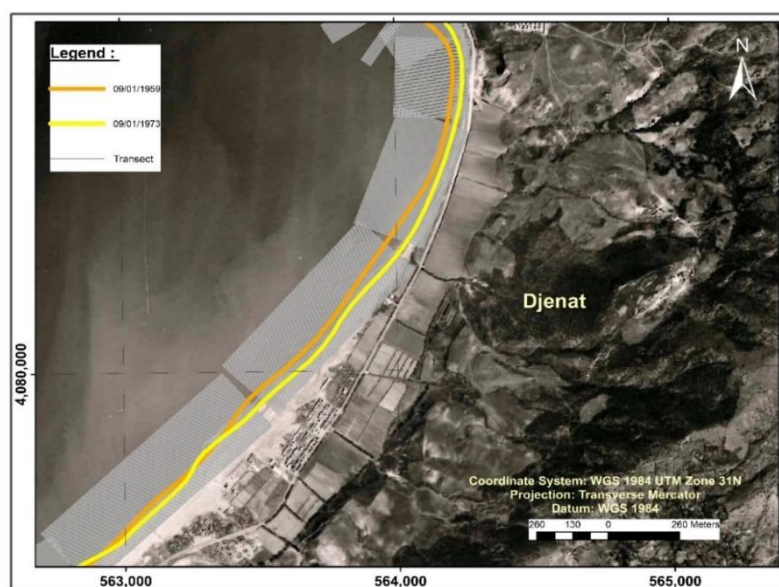


Fig. 6 Baseline and transects map for Djenat Familial beach).

3. Results et discussion

3.1. Results

The coastline changes provide information on coastal dynamics and sedimentary transfers along the coast (Thieler et al. 2005, Hakkou et al. 2011, Moussaid et al. 2015, Natesan et al. 2015). Considering the size of the bay of Zemmouri, which vastly exceeds 40 km, we divided it into six zones to have more visible results and decrease the duration of calculation.

The evolution of the coastline since 1957 was traced using topographic surveys conducted in 2012, 2015, and 2017 (LEM, 2017) and satellite imagery (2006, 2011, and 2016) as well as a series of aerial photographs (1957, 1959, 1973 and 1980).

We measured this evolution over several time intervals (1957-1980, 1959-1980, 1959-1973, 1957-2006, 1959-2006, 1973-2006, 2006-2011, 2011-2015, 2012-2016, 2015-2016, and 2016-2017) and over an aggregate period (1957e2017). The study revealed disparate mixed results at spatial and temporal scales. The maximum coastal erosion recorded for 2012e2016 and 2016e2017 is 2.9 ha and 2 ha, respectively.

The following figures show the total evolution of the coastline, the "EPR," which means the annual change (m/year) over a global period (1957e2017) :

- From Jean Bart to Boudouaou el bahri

The analysis of the maps of the evolution of the coastline has allowed us to reach the following findings ; from 1957 to 1959, and compared to the entire coastline examined between the islet Sandja and the eastern limit of El Kaddous, only the shoreline of the area located at the beaches of Tamaris, Surcouf, and Tarfaia has experienced an erosive change (an average loss of 68m of beach width). The rest has experienced a retreat of about 10 meters or an erosion of about 0.35 meters per year. This comparison also highlights the impact of human activities on the coastline. Indeed, the construction of the breakwater of Ain Taya has induced very significant variations along the western coasts of this area. Since then, we assisted to the formation of a tombolo that leans against these structures by blocking all the sediment transit from the east (see Fig.7 and Fig.8).

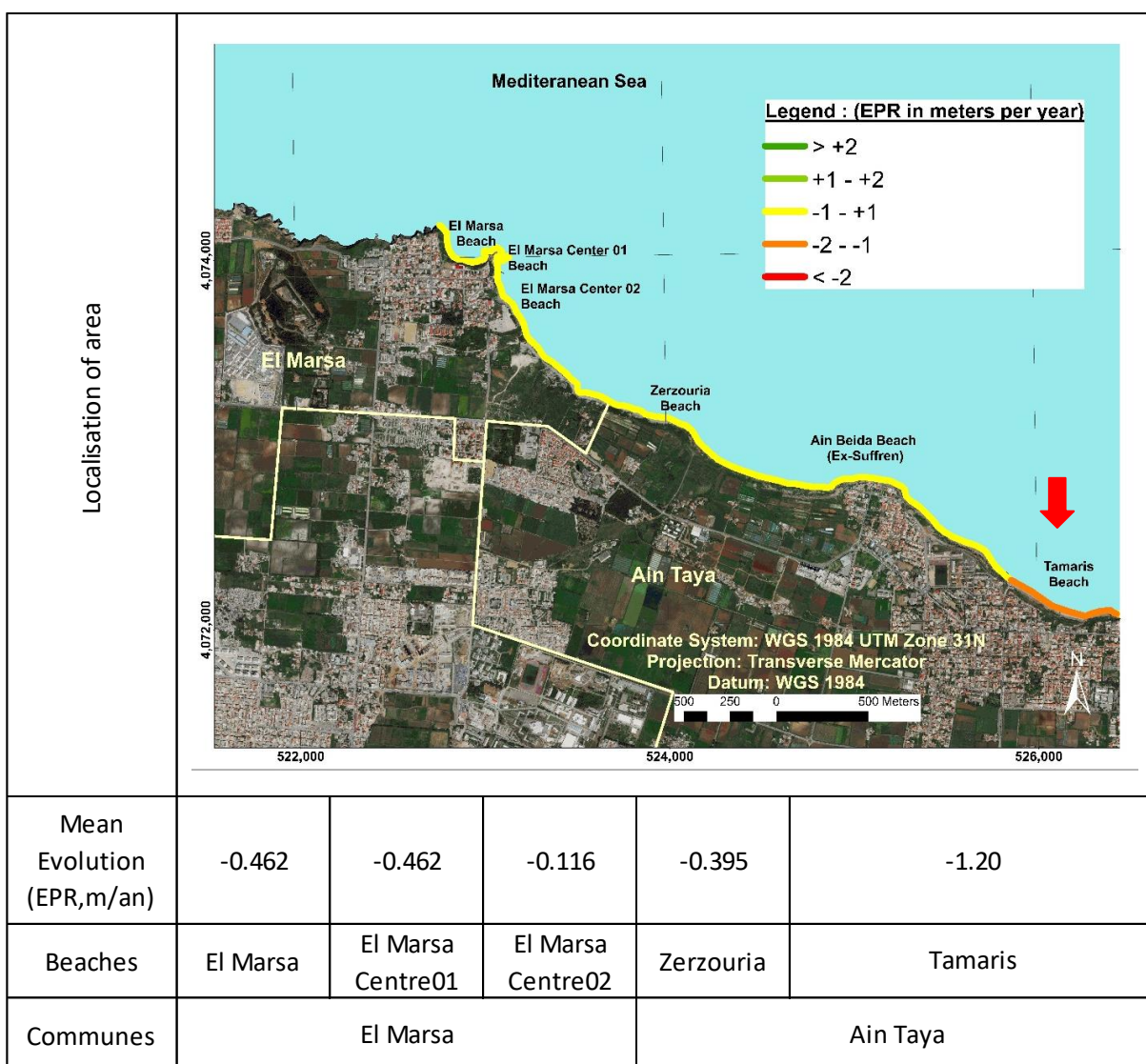


Fig. 7 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Jean Bart to Tamaris)

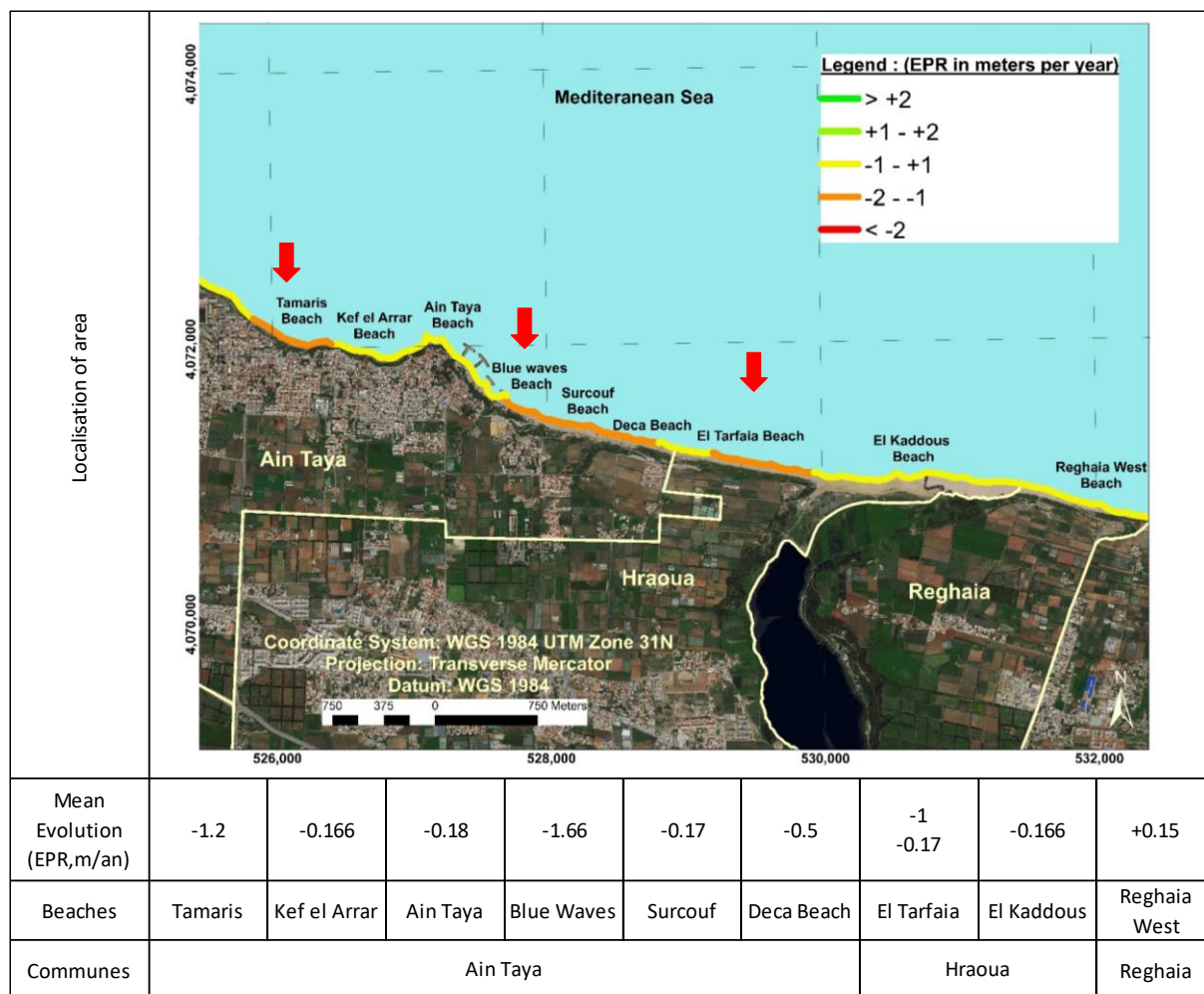


Fig. 8 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Tamaris to Boudouaou el bahri)

- *The coastline of Boudouaou Marine, Réghaïa and Boumerdès*

All the aerial missions from 1957 to 2006 have allowed us to trace the coastline's precise evolution and measure the coastline's speed of recession at the stations previously selected (five stations for the site of Réghaïa and ten for the area of Boumerdès).

Overall, from 1957 to 2003, we note that the recession of the coastline has been moderate and regular throughout these coastal portions (0.45 m to 1.9 m per year). From 1973 to 1980, the retreat of the coastline was maximum, locally more than 23 meters to Boumerdès and 57 meters in Réghaïa, for a period of 12 years. From 1980 to 2003, the trend of the demaigrissement of the beaches continues, the results shown in the table confirm in large part this erosive trend.

In March 2003, two short groins made of natural riprap were built along the Boumerdès seafront boulevard. This intervention of the man to modify the morphodynamics of this zone considerably. The groins have blocked the littoral transit of the high beach; erosion is developing downstream. After the construction of the breakwater in 2006, the average width of the beach has increased from 50m to 100m in 70 years (see Fig.11). In summary, on these two sites (Réghaïa and Boumerdès), the retreat of the coastline has been progressive since

1957. Along the Boumerdès seafront, the retreat of the shoreline at the level of the beaches is not very considerable. On the contrary, this part gained in width more than the other beaches of the bay of Zemmouri; nevertheless, the approximation of the dwellings and the installations at sea can be threatened (see Fig.9 and Fig.10).

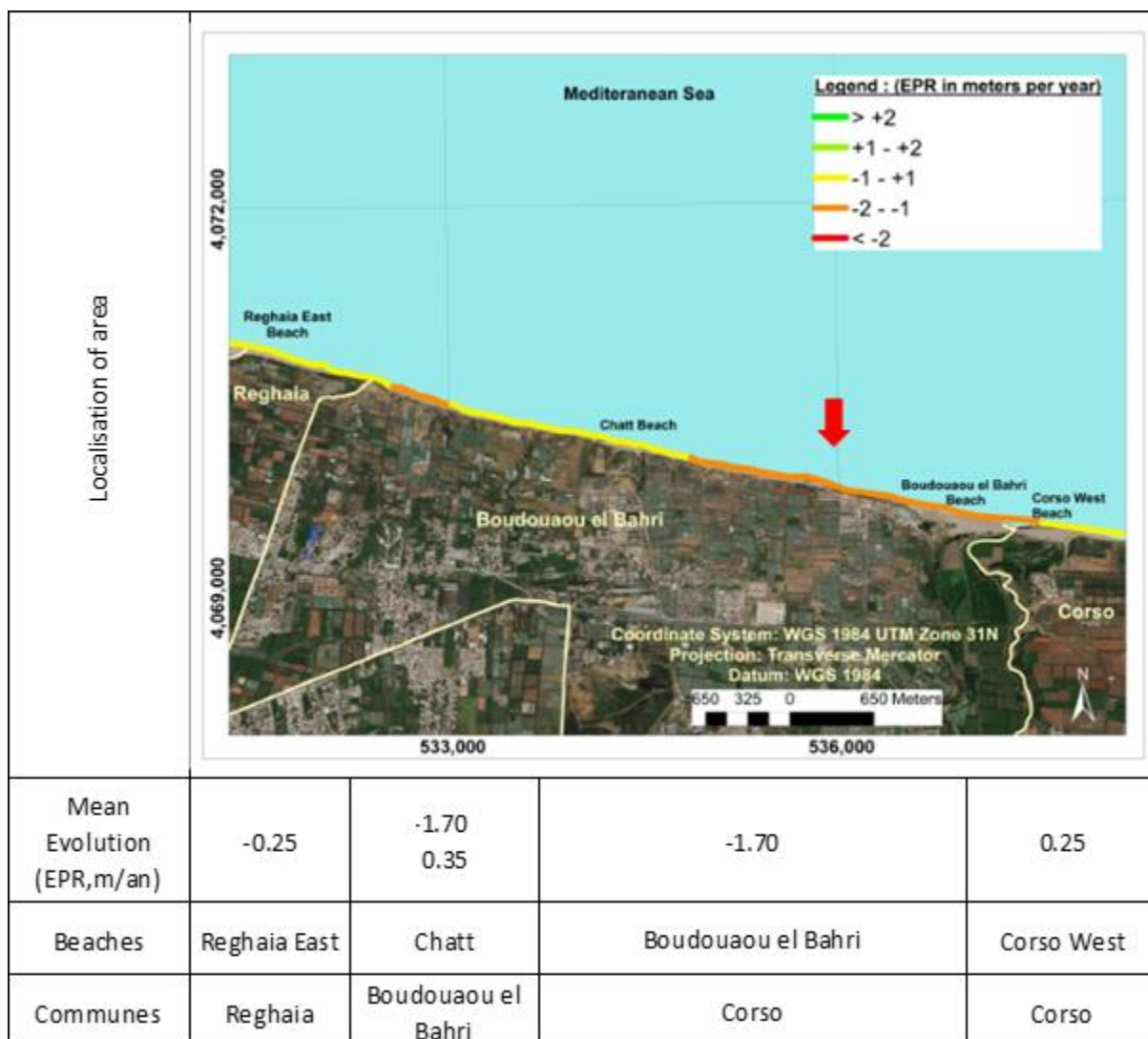


Fig. 9 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Reghaia to Corso)

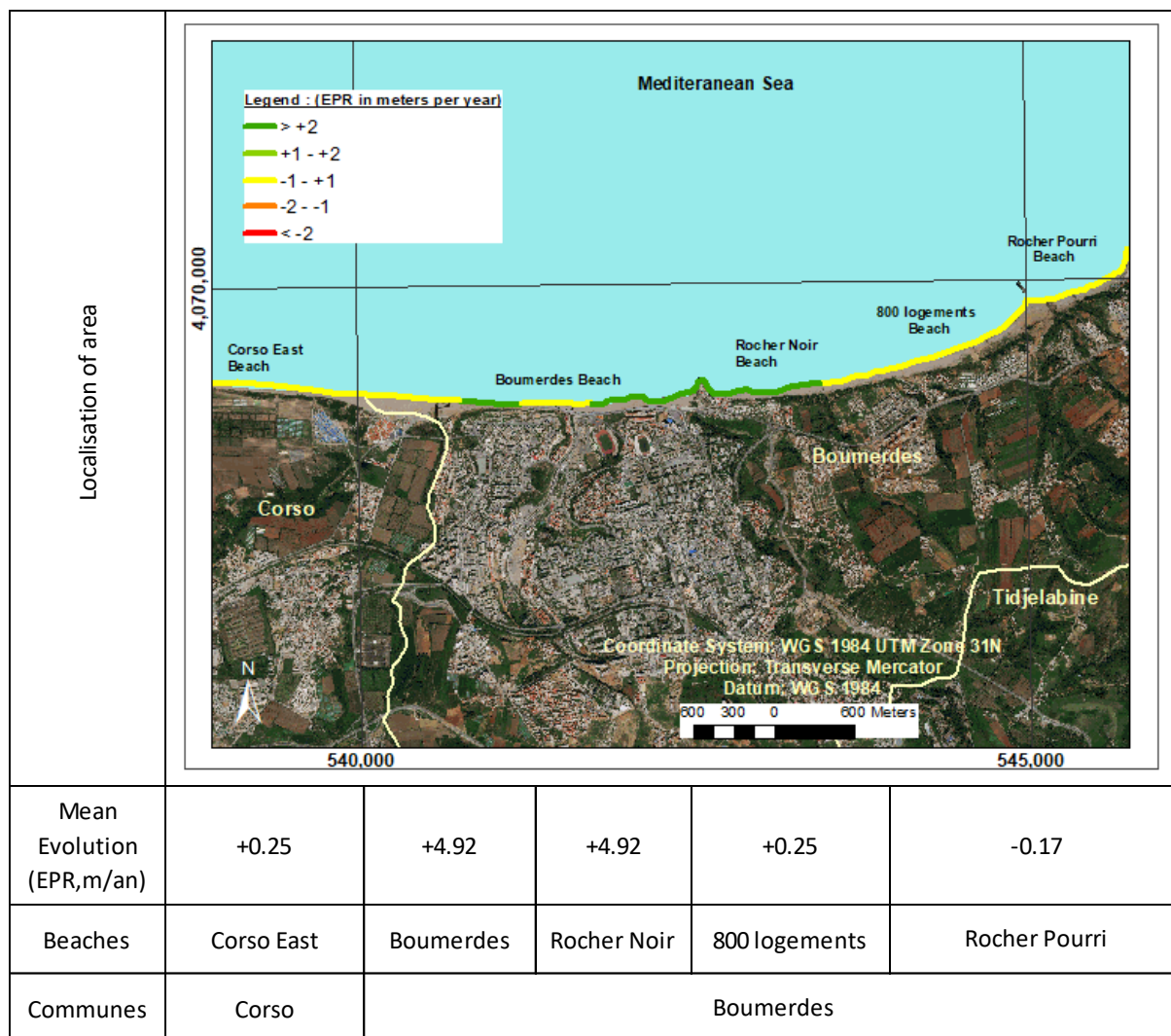


Fig. 10 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Corso to Rocher Pourri)



Fig. 11 Seafront of Boumerdes between 1980 and 2021.

- The coastline of Zemmouri El Bahri

The recession of the coastline from 1957 to 1980 has been moderate and irregular along the coastline of Zemmouri El Bahri (-0.5 to -2.8 m / year). From 1973 to 2006 the recession was maximum (locally more than 5 m/year). Since 2006 the erosion has weakened (on average 0.7 to 1.2 meters per year), but it has become very irregular along the coast of Zemmouri El Bahri. Some stations of the coast have experienced, on the contrary, between 1980 and 2006 of the contributions of sand leading to the fattening of the coast, this is the case of the stations of the beaches of Sghirette and Figuier East. From 2006 to 2014, the trend of the recession continues virtually on the entire coast (see Fig.12).

The net rate of change of the coastline between 1957 and 2017 has been stable; we note an average change of -0.17 m / year.

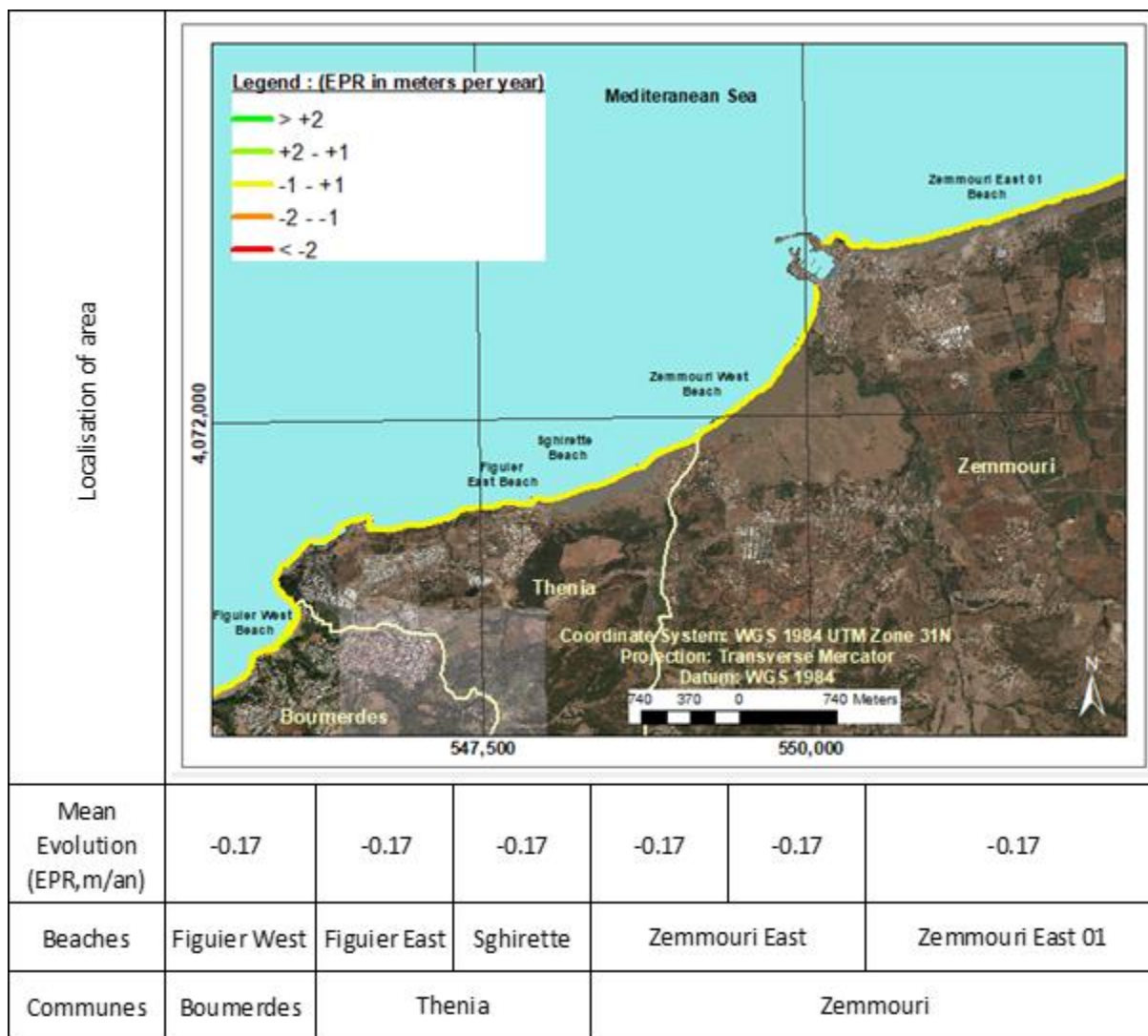


Fig. 12 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Figulier to Zemmouri)

- *The coastline of Cap Djenat*

From Zemmouri to Cap Djenat, we record in this sector a relatively progressive fattening of the beach from 1957 to 1973. This gain in the beach is variable and reaches by place the 45 meters at the level of the stations of Djenat beaches 01 and 02. To the west of the thermal station, we pass from a sector that was in fattening to a zone in erosion; net retreats of about 46 meters and 109 meters are recorded respectively at the level of the station's Mazer East and West. From 1973 to 1980, an apparent retreat of the coastline is recorded at all stations (locally more than 5 meters per year). From 1980 to 2017, a strong recession of the coastline reaching or exceeding locally 5 meters per year is observed at the Djenat 01 and 02 beaches stations. On the other hand, the accretion of the coast is important at the level of the stations of the beach Djenat Familial (locally more than 2 m / year). This change in the coastline evolution occurred following the establishment of the port of Djenat in 2009 (see Fig.14), which has modified the sedimentary transit in this area. The net rate of change of the coastline between 1957 and 2017 was strong and contrasted from one site to another, and we note an

average change of -0.38 m / year with a maximum retreat locally of -2.80 m / year and a maximum advance of $+1.30 \text{ m / year}$ (Fig.13).

The net rate of change of the coastline between 1957 and 2017 has been stable; we note an average change of -0.17 m / year .

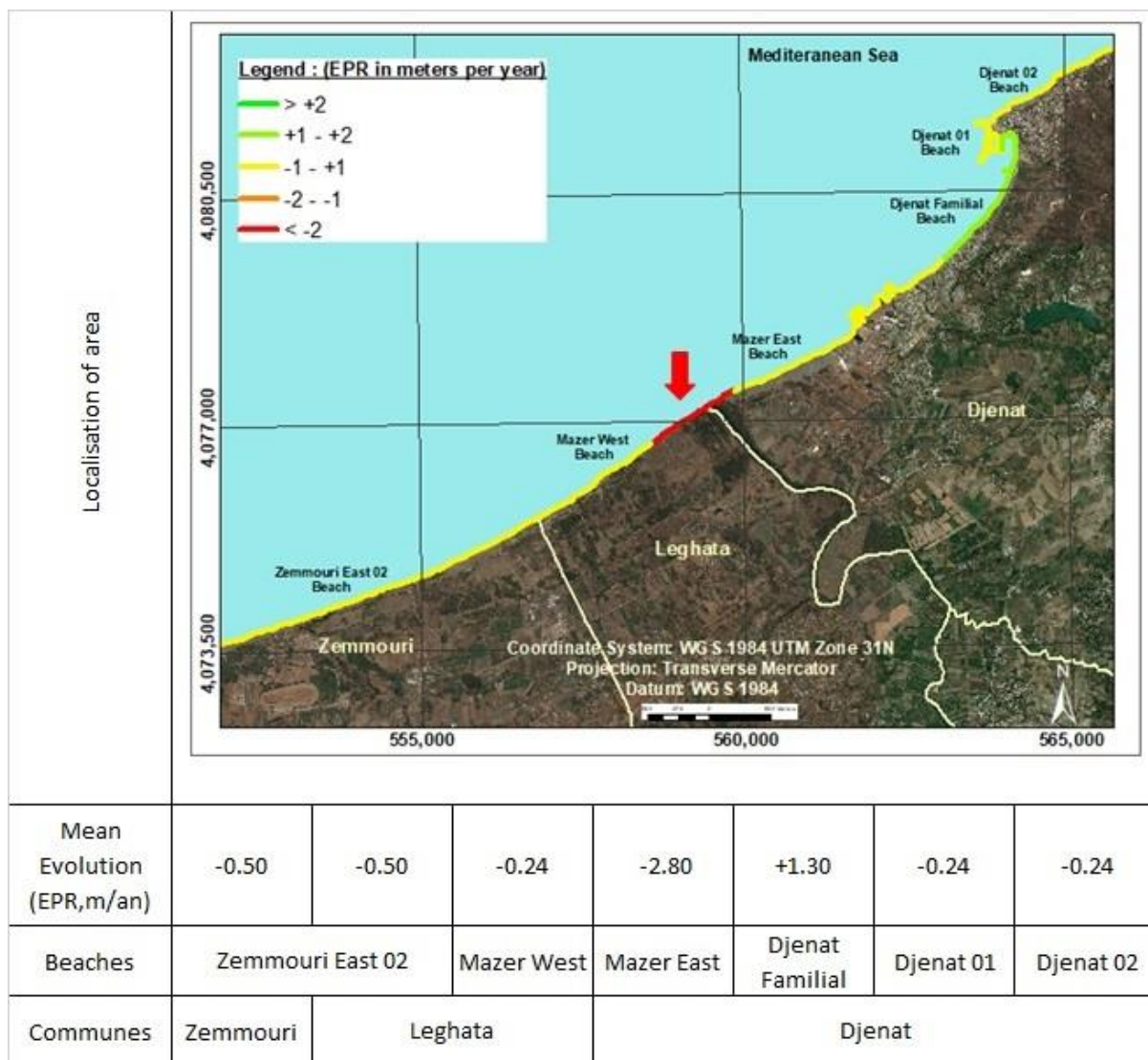


Fig. 13 Shoreline evolution between 1957 and 2017 in the overall study area, (erosion and accretion) computed by the End Point Rate (EPR) (Zemmouri to Cap Djenat)



Fig. 14 Evolution of the coastline of Cap Djenat from 1959 to 2021

3.2. Discussion

The net rates of annual change show a wide range of results both in intensity and direction (Fig. 15). As a result, 16 out of 38 beaches are eroding, while eight are accreting and 14 are more or less stable (Fig. 15)

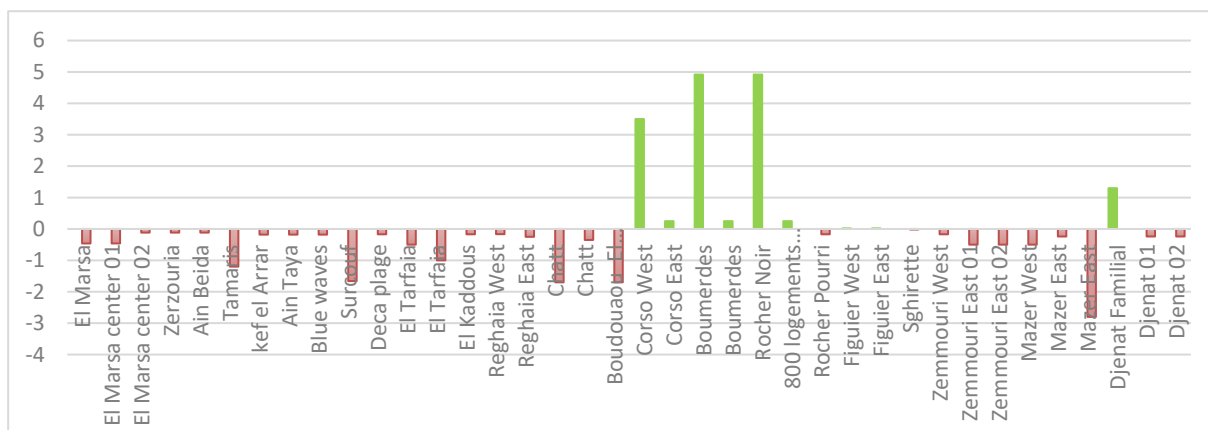


Fig. 15 Evolution of the coastline of Zemmouri Bay from 1959 to 2021

The retreat of the coastline is detectable on practically all the stations except for some localized in Cape Djinet and Boumerdes. The intensity of the recession is very different from one site to another. But, given the margin of error admitted during the manipulation of aerial photographs estimated at +/- 0.5 meters and given the duration of the monitoring of the coastline (60 years), an ambiguity exists as to the reliability of the values of the net rate of change less than 0.05 meters per year. Thus, of the 38 stations studied, three have uncertain values that are difficult to discern on the scale of an aerial photograph.

The overall trend for the entire Bay coastline reveals that over the 60 years (1957-2017), 42% of the coastline is eroding, i.e., 21.5 km of coastline, compared to only 21% accreting, i.e., almost 11 km of linear coastline; stable areas account for only 37% with a distance of 19 km located at the level of promontories and rocky regions (Fig. 16).

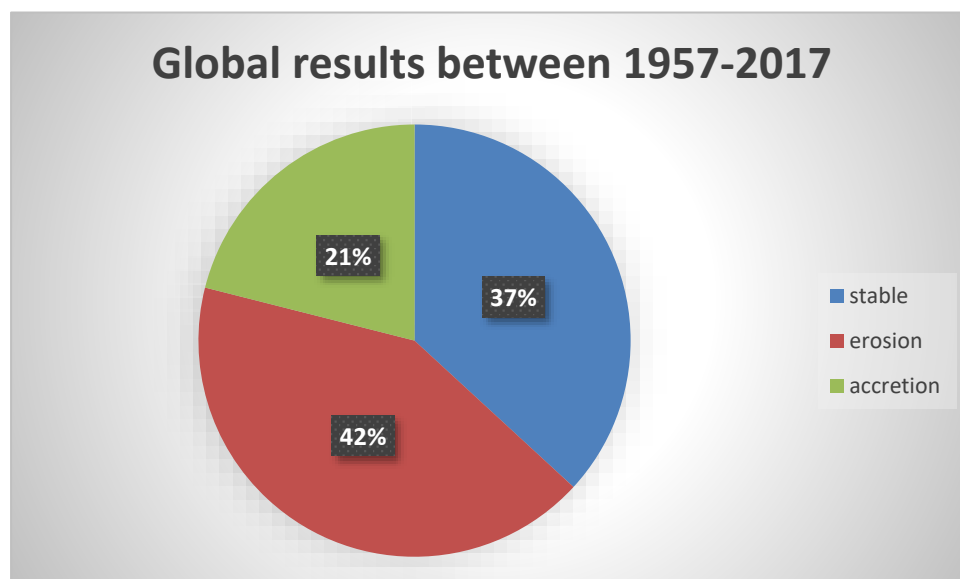


Fig. 16 The general tendency for all transects of the study area between 1957 and 2017.

The method used in this study appears to be an effective tool for assessing shoreline position changes along microtidal coastlines. This study revealed that shoreline change detection can be done using corrected aerial photographs, high resolution satellite data, and DGPS surveys

by selecting transects spaced 25 m apart; with automatic computational tools (DSAS) to calculate shoreline changes.

4. Conclusion

The analysis of shoreline position variations over a period of 60 years requires the use of both modern and classical techniques (aerial photography, satellite images and DGPS topographic surveys). Theoretical concepts are presented in this study because we have little climatic and hydrodynamic data that can interpret the historical variations of the coastline.

The study of the evolution of the coastline between 1957 and 2017 has allowed us to identify three distinct sectors:

- The first sector includes the western part of the beach Tamaris to the beach of Boudouaou el bahri recorded the highest rates of recession reaching -1.66m / year. This same sector has experienced stabilization or even a small increase in size from the year 2003, just after the the implantation of the two breakwaters.
- On its side, the sector of the left bank of the oued Réghaia underwent, during this same period, considerable retreats in the position of the coastline. This recession is due. This retreat is due practically to the weak contributions carried by the oued Réghaia and the aggressiveness of the waves.
- Finally the third sector including the beach of Cap Djinet and the eastern part of Oued Isser Beach, has recorded the lowest rate of recession compared to the other two sectors. The values of the net rate obtained fluctuate between -0.17 to -0.64m/year.

To better interpret the changes in the coastline, we chose the most determining hydrodynamic factor hydrodynamic factor. Indeed, the different swells of the area show that the swells, which are that the northeast swells are the most determining, they generate sedimentary losses in the they generate sedimentary losses in the profile towards the open sea. The changes of the littoral along the coast of the bay of Zemmouri during the last 60 years depend also on the human intervention notably the illegal extraction of sand at the level of the beaches of Tarfaia, Kaddous..., but also the implantation of the coastal engineering works and the occupation of the back beaches. From the obtained results, the morphodynamic classification of the sandy beaches was carried out on our site of study while being based on Wright and short (1984), which makes reference in the field of the morphodynamic classification of the beaches the sandy bars. The results obtained from this classification show a sectorial organization of the morphology and morphodynamics along this coastal fringe. This image highlights the distinct functioning between three parts separated by the wadi Réghaia in the West and wadi Isser in the East, whose beach slopes and morphodynamic indices are different. From a methodological point of view, the results obtained show that the detailed analysis, assisted by GIS, of the position of the coastline on aerial photographs and satellite images is a handy tool for the study of coastal evolution in the medium and long term, showing in most cases a general agreement with the results of short-term topographic surveys. However, it should be kept in mind that modeling as a type of approach would not be entirely satisfactory but would support the detailed analysis of aerial photographs as an essential means to understand the general evolution and dynamics of coastal areas.

The results of this article also confirmed that the use of digital aerial photographs, satellite images (high resolution), geospatial techniques (GIS software), and automatic calculation code (DSAS) could be a tool to help the decision in the management against coastal risks. This study provides decision-makers with a reliable decision support tool that can help them

assess coastal changes and develop coastal management plans. We must be set up a monitoring program of the evolution of the coastline of the bay of Zemmouri to supplement the existing data and better manage the coastline's recession.

5. Acknowledgments

This article is partly the result of a collaboration with the Laboratoire d'Etudes Maritimes (Bureau d'Etudes) and ENSSMAL to develop a method of vulnerability assessment adapted to the coasts of the Zemmouri's bay confronted with the coastal erosion and marine submersion hazard. Within the framework of the research works at the National School of Sea and Coastal Sciences (ENSSMAL-Algiers, EcoSysMarl Laboratory).

6. References

Anders, FJ. - D.W. Reed - E.P. Meisburger (1990) : "Shoreline Movements, Report 3: Tybee Island, Georgia, to Cape Fear, North Carolina, 1851 - 1983", Technical Report CERC-83- 1, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS, 177 p. OCLC: 986498390

Aubie, S. - Tastet, J.P. (2000) : Coastal erosion, processes, and rates: an historical study of the Gironde coastline, southwestern France. *Journal of Coastal Research*, 16(3),756-767. West Palm Beach (Florida) , ISSN 0749-0208.

Ayadi, K. - Boutiba, M. - Sabatier, F. - Guettouche, M.S. (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. *Arab J Geosci* 9, 26 (2016). <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2043-9>

Boak, E.H. - Turner, I.L. (2005) : Shoreline definition and detection: a review. *J. Coast. Res.* 21 4, 688e703. DOI: 10.2112/03-0071.1

Bouakline, S. (2009) : 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 Réghaïa. Mémoire de Magistère. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), FSTGAT, Alger, p176.

Boutiba, M. - Bouakline, S. (2011) : Monitoring shoreline changes using digital aerial photographs, Quick bird Image and DGPS topographic survey: Case of the east coast of Algiers, Algeria. *Algeria [J]. European Journal of Scientific Research*, 48(3): 361–369

Boutiba, M. - Guendouz, M. – Guettouche, M.S. (2006) : Evolution du littoral jijelien (Est-Algérie) à travers l'analyse sédimentologique des dépôts quaternaires. *Bull Serv Géol Nat* 17(2):113–127.

Boutiba, M. - Zaourar, N. – Guettouche, M.S. – Briquieu, L. (2009) : Analyse par ondelettes des variations historiques de la ligne du rivage entre l'Oued Reghaia et l'Oued Mazafran (Wilaya d'Alger). *Bull Service*.

Boutiba, M. (2006) : Géomorphologie dynamique et mouvement 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), FSTGAT, Alger, p252.

Bracene, R. (2001) : Géodynamique du Nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. Thèse de Doctorat, Univ. Cergy Pontoise, 101 p.

Crowell, M. - Leatherman, S.P. - Buckley, M.K. (1991) : Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 839–852. <http://www.jstor.org/stable/4297899>.

Daniel, F. - Hubaud, M. (1996) : Érosion côtière des systèmes littoraux sableux, S.l.: ODEM.

Dolan, R. - Hayden, B.- Heywood, J. (1978) : A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coast. Eng.* 2, 21e39. DOI:10.1016/0378-3839(78)90003-0

Douglas, B.C. - CROWELL, M. (2000) : Long-term Shoreline Position Prediction and Error Propagation. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 145-152. Royal Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208. <http://www.jstor.org/stable/4300019>.

Dubois, J. - Bernatchez, P. - Bouchard, J.D. - Daigneault, B. - Cayer, D. - Dugas, S. (2005) : Évaluation du risque d'érosion littorale sur la Côte-Nord du Saint Laurent pour la période de 1996-2003, Conférence régionale des élus de la Côte-Nord, 359 pp.

Durand-Delga, M. (1969) : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n°39, 89-131.

Fletcher, C. - Rooney, J. - Barbee, M. - Lim, S.C.- Richmond, B. (2003) : Mapping shoreline change using digital orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. *Hawaii. Journal of Coastal Research*, 106–124. <http://www.jstor.org/stable/25736602>

Ford, F. (2013) : Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high-resolution satellite images: wotje Atoll, Marshall Islands. *Remote Sens. Environ.* 135, 130e140. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.027>

Gaillot, S. – Chaverot, S. (2001) : Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas de calais) en France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n ° 1, pp. 47-54. DOI: 10.3406/morfo.2001.1086

Genz, A.S. - Fletcher, C.H. - Dunn, R.A. - Frazer, L.N. - Rooney, J.J. (2007) : The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Hawaii. *J. Coast. Res.* 23 1, 87e105. DOI: 10.2112/05-0521.1

Guariglia, A. - Buonamassa, A. - Losurdo, A. - Saladino, R. - Trivigno, M.L. - Zaccagnino, A. - Colangelo, A. (2006) : A multisource approach for coastline mapping and identification of shoreline changes. *Annals of Geophysics* 49(1), 295e304. DOI: 10.4401/ag-3155

Hakkou, M. - Castelle, B. - Benmohammadi, A. - Zourarah, B. (2011) : Wave climate and morphosedimentary characteristics of the Kenitra–Bouknadel sandy coast, Morocco. *Environ Earth Sci* 64, 1729–1739 (2011). <https://doi.org/10.1007/s12665-011-0977-0>

Heathfield, D.K. – Walker, I.J. (2011) : Analysis of coastal dune dynamics, shoreline position, and large woody debris at Wickaninnish Bay, Pacific Rim National Park, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48(7):1185-1198. DOI: 10.1139/e11-043

Himmelstoss, E.A. (2009) : DSAS 4.0 : Installation Instructions and User Guide. In: Thieler, E.R. - Himmelstoss, E.A. - Zichichi, J.L. and Ergul, A., Eds : *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0—An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change: US Geological Survey Open-File Report 2008-1278, ver. 4.2. 81 p.* <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1278/>

Jimenez, J.A. - Sanchez-Arcilla, A. – Bou, J. – Ortiz, M.A. (1997) :Analysing Short-Term Shoreline Changes along the Ebro Delta (Spain) Using Aerial Photographs. *Journal of Coastal Research*, 13(4), 1256–1266. <http://www.jstor.org/stable/4298735>

Kermani, S. - Boutiba, M. - Boutaleb, A. - Fagel, N. (2015) : Distribution of heavy and clay minerals in coastal sediment of Jijel, East of Algeria: indicators of sediment sources and transport and deposition environments. *Arabian Journal of Geosciences* 9(1). DOI: 10.1007/s12517-015-2155-2

Kermani, S. - Boutiba, M. – Guendouz, M. – Guettouche, M.S. – Khelfani, D. (2016) : Detection and analysis of shoreline changes using geospatial tools and automatic computation: Case of jijelian sandy coast (East Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 9, 1e13. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.08.010>

Langfelder, L. - Staffond, D.B. - Amein, M. (1970) : Coastal erosion in North Carolina. *Amer. Soc. Civ. Eng. Proc.* 96, 531e545 paper 7306, Waterways and Harbs.Div.

Leclaire, L. 1972 : La sédimentation holocène sur le versant méridional du Bassin Algéro-Baléares (Précontinent algérien). *Muséum national d'Histoire naturelle, Paris*, 391p. (*Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Sér. C – Sciences de la Terre (1950-1992) ; 24*).

Maiti, S. - Bhattacharya, A.K. (2009) : Shoreline change analysis and its application to prediction: a remote sensing and statistics-based approach. *Marine Geology*. 257, 11e23. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.006>

Moore, L. (2000) : Shoreline Mapping Techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111–124. <http://www.jstor.org/stable/4300016>

Morton, R.A. - Miller, T.L. - Moore, L.J. (2004) : National Assessment of ShorelineChange. Part1: Historical Shoreline Changes and Associated Coastal Land Loss along the US Gulf of Mexico. U. S. Geological Survey. Open File Report2004e1043. <https://doi.org/10.3133/ofr20041043>

Moussaid, J. - Ait Fora, A. - 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, 71e77.<http://dx.doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.04.044>

Natesan, U. - Parthasarathy, A. - Vishnunath, R. - Kumar, G.E.J. - Ferrer, V.A. (2015) : Monitoring long-term shoreline changes along Tamil Nadu, India using geospatial techniques.

Aquatic Procedia Volume 4, 2015, Pages 325-332.
<https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.044>

Ozturk, D. - Sesli, F.A. (2015) : Shoreline change analysis of the Kizilirmak lagoon series.
 Ocean & Coastal Management Volume 118, Part B, December 2015, Pages 290-308.
<https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.03.009>

Paskoff, R. (1998) : The coasts. Impact of developments on their evolution. 3rd edition, coll.

Pilkey, O.H. - Hume, T. (2001) : The shoreline erosion problem: lessons from the past. *Water Atmos.* 9 2, 22e23.

Robin, M. (2002) : Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. – In : *Le littoral : regards, pratiques et savoirs. Etudes offertes à Fernand Verger.* – Ed. ENS., Paris: 95-117.

Schoonees, J.S. - Theron, A.K. - Bevis, D.(2006) : Shoreline accretion and sand transport at groynes inside the port of Richards Bay. *Coastal Engineering* 53(12).
<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.06.006>

Scott, D.B. (2005) : Coastal changes, rapid. In: Schwartz, M.L. Ed., *Encyclopedia of Coastal Sciences.* Springer, The Netherlands, pp. 253e255.

Smith, G.L. - Zarillo, G.A. (1990) : Calculating Long-Term Shoreline Recession Rates Using Aerial Photographic and Beach Profiling Techniques. *Journal of Coastal Research*, 6(1), 111–120. <http://www.jstor.org/stable/4297648>

Suanez, S. - Provansal, M. (1993) : Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône: plages de Piémanson et Napoléon, Méditerranée, nos 3-4, pp. 43-56.

Thieler, E.R. - Danforth, W.W. (1994) : Historical Shoreline Mapping (I): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 549–563.
<http://www.jstor.org/stable/4298252>

Thieler, E.R. - Himmelstoss, E.A. - Zichchi, J.L. - Miller TL (2005) : Digital Shoreline Analysis System(DSAS) version 3.0;An Arc Gisextension for calculating shoreline change.US. Geological Survey Open-file Report 2005-1304 (<http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas>)

Zuzek, P.J. - Nairn, R.B. - Thieme, S.J. (2003) : Spatial and Temporal Considerations for Calculating Shoreline Change Rates in the Great Lakes Basin. *Journal of Coastal Research*, 125–146. <http://www.jstor.org/stable/25736603>

7.BOM list

DSAS : Digital Shoreline Analysis System

DGPS : Differential Global Positioning System

EPR : End Point Rates

Fig : Figure

GIS : Geographic Information System

INCT : Institut National de Cartographie et de Télédétection

LEM : Laboratoire d'Etudes Maritimes

LRR : Linear Regression Rates

NE : North - East

SW : South - West

UTM : Universal Transverse Mercator

Tab : Table

WGS : World Geodetic System

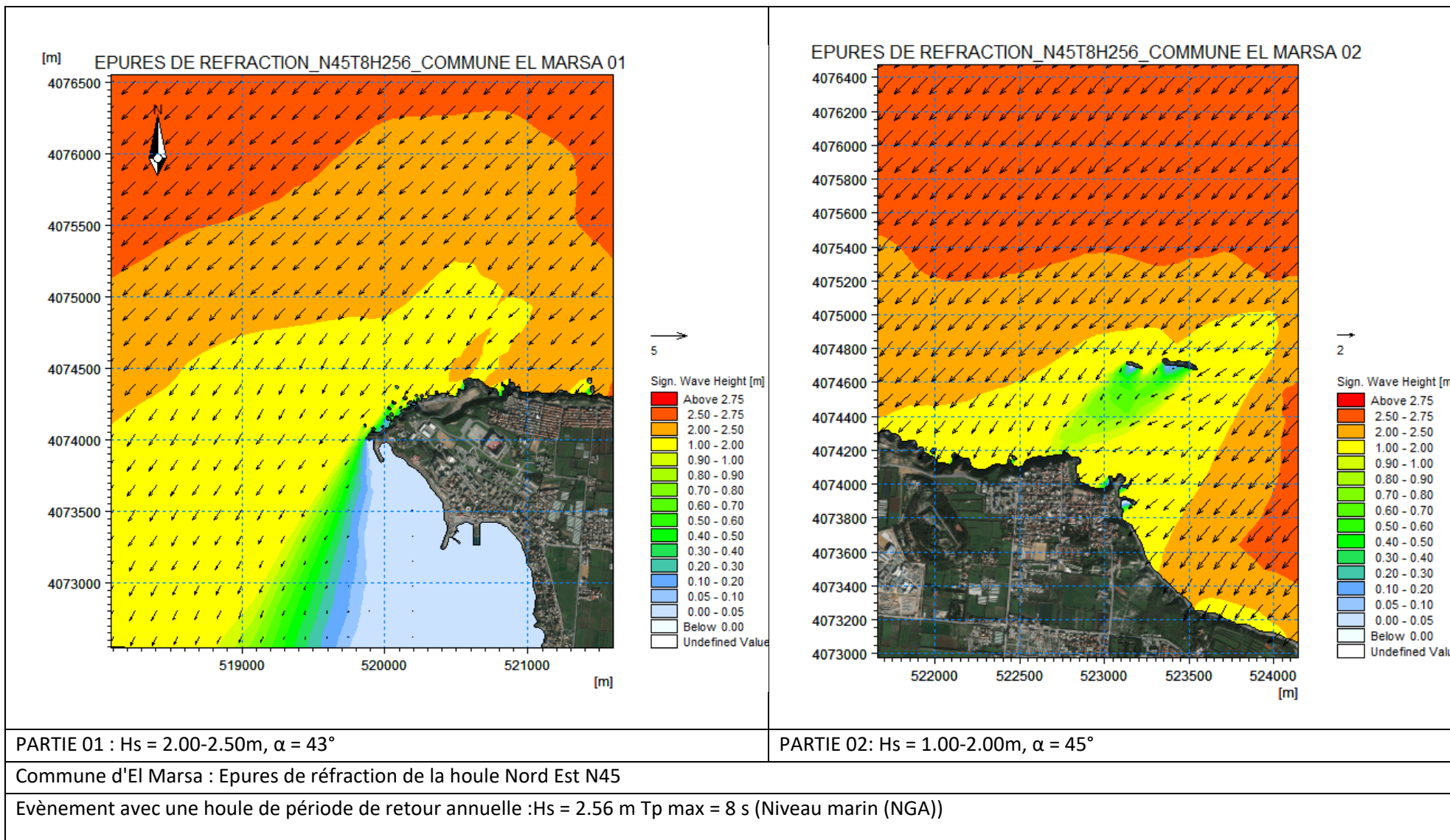
WLR Weighted Linear Regression

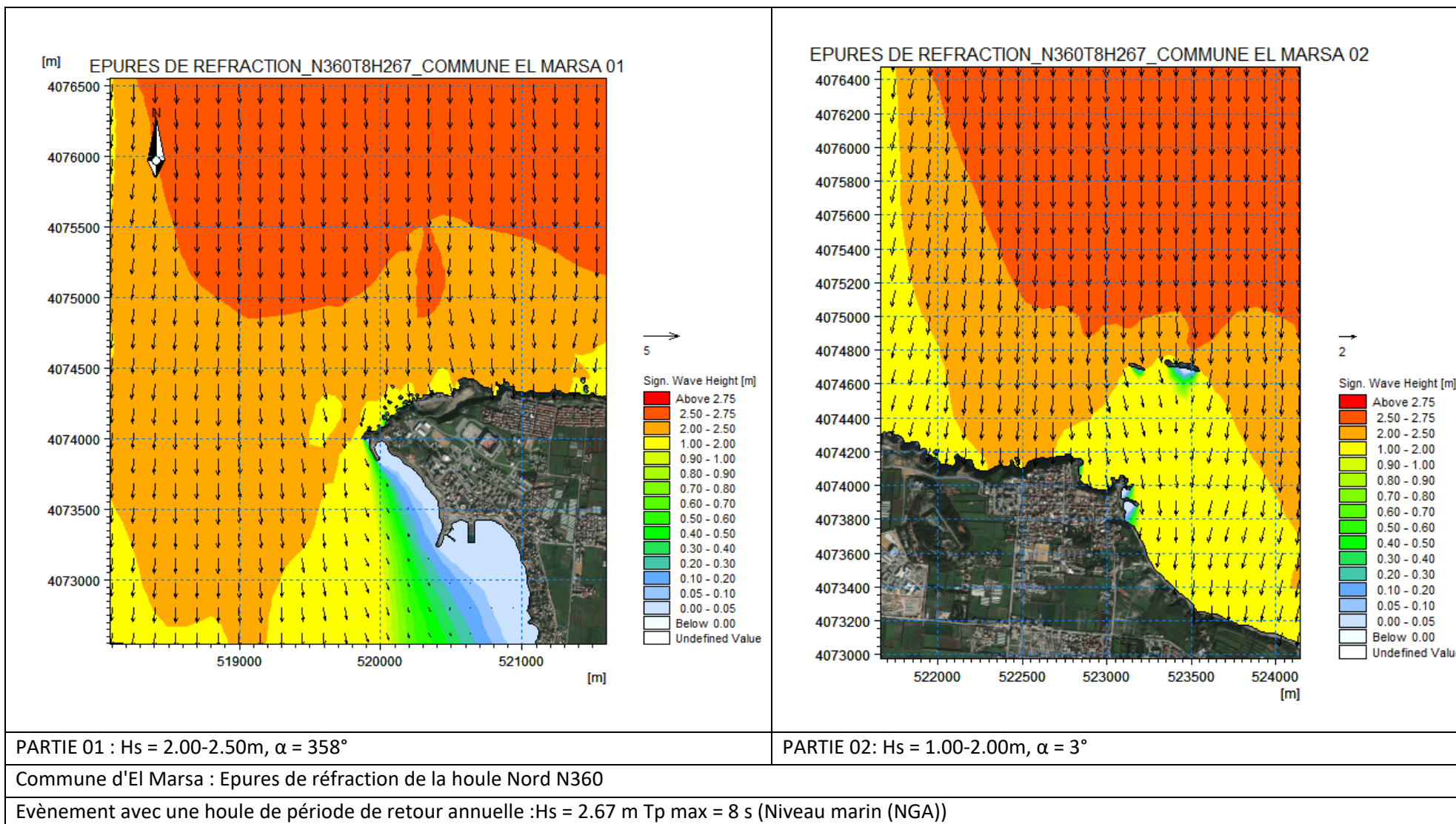
Annexe

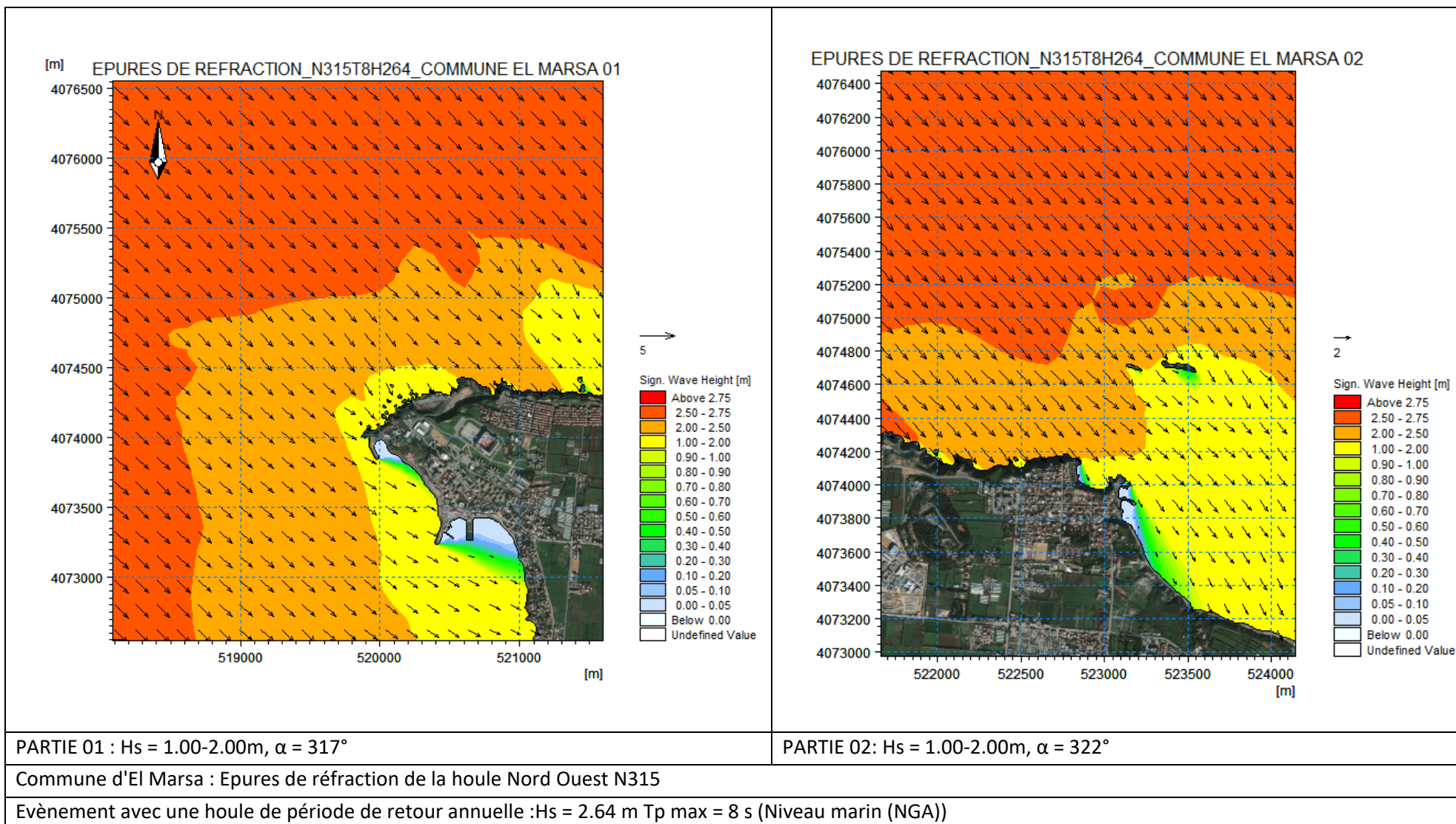
Annexe 01

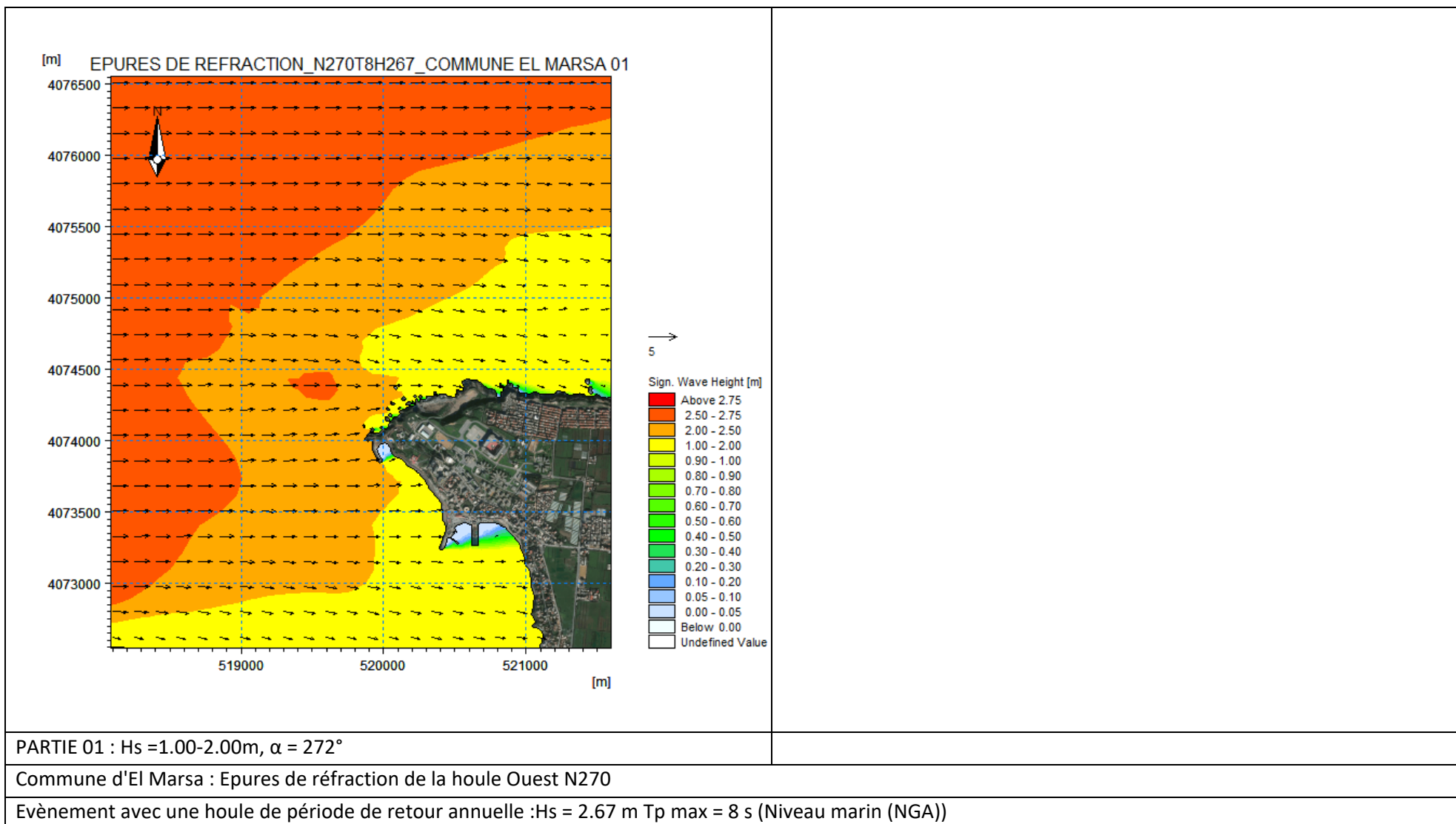
Commune d'El Marsa

1- Réfraction de la houle annuelle (SW)

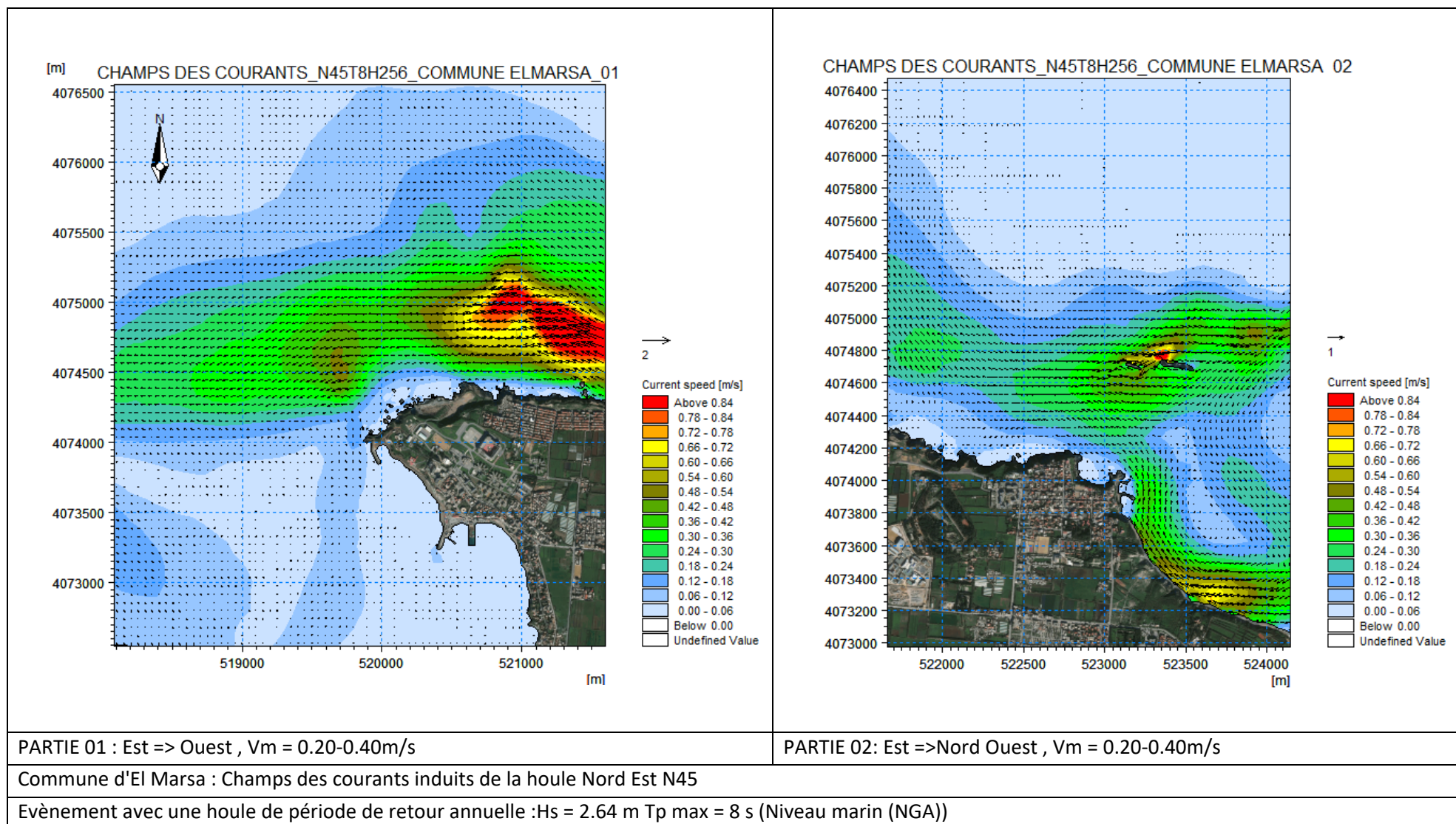


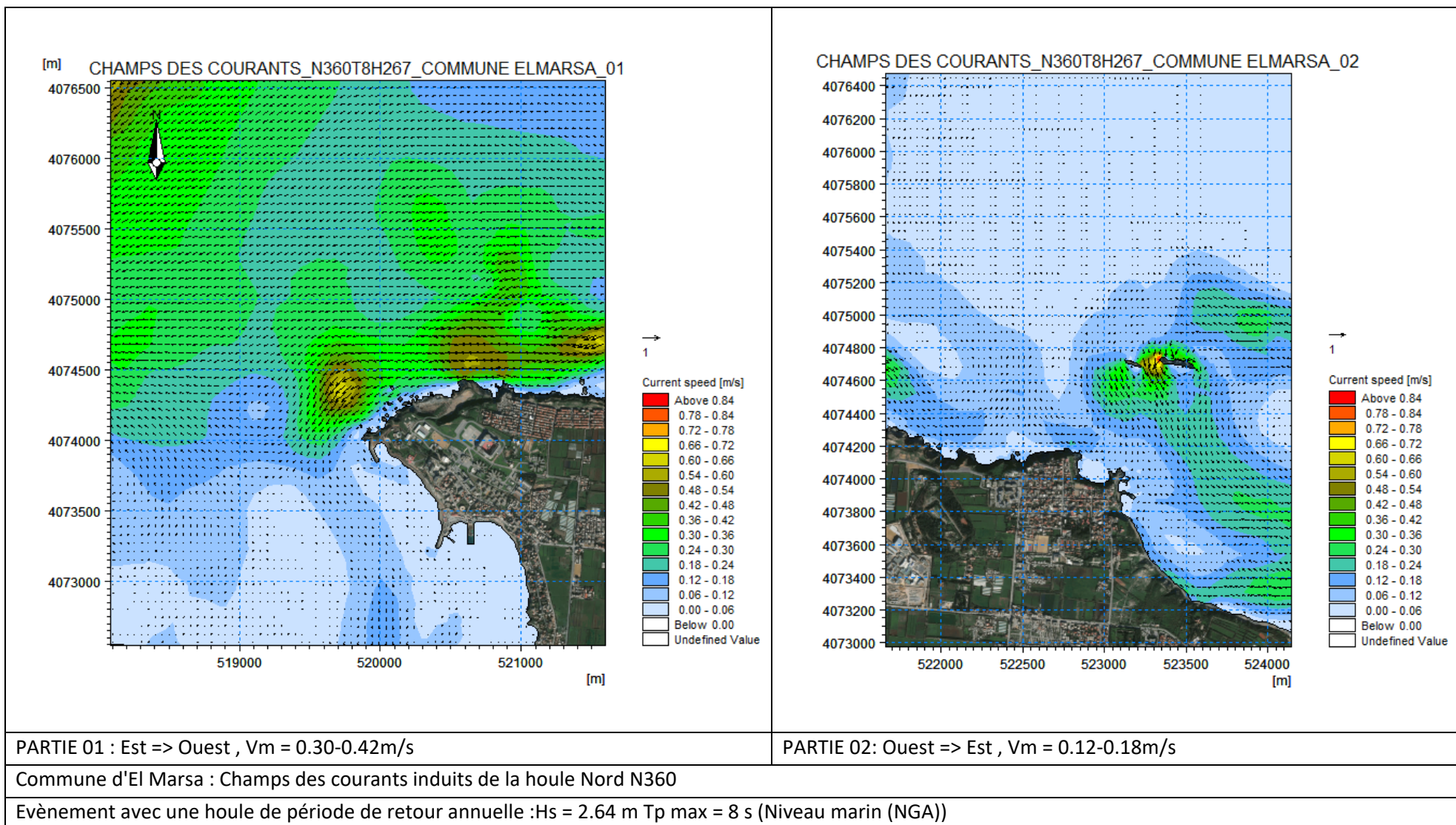


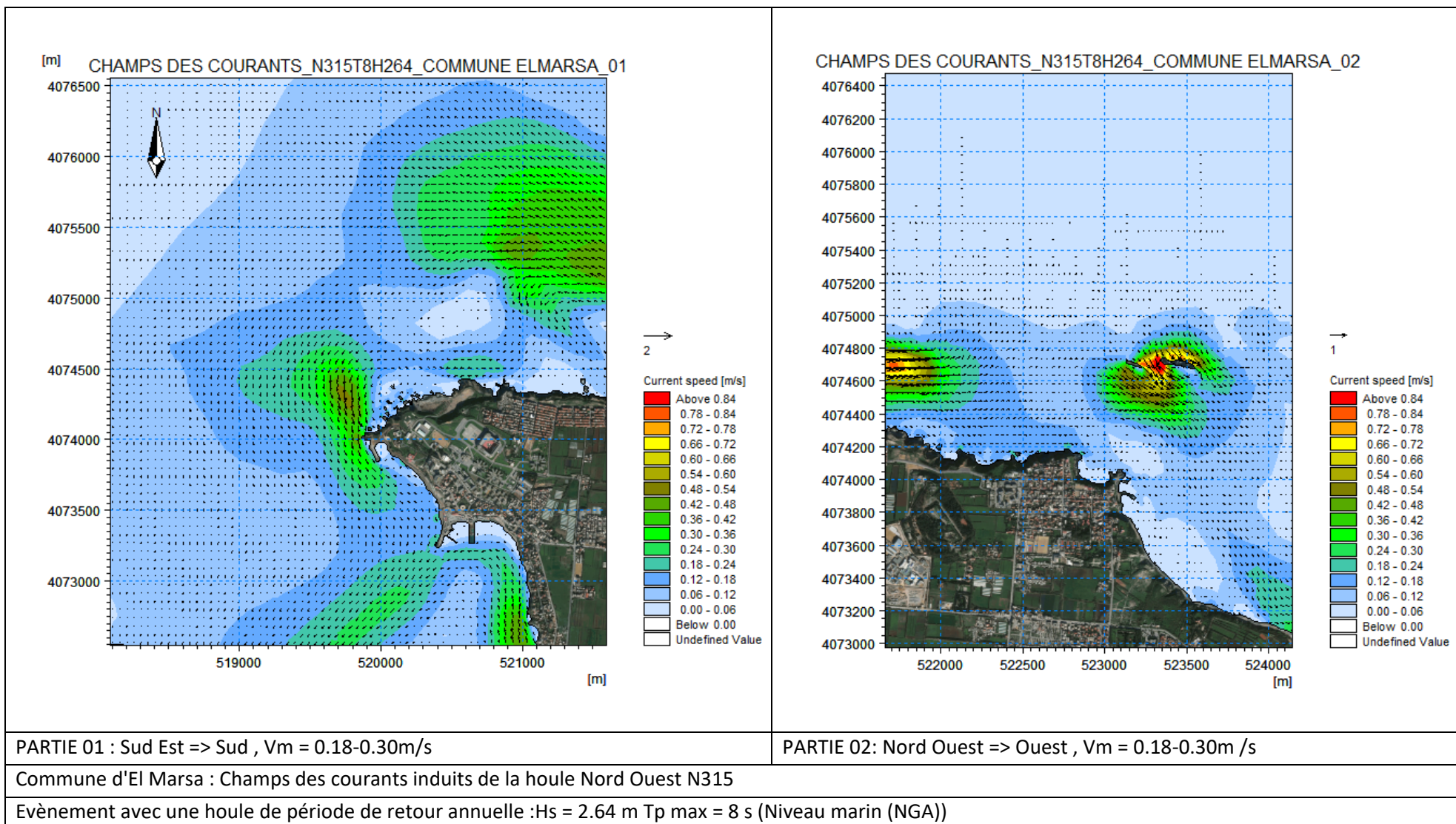


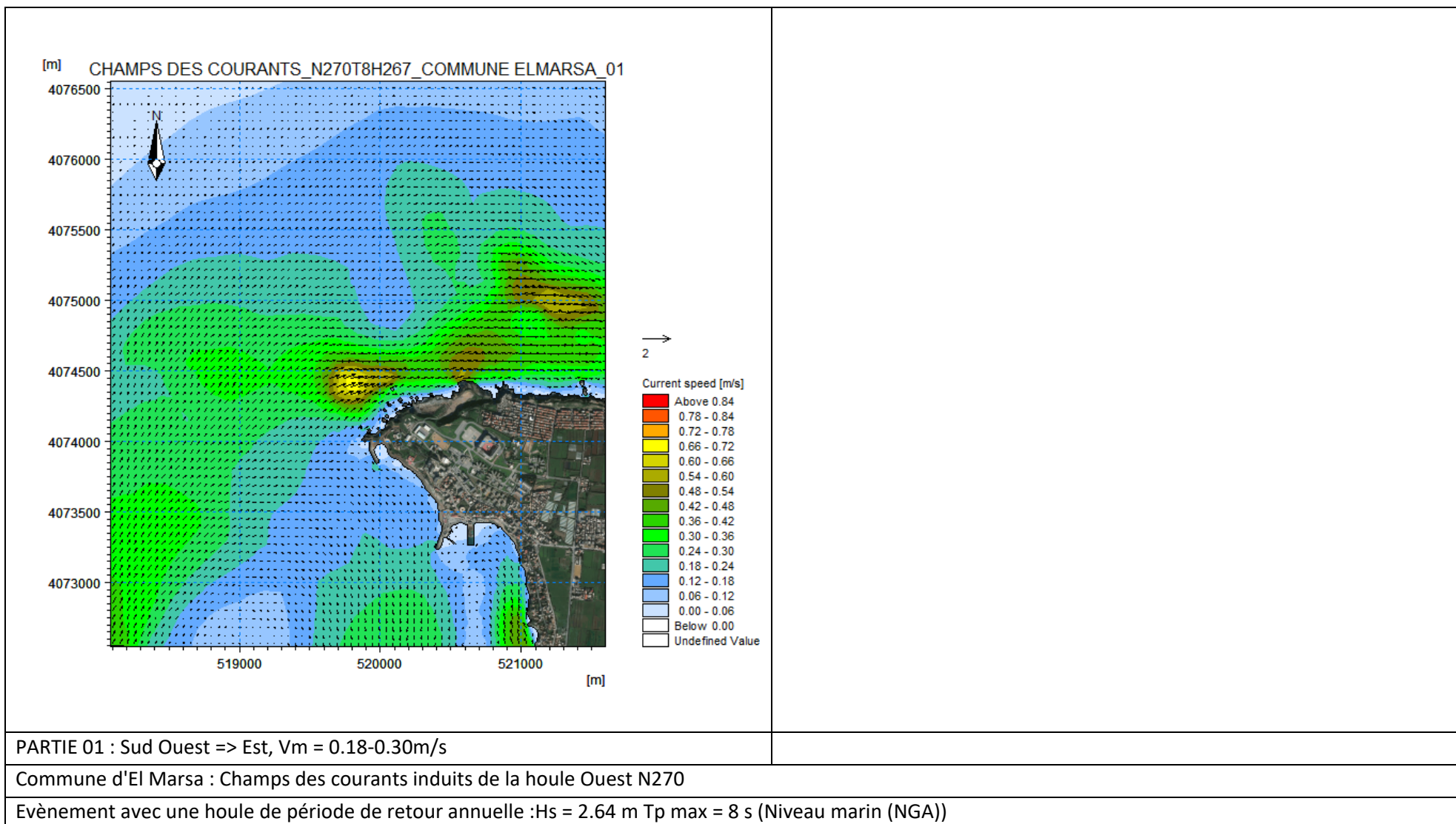


2- Courants côtiers induits (HD)

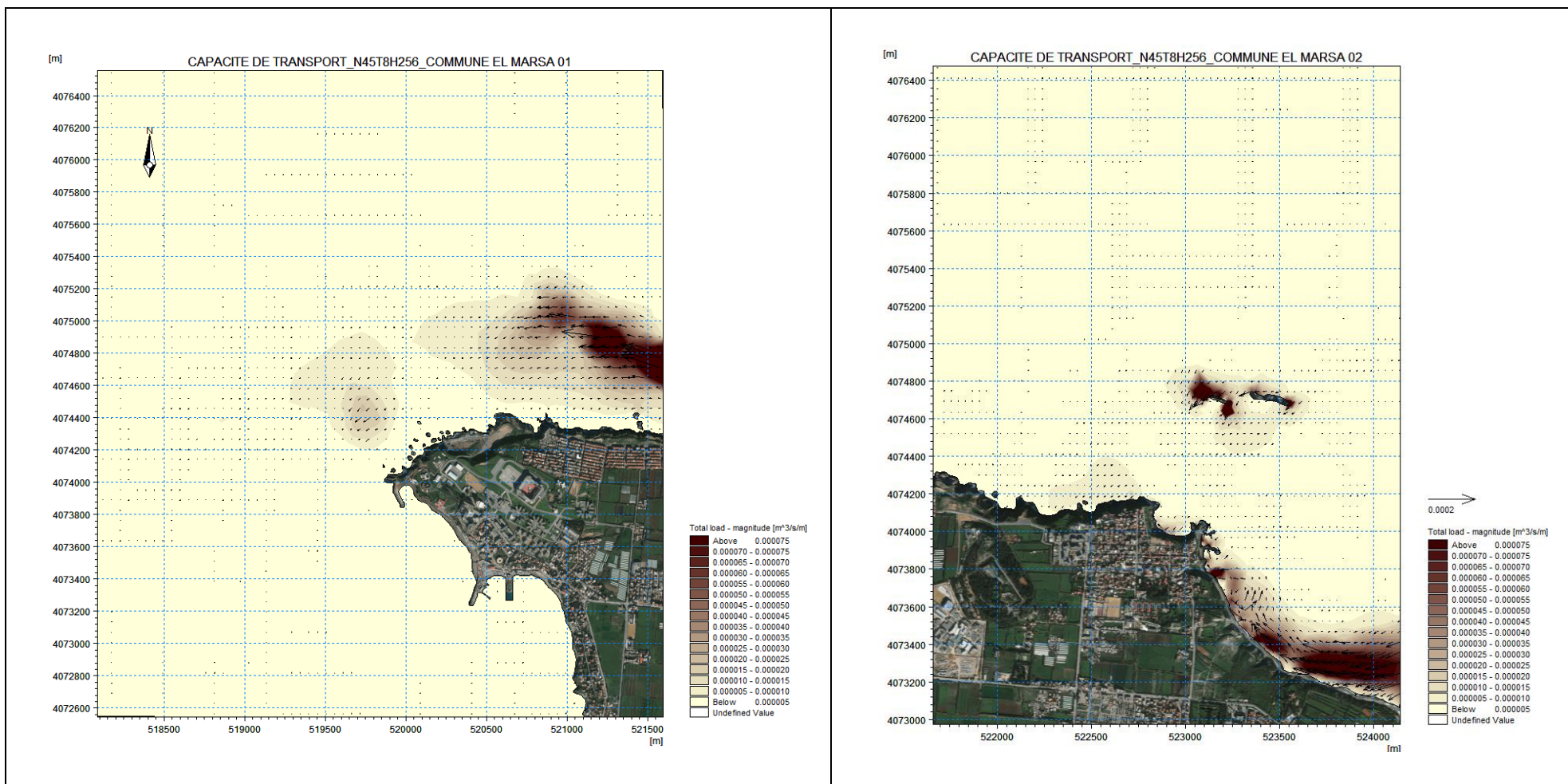








3- Capacité de transport des sédiments non cohésifs (ST)

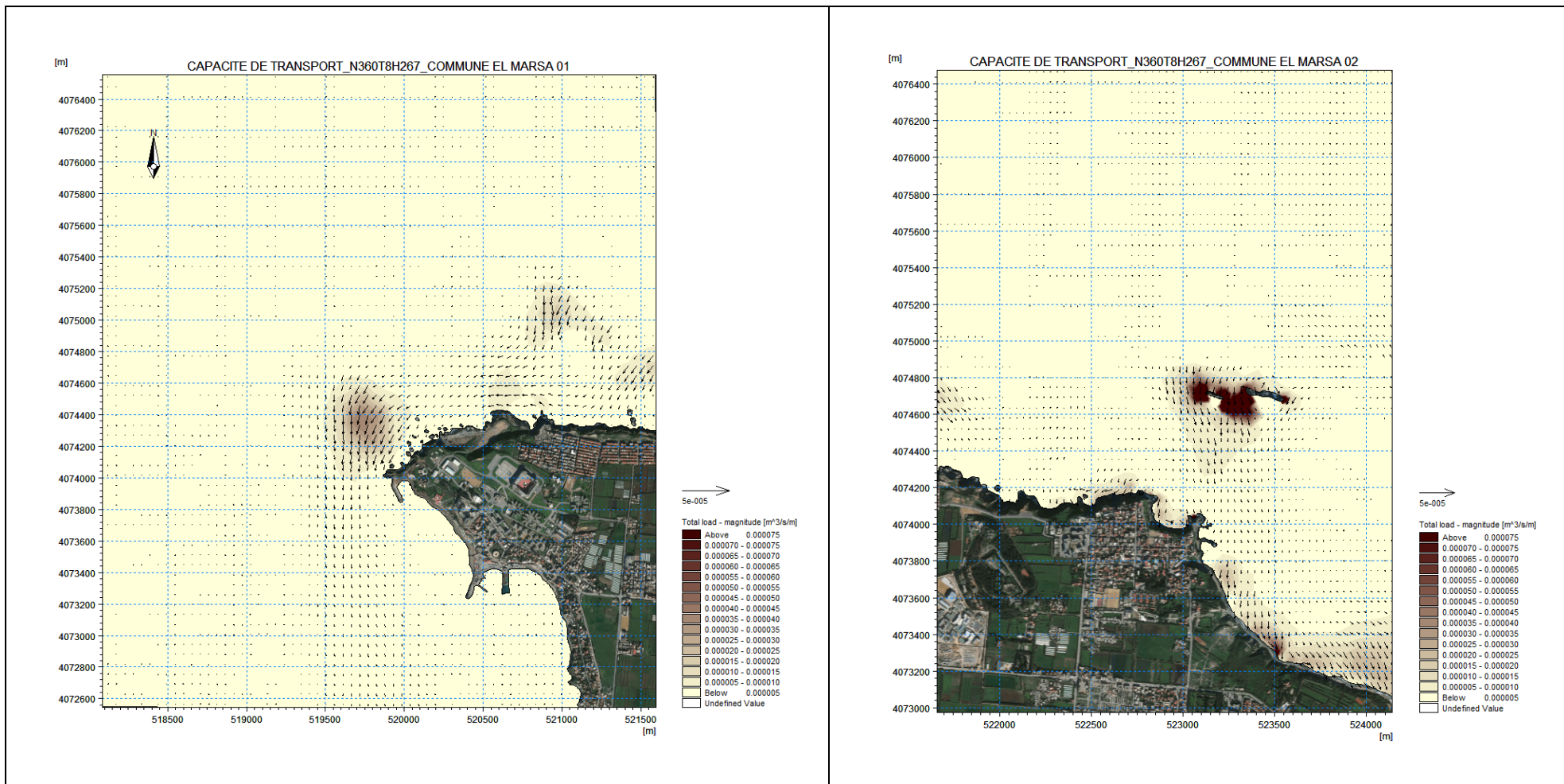


PARTIE 01 : Est => Ouest

PARTIE 02: Est => Nord Ouest

Commune d'El Marsa : Capacité de transport des sédiments de la houle Nord Est N45

Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.56 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))

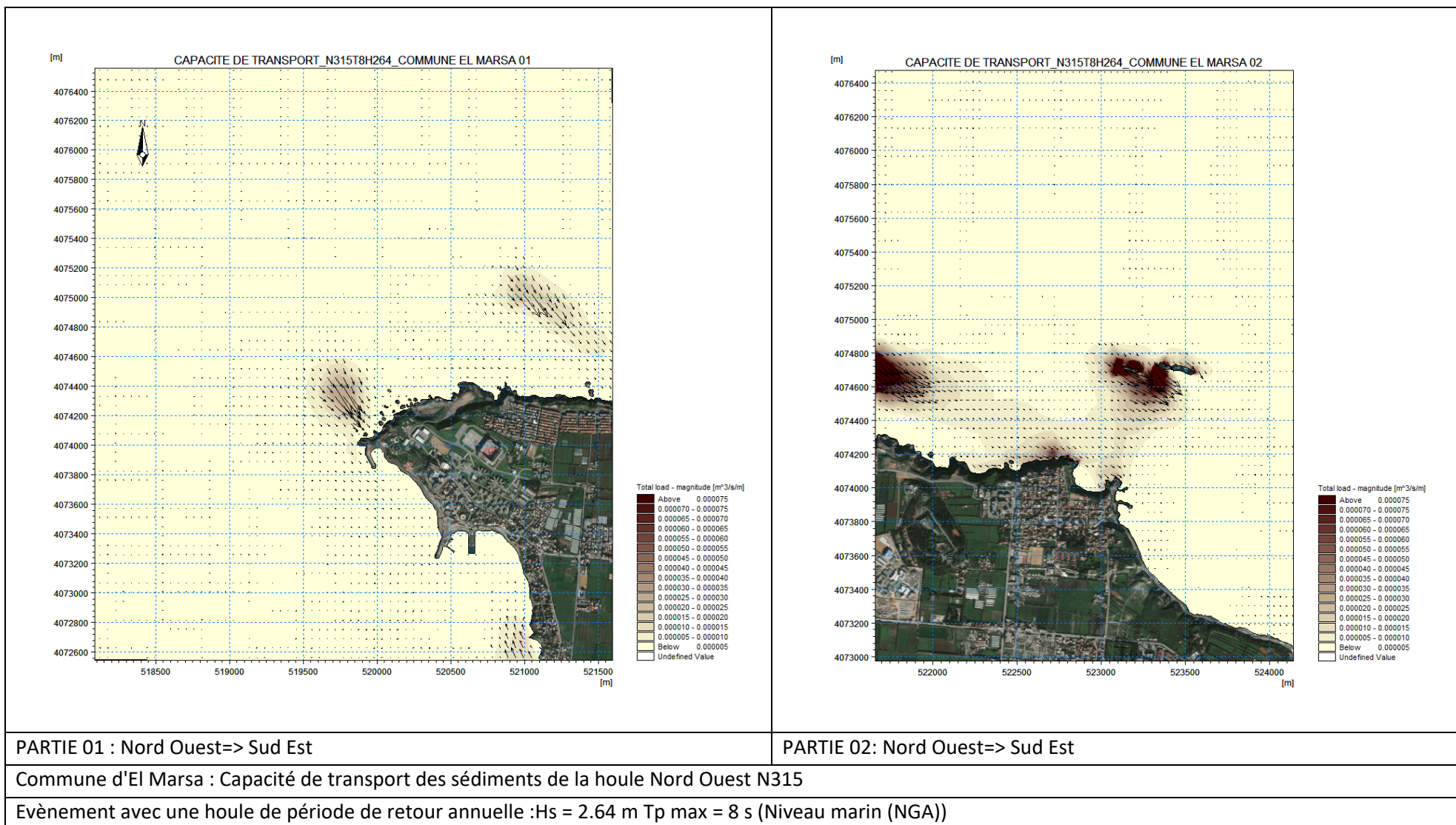


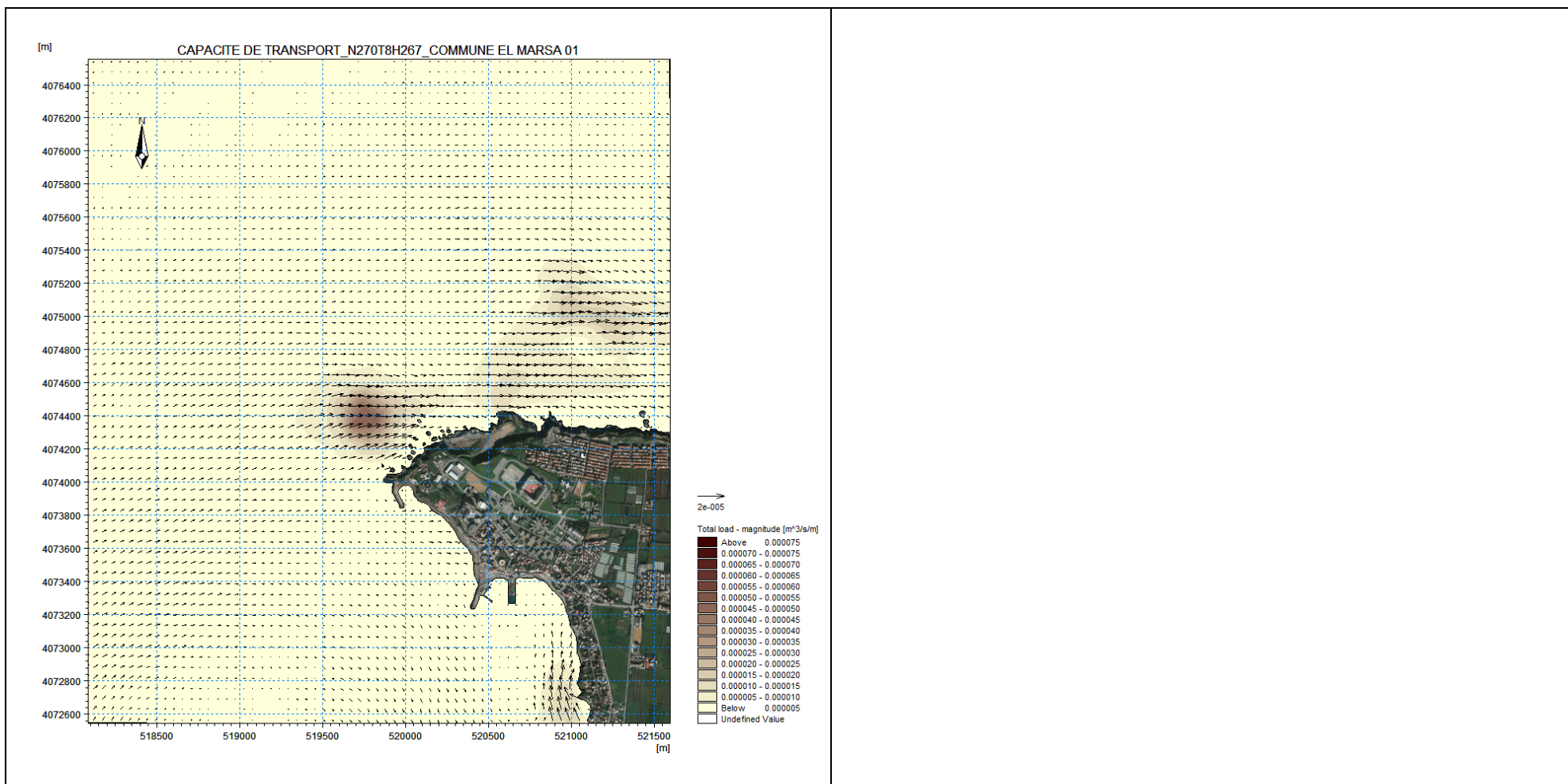
PARTIE 01 : Nord => Sud Ouest

PARTIE 02: Nord => Nord Est

Commune d'El Marsa : Capacité de transport des sédiments de la houle Nord N360

Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))





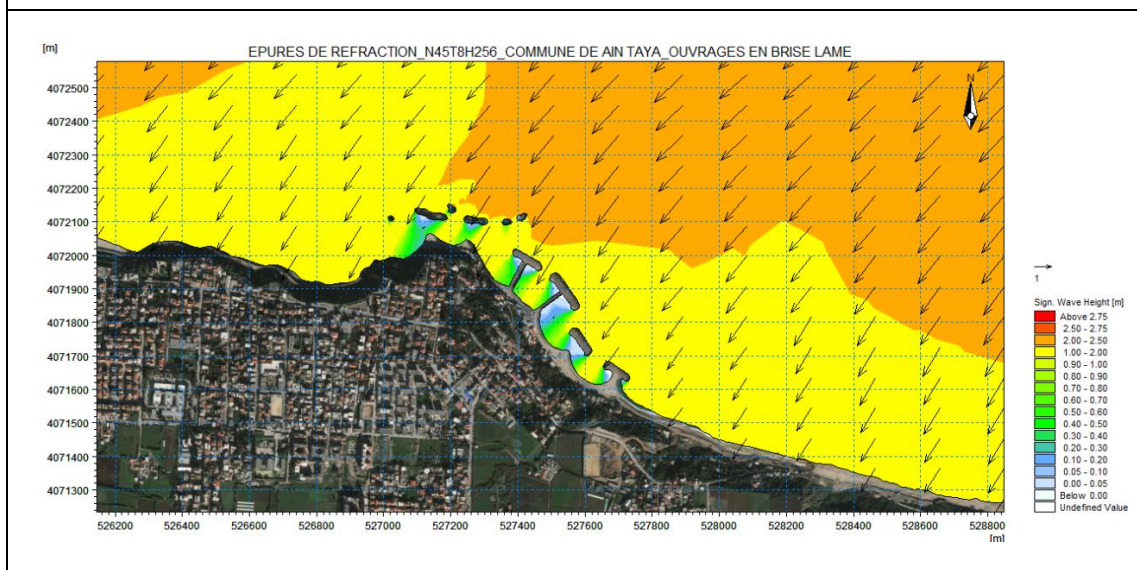
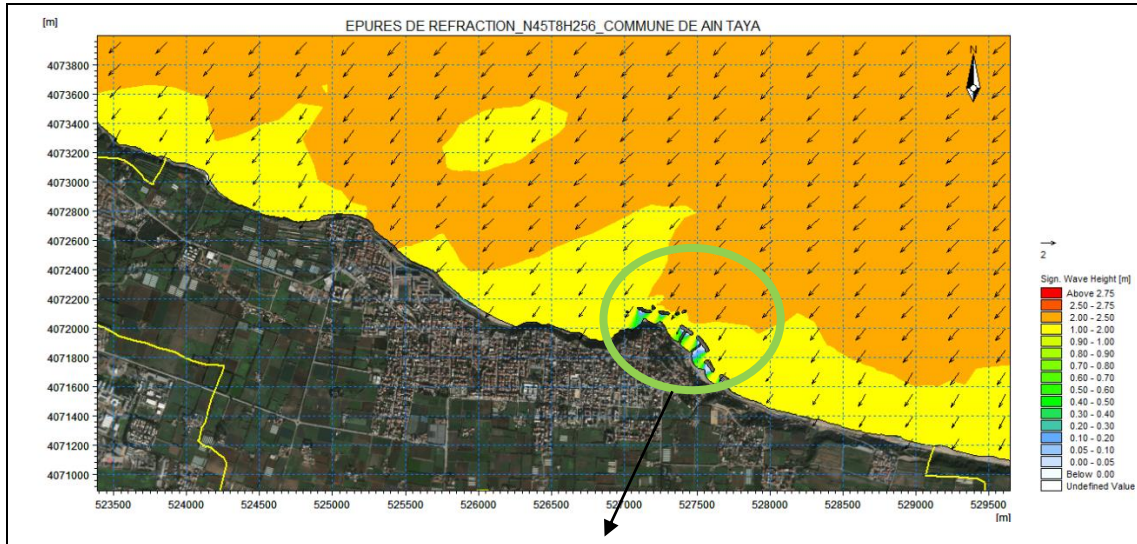
PARTIE 01 : Ouest=> Est

Commune d'El Marsa : Capacité de transport des sédiments de la houle Ouest N270

Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))

Commune de Ain Taya

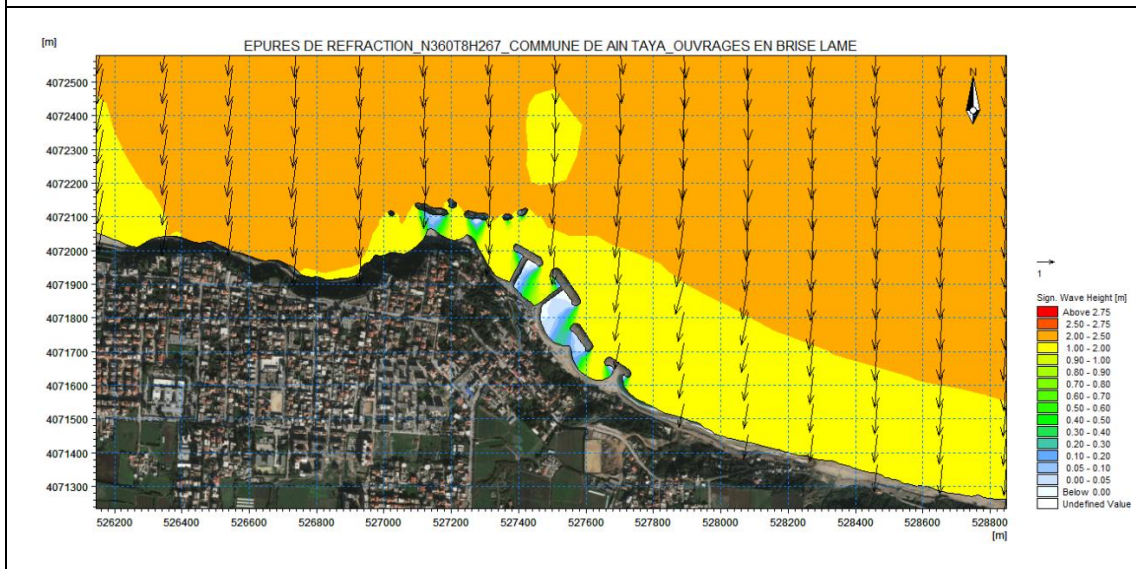
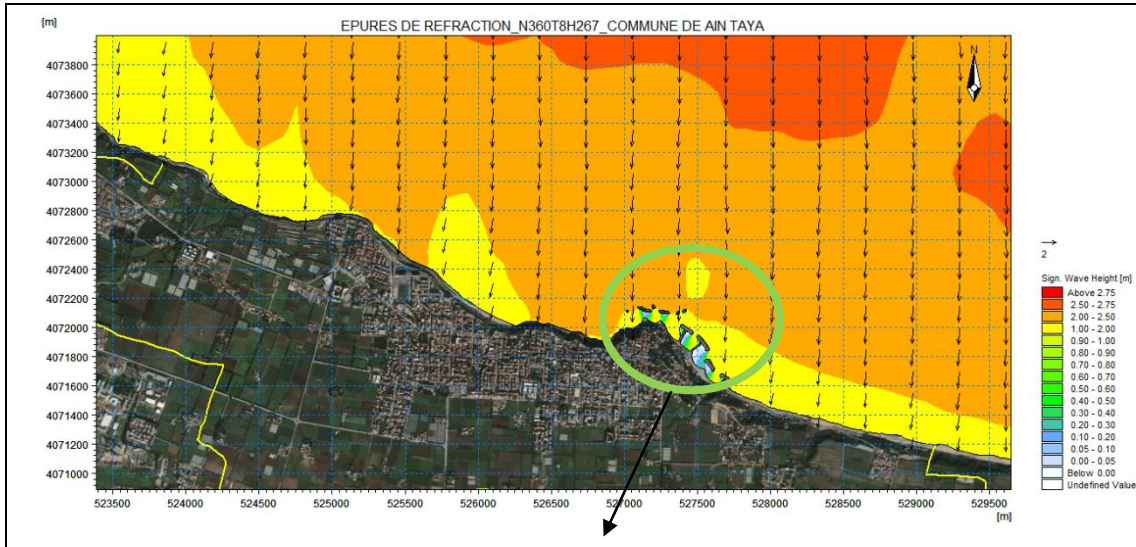
1- Réfraction de la houle annuelle (SW)



Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 45^\circ$

Commune de Ain Taya : Epures de réfraction de la houle Nord Est N45

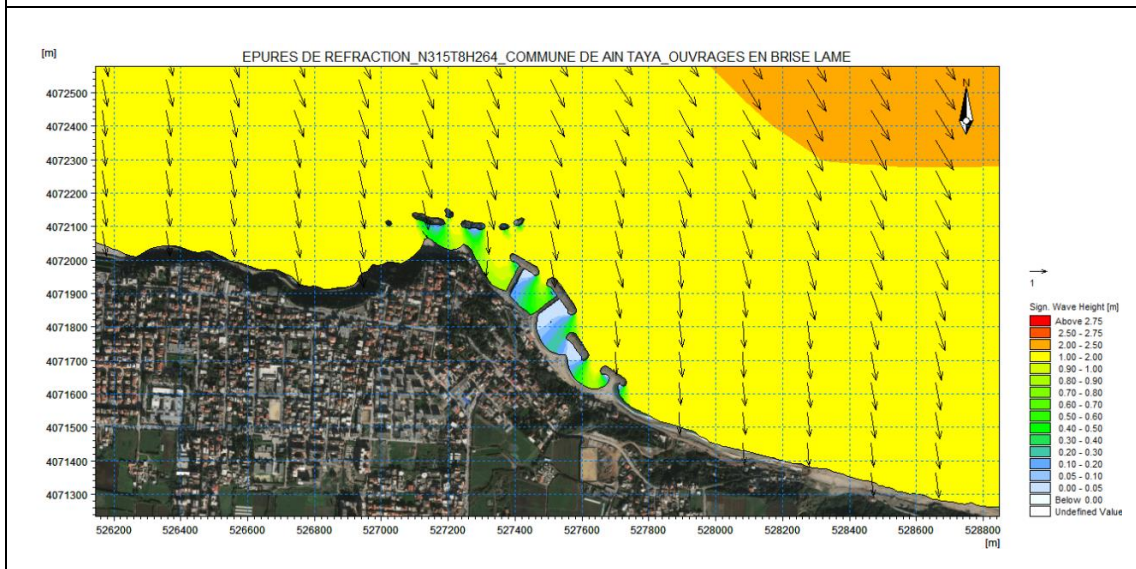
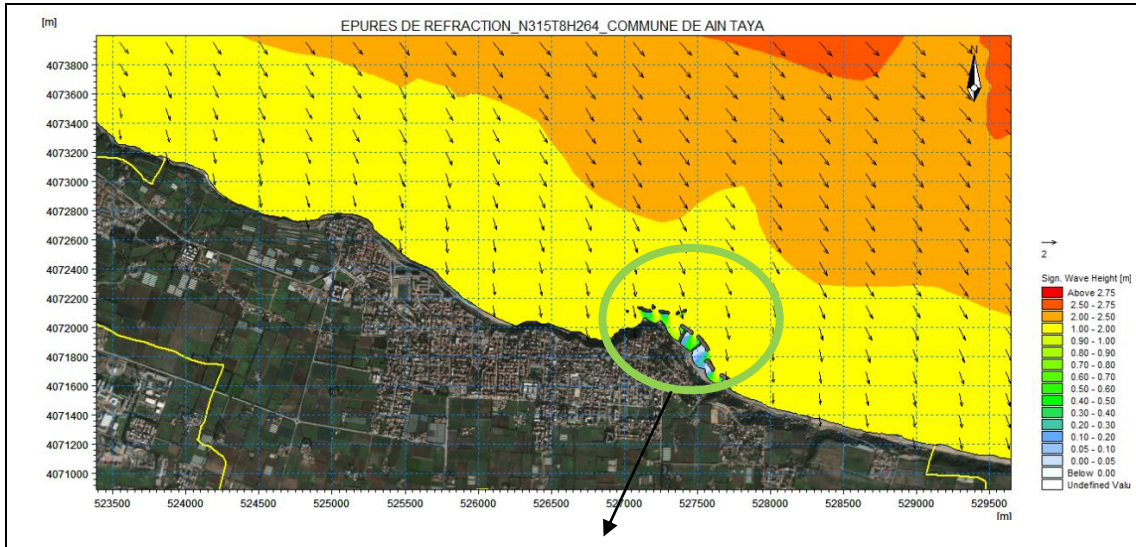
Evènement avec une houle de période de retour annuelle : Hs = 2.56 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))



$H_s = 1.00-2.50m, \alpha = 12^\circ$

Commune de Ain Taya : Epures de réfraction de la houle Nord N360

Evènement avec une houle de période de retour annuelle : $H_s = 2.67 m$ $T_p \text{ max} = 8 s$ (Niveau marin (NGA))

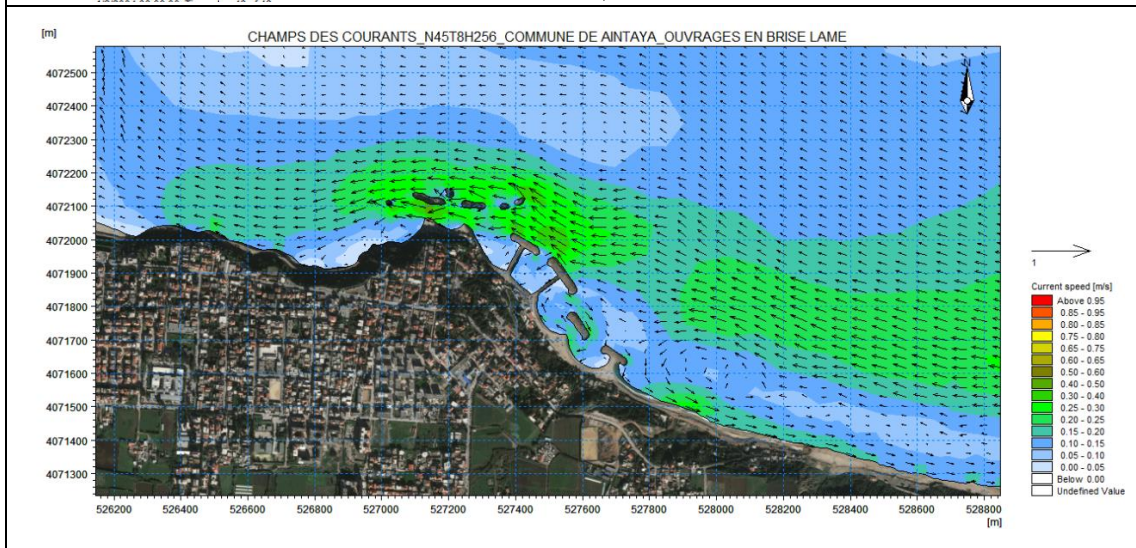
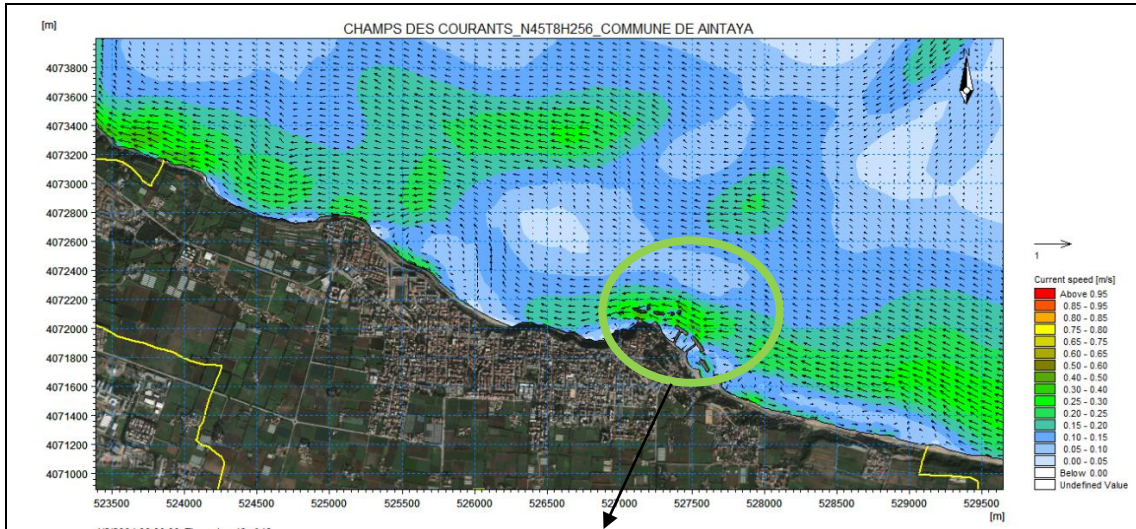


$H_s = 1.00-2.00m, \alpha = 0^\circ$

Commune de Ain Taya : Epures de réfraction de la houle Nord Ouest N315

Evènement avec une houle de période de retour annuelle : $H_s = 2.67 m$ $T_p \text{ max} = 8 s$ (Niveau marin (NGA))

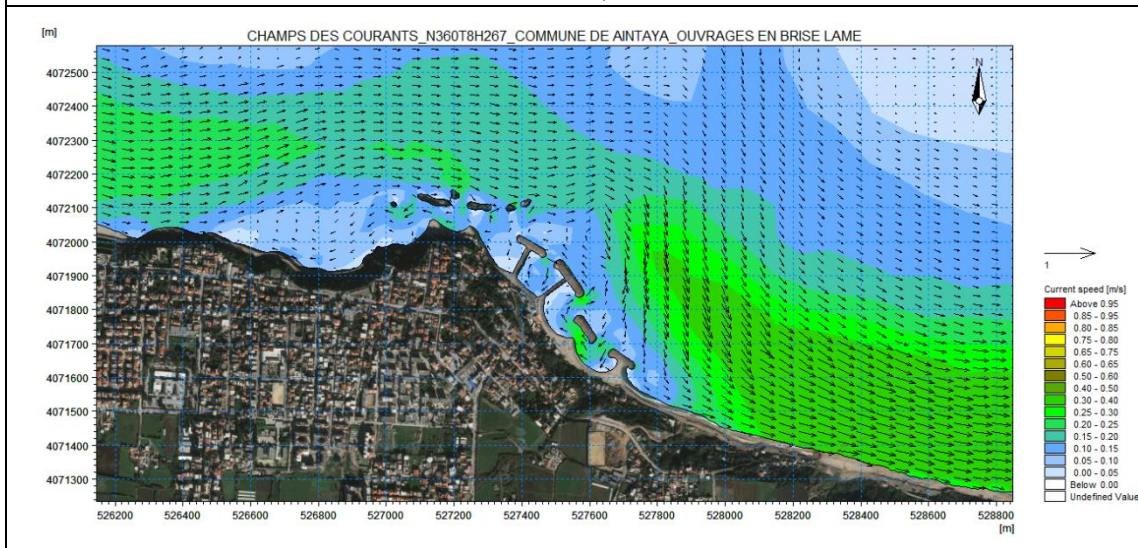
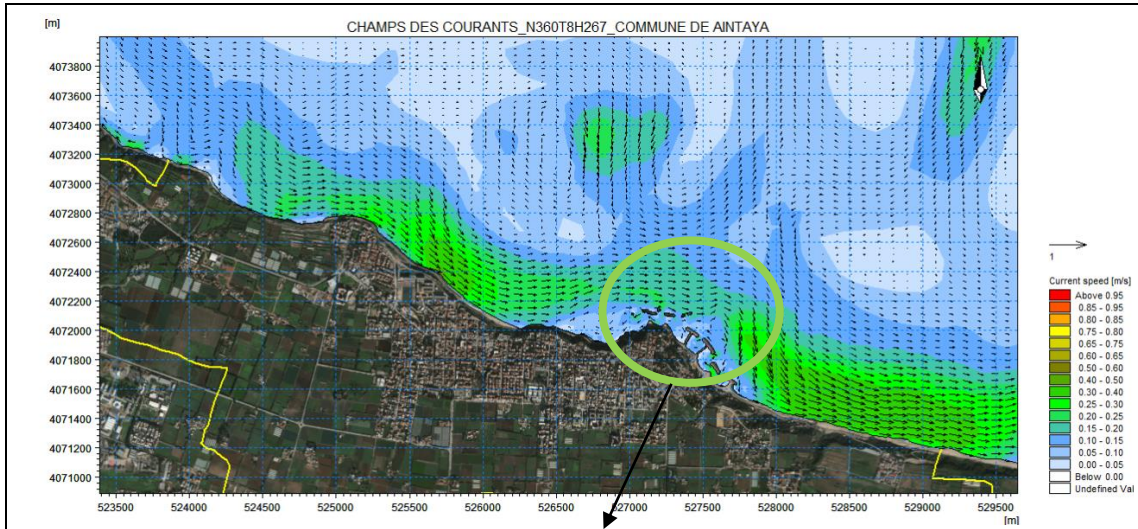
2- Courants côtiers induits (HD)



Sud Est => Ouest, $V_m = 0.25-0.30\text{m/s}$

Commune de Ain Taya : Champs des courants induits de la houle Nord Est N45

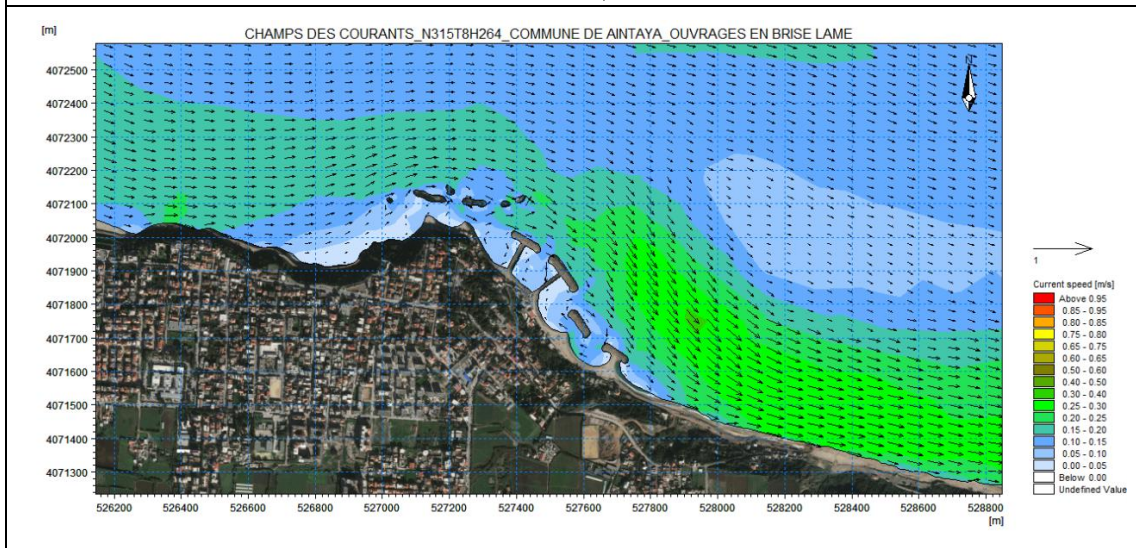
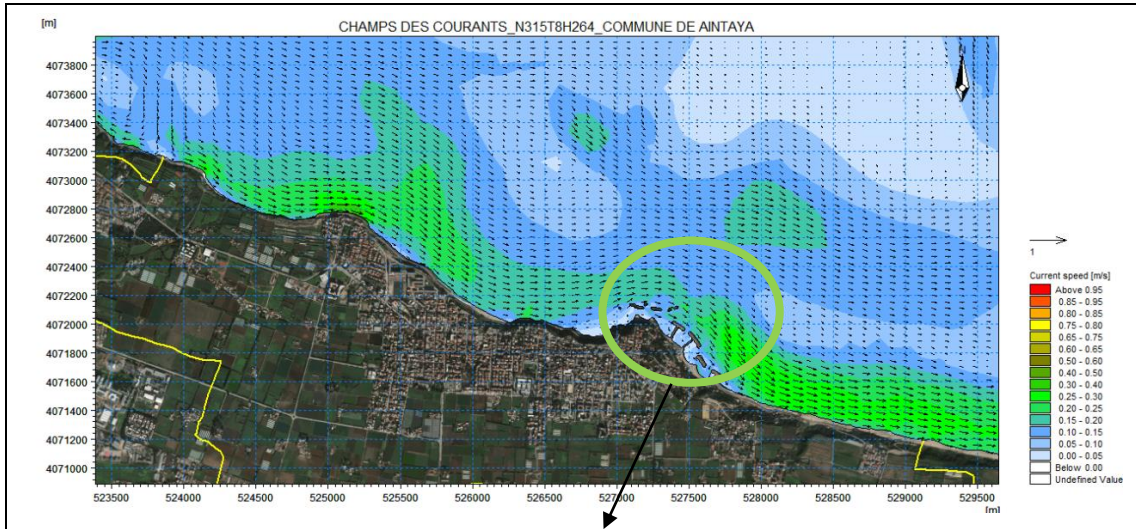
Evènement avec une houle de période de retour annuelle : $H_s = 2.56\text{ m}$ $T_p \text{ max} = 8\text{ s}$ (Niveau marin (NGA))



Ouest => Sud Est, $V_m = 0.25-0.30\text{m/s}$

Commune de Ain Taya : Champs des courants induits de la houle Nord N360

Evènement avec une houle de période de retour annuelle : $H_s = 2.67\text{ m}$ $T_p \text{ max} = 8\text{ s}$ (Niveau marin (NGA))

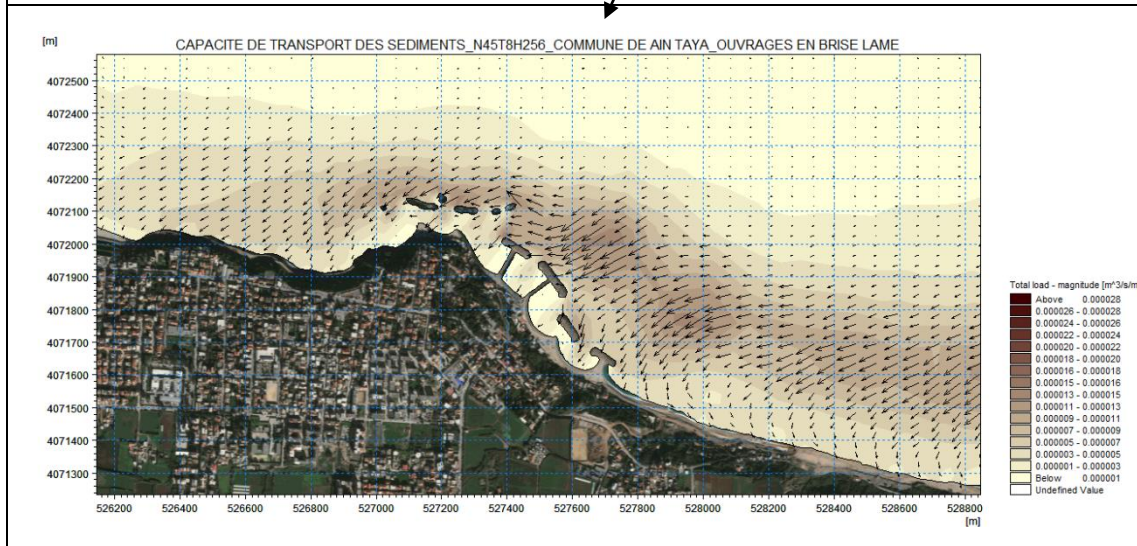
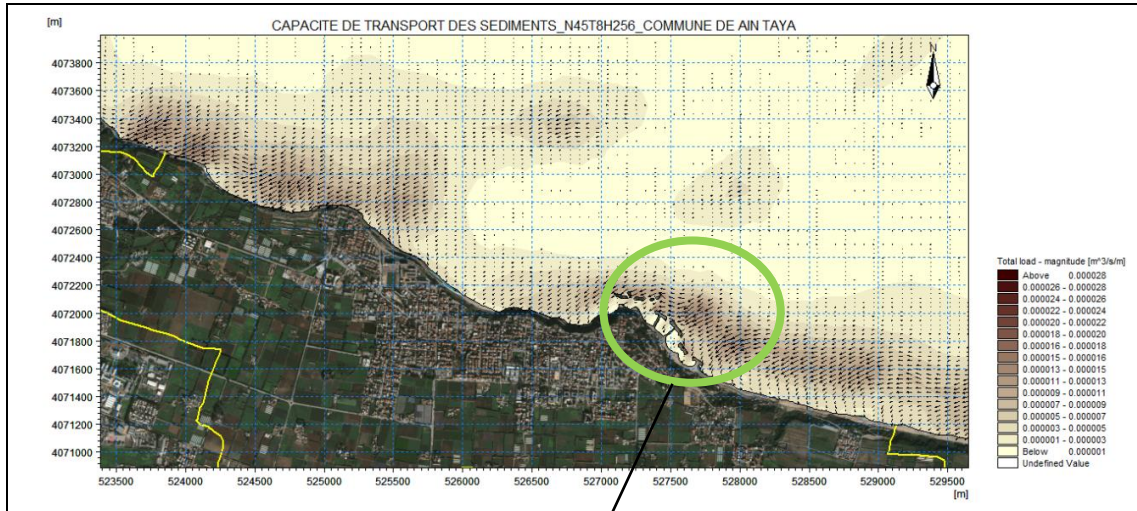


Ouest => Sud Est, $V_m = 0.25-0.30\text{m/s}$

Commune de Ain Taya : Champs des courants induits de la houle Nord Ouest N315

Evènement avec une houle de période de retour annuelle : $H_s = 2.64\text{ m}$ $T_p \text{ max} = 8\text{ s}$ (Niveau marin (NGA))

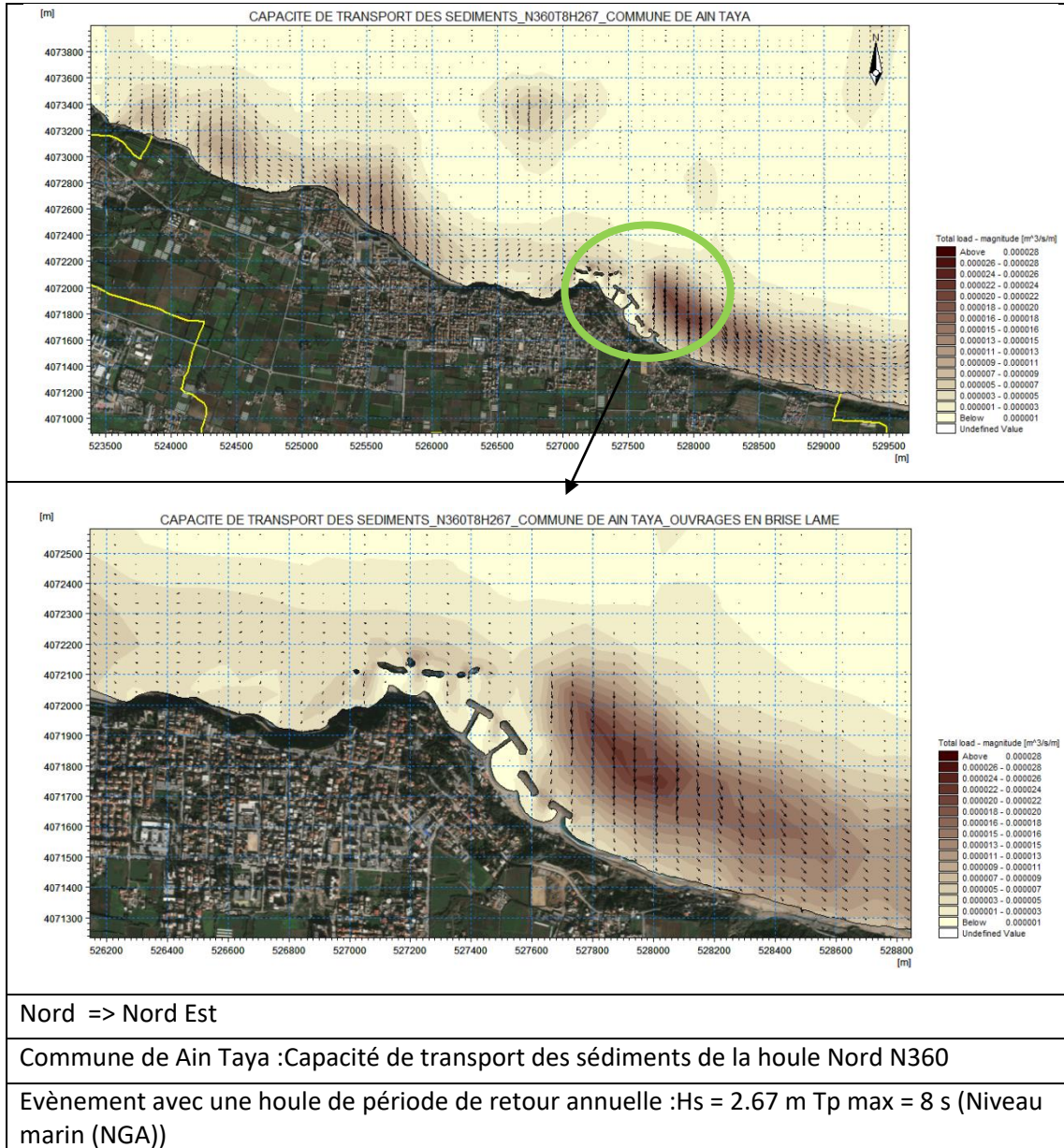
3- Capacité de transport des sédiments non cohésifs (ST)

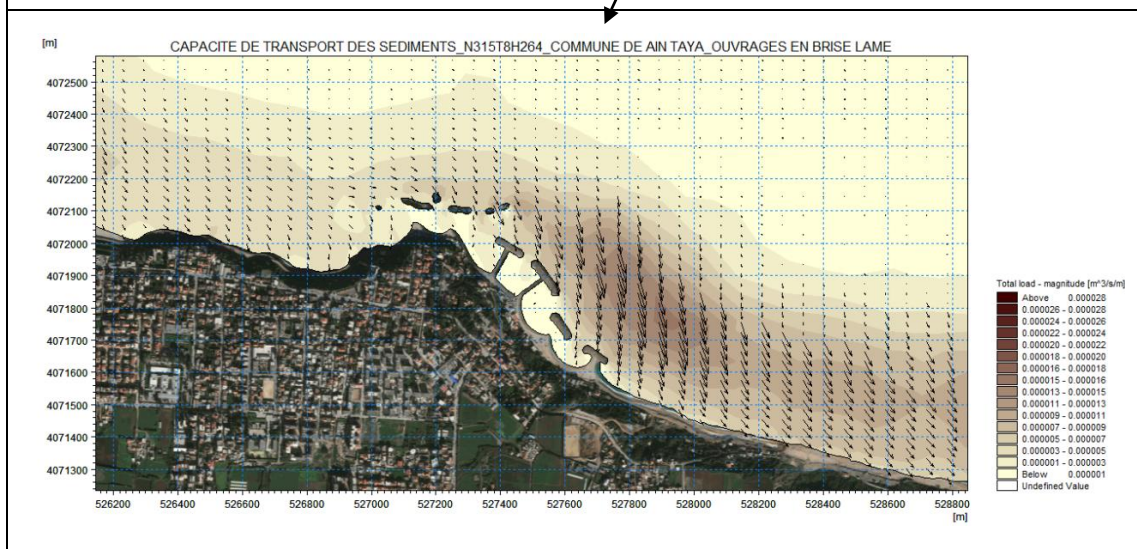
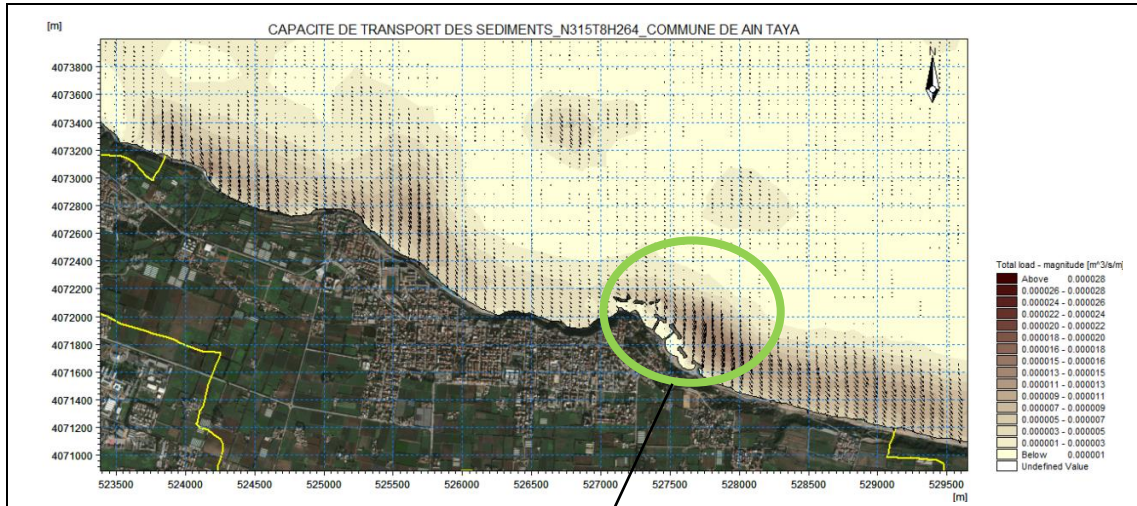


Nord Est => Sud Ouest

Commune de Ain Taya :Capacité de transport des sédiments de la houle Nord Est N45

Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.56 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))



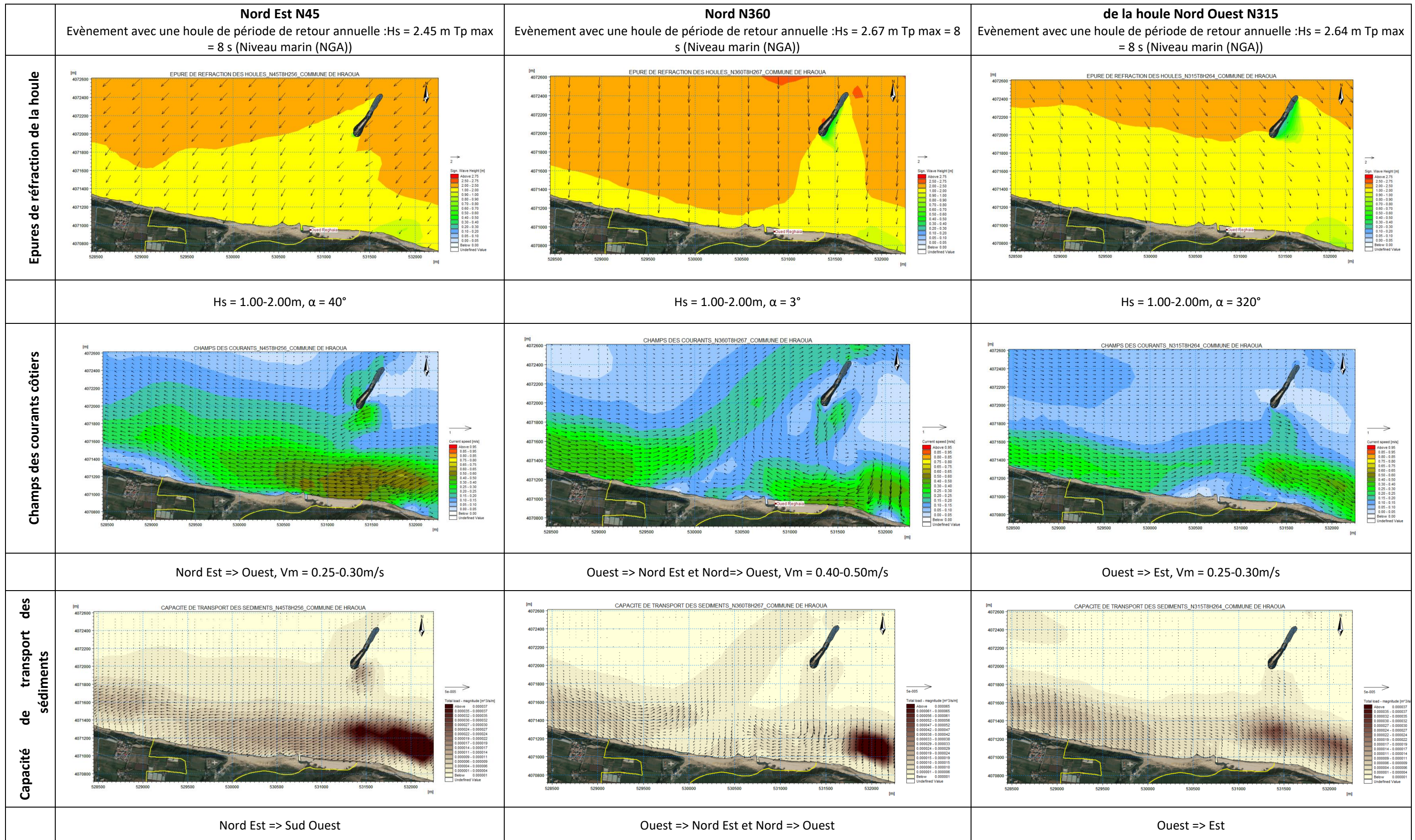


Nord Est => Sud Est

Commune de Ain Taya :Capacité de transport des sédiments de la houle Nord Ouest N315

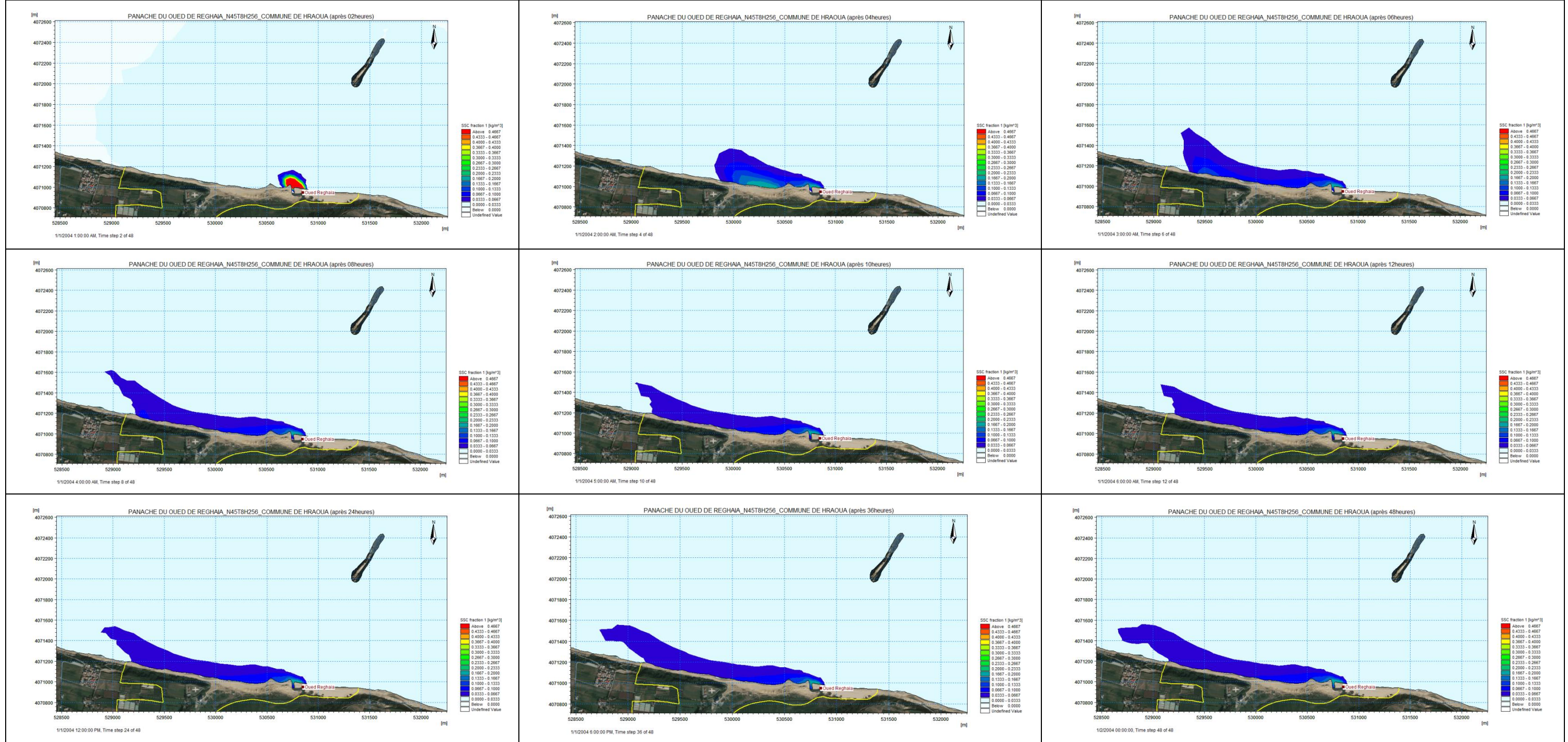
Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))

Commune de Hraoua

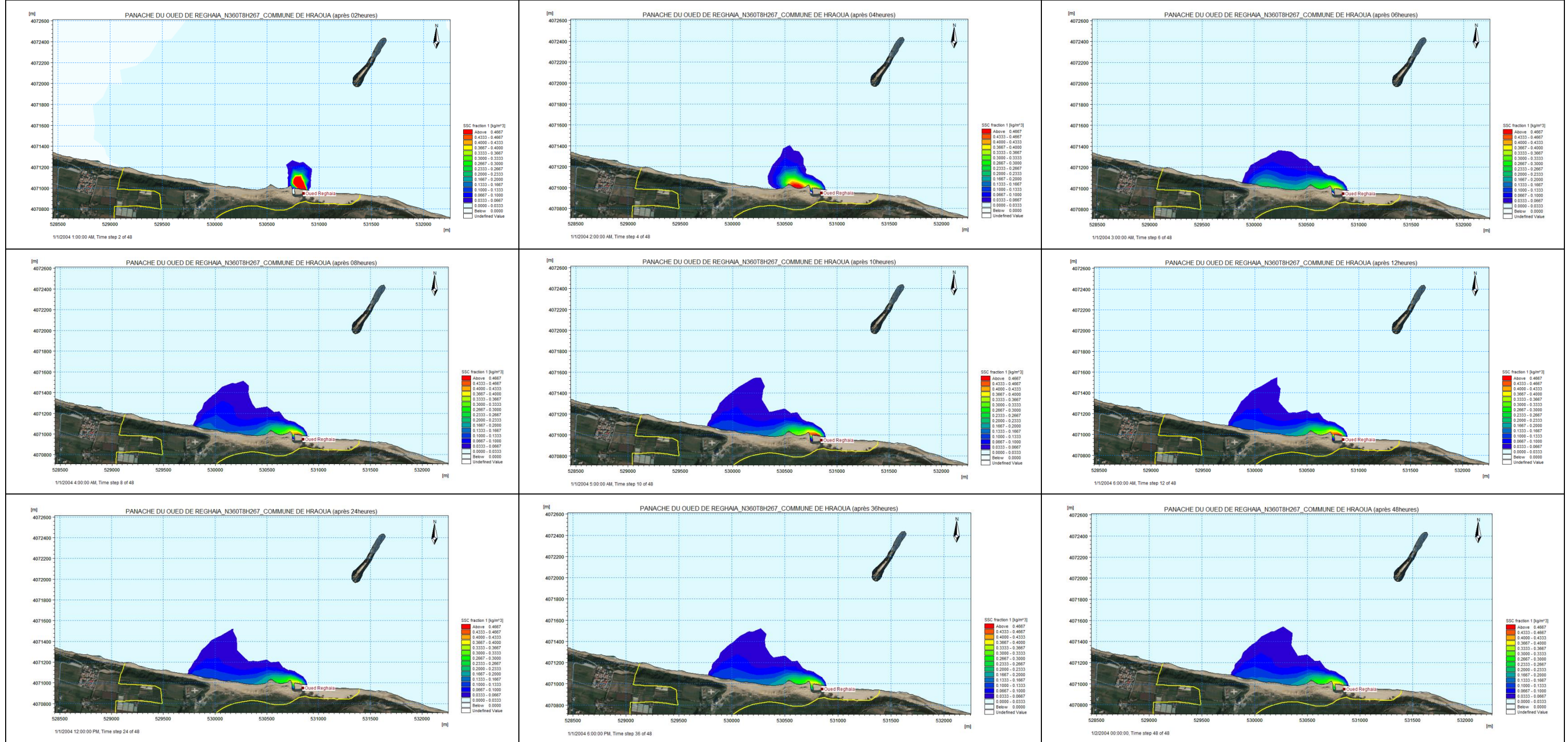


**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Réghaia**

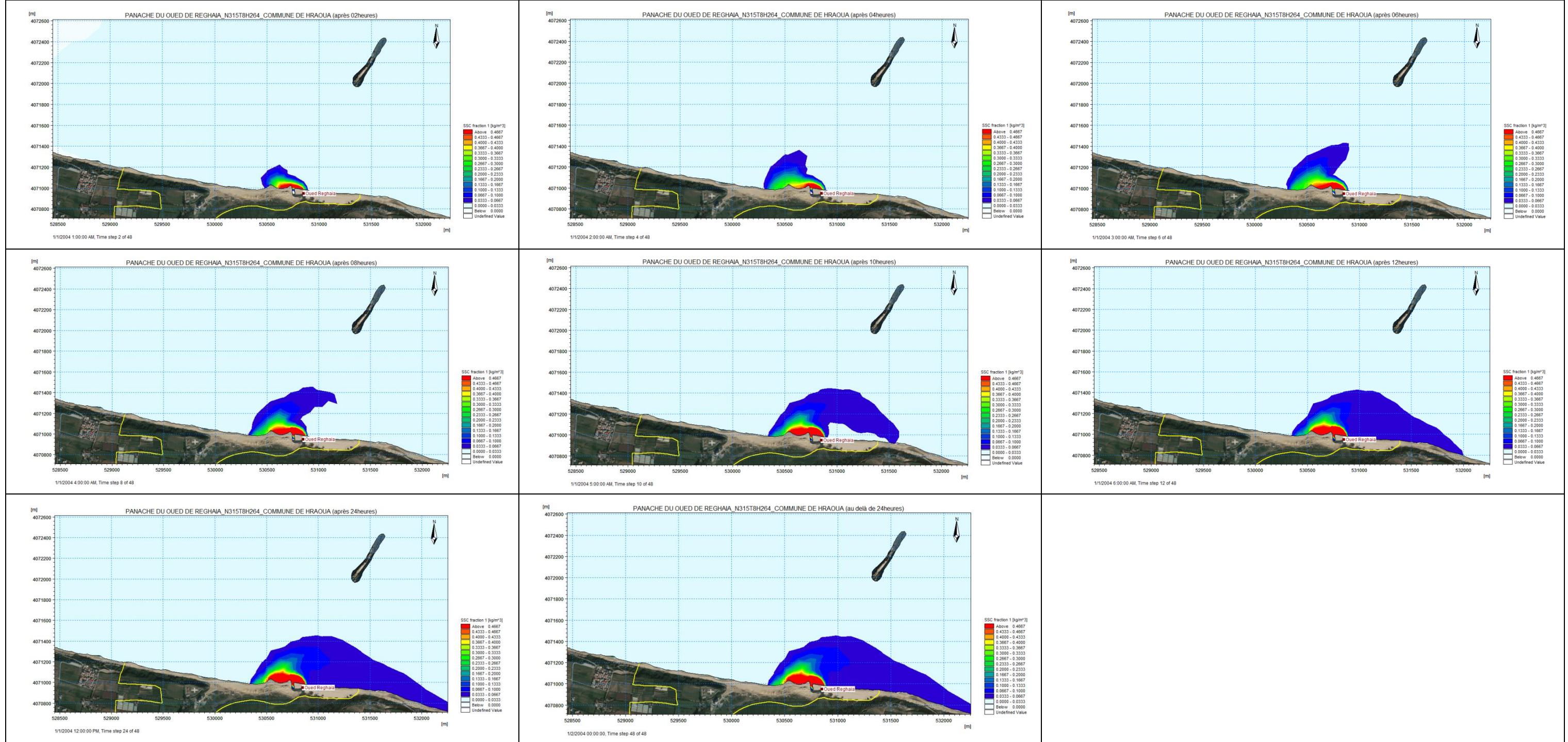
Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36et 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



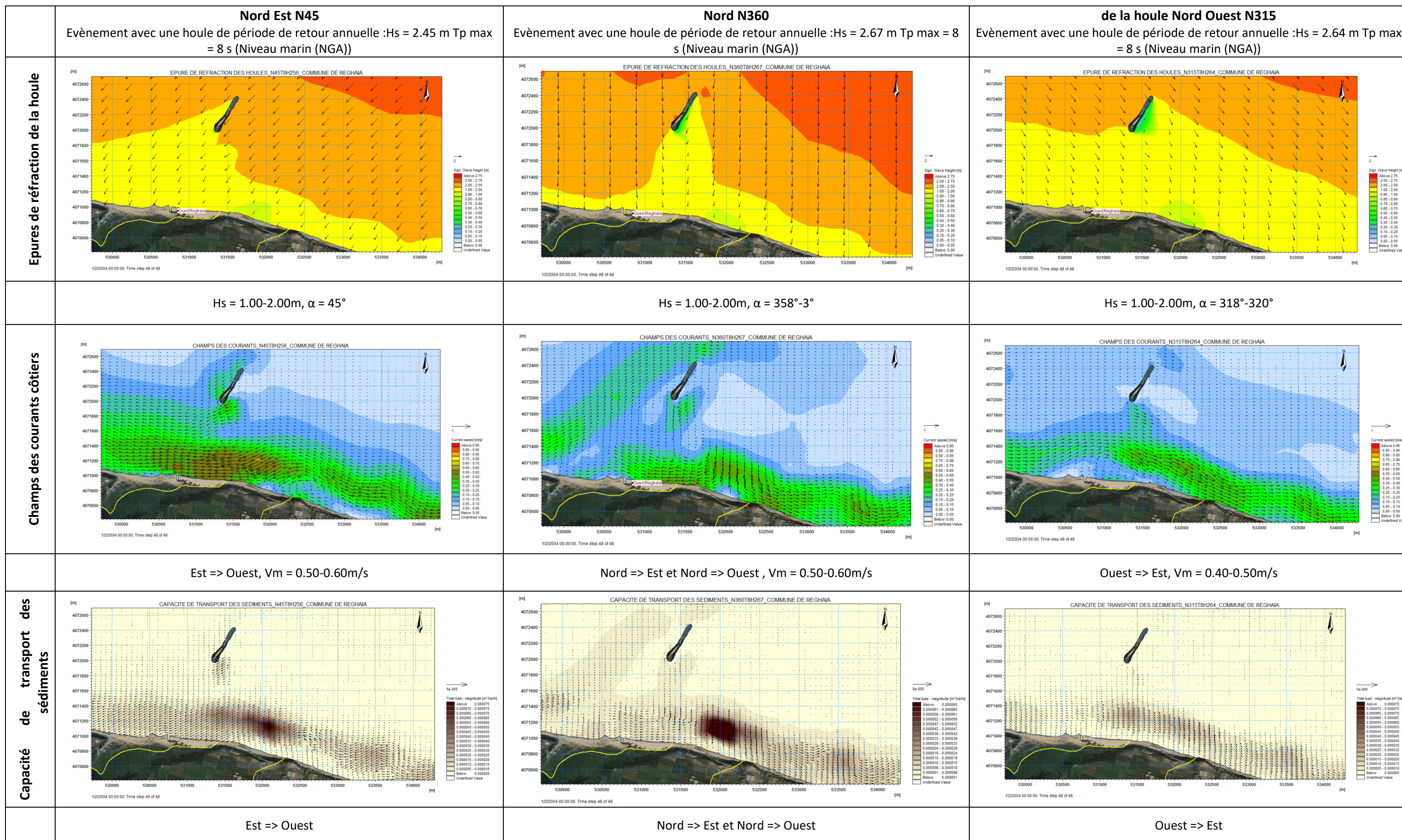
Evolution du panache du après 02,04,06,08,10,12,24,36et 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02,04,06,08,10,12,24 et au delà de 24 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m

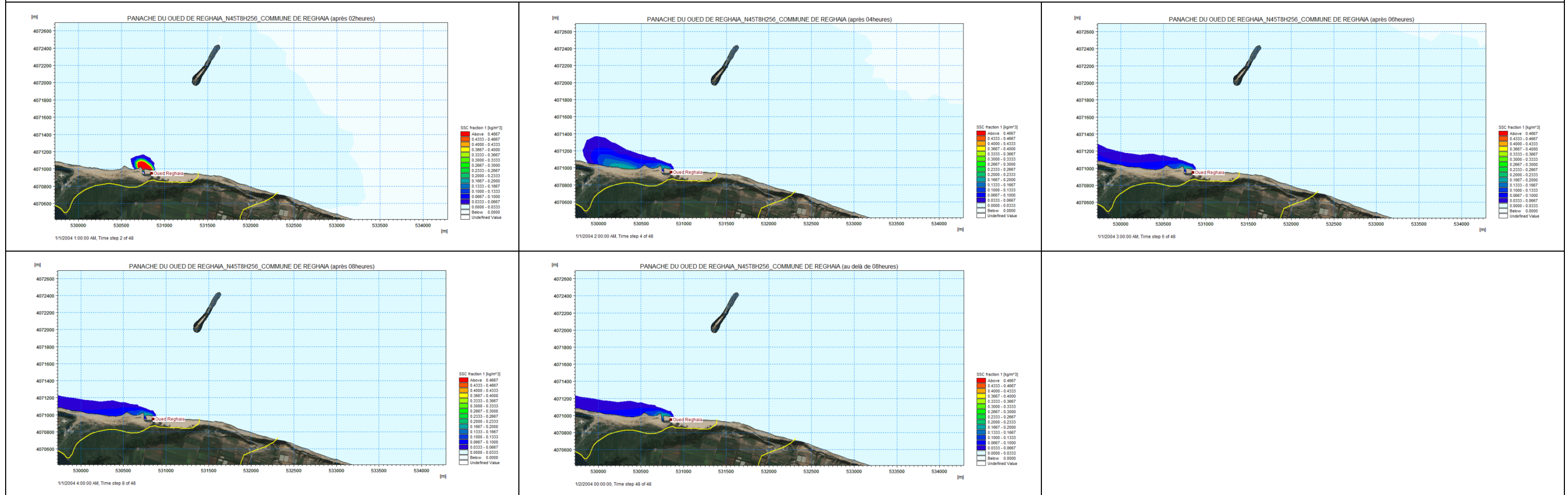


Commune de Réghaia

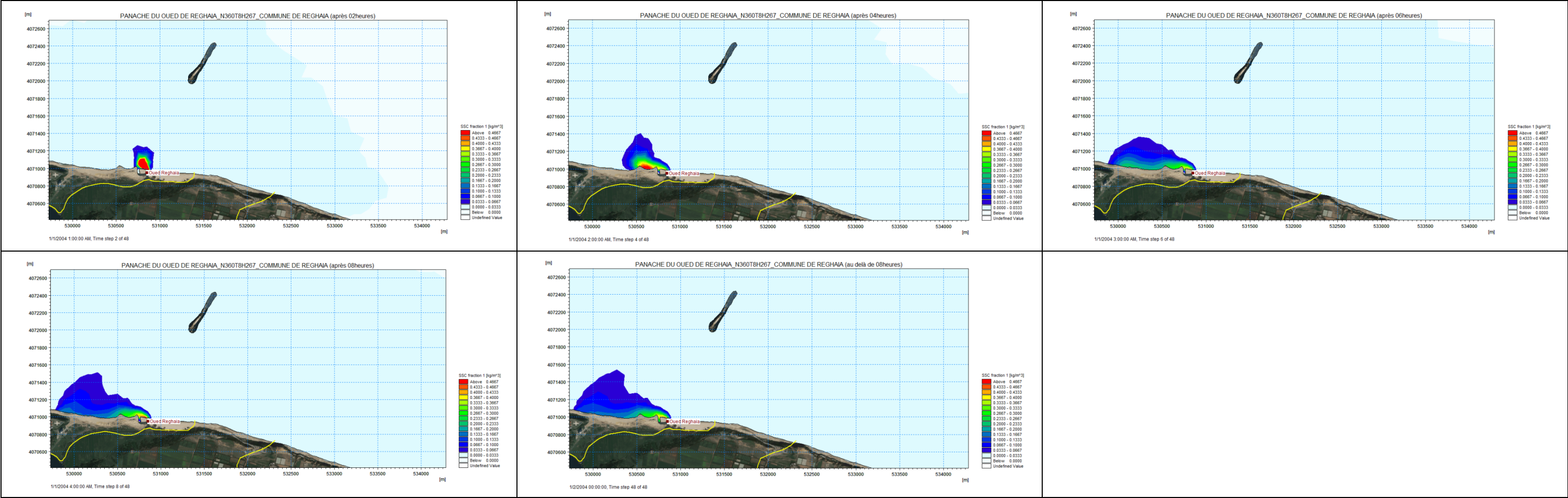


**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Réghaia**

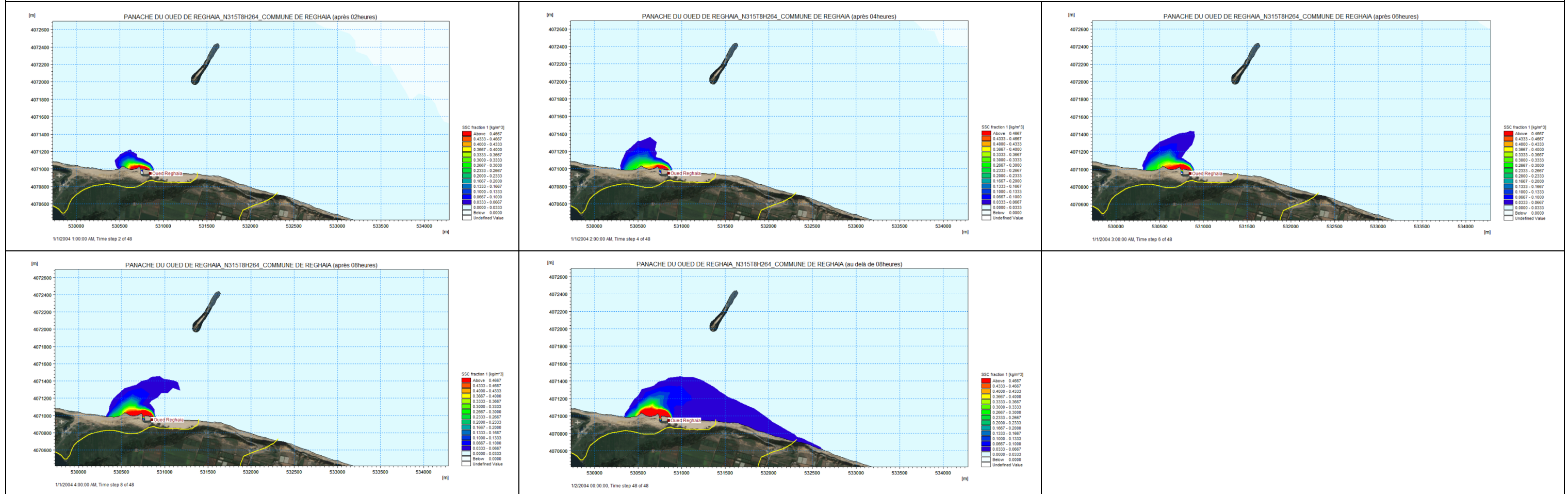
Evolution du panache après 02,04,06,08et au delà de 08 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



Evolution du panache du après 02,04,06,08 et au delà de 08 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02,04,06,08,10,12,24 et au delà de 24 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m

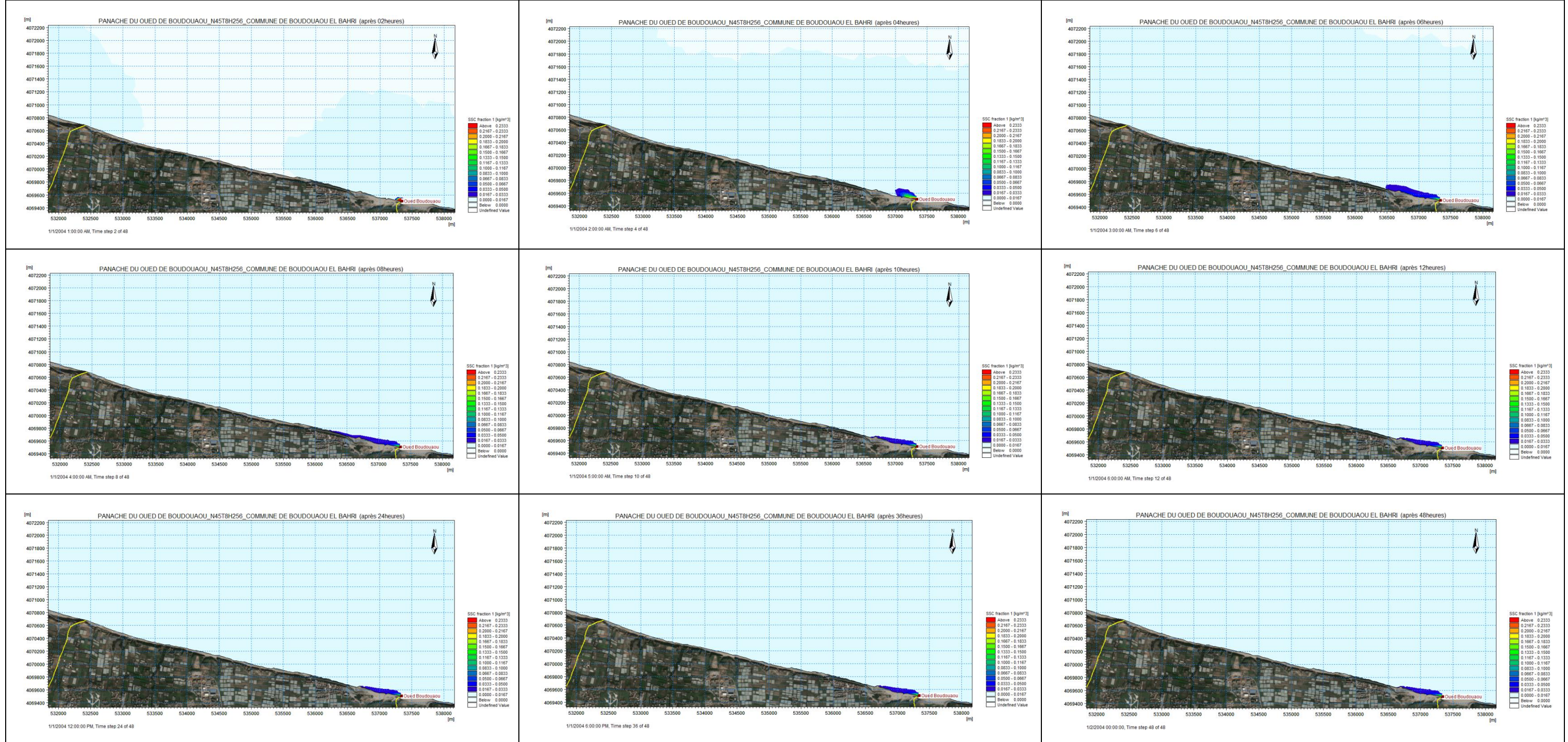


Commune de Boudouaou el Bahri

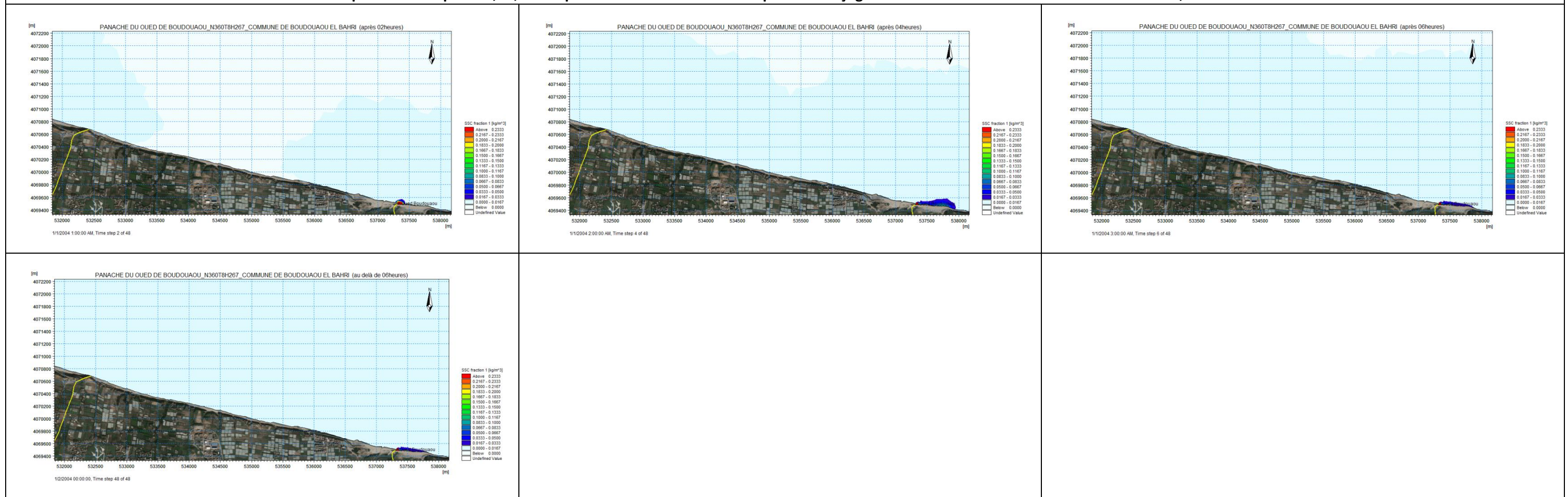
	Nord Est N45 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.45 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))	Nord N360 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))	de la houle Nord Ouest N315 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.64 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))
Epures de réfraction de la houle			
	Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 40^\circ-45^\circ$	Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 360^\circ-2^\circ$	Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 315^\circ-340^\circ$
Champs des courants côtiers			
	Est => Ouest, Vm = 0.50-0.60m/s	Nord => Est, Vm = 0.50-0.60m/s	Ouest => Est, Vm = 0.40-0.50m/s
Capacité de transport des sédiments			
	Est => Ouest	Nord => Est	Ouest => Est

**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Boudouaou el Bahri**

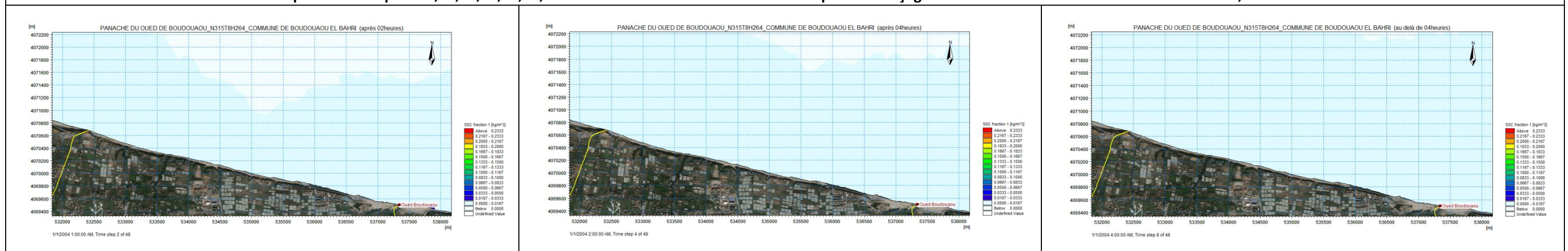
Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36et 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



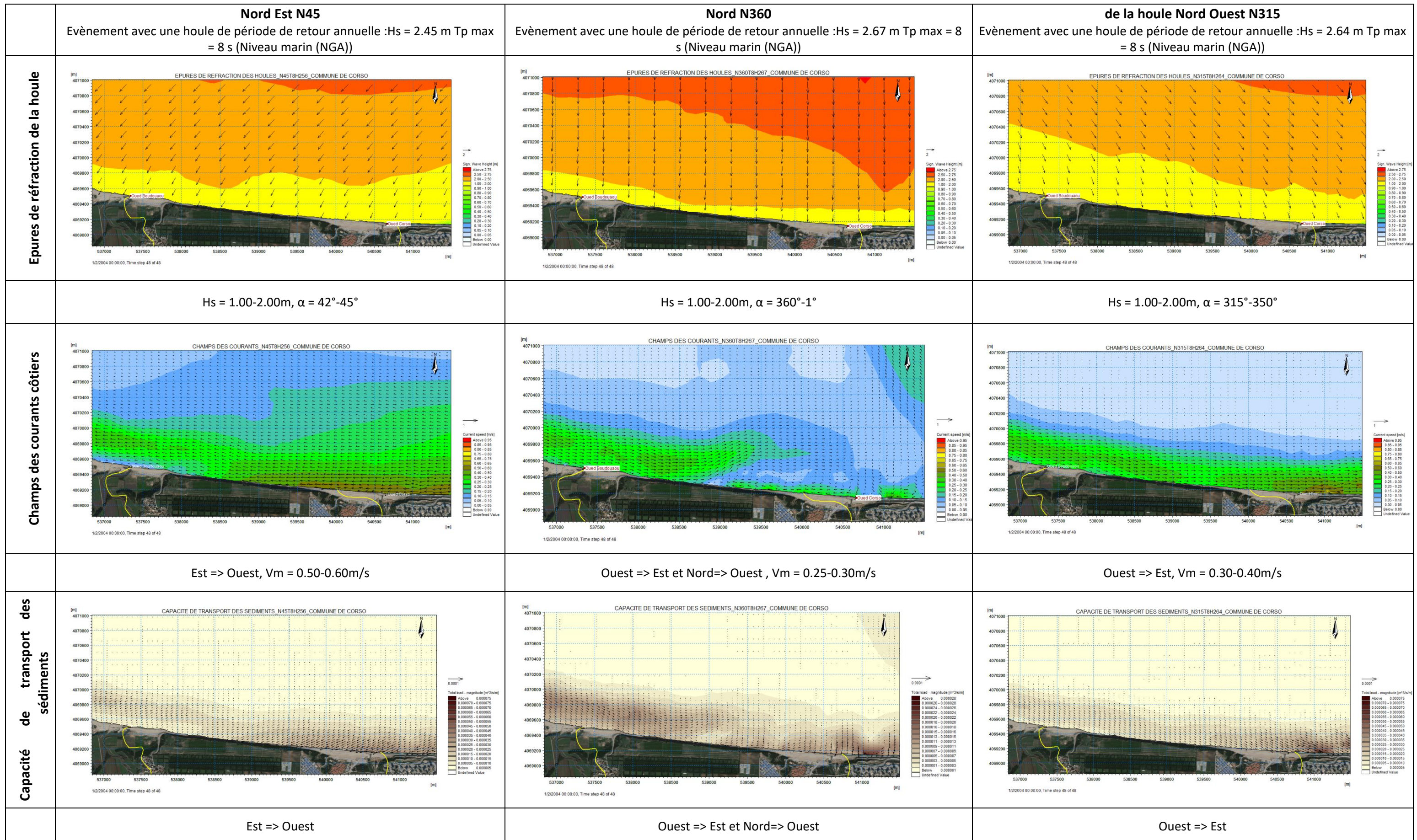
Evolution du panache du après 02,04,06 et après06 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02,04,06,08,10,12,24 etau delà de 24 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m

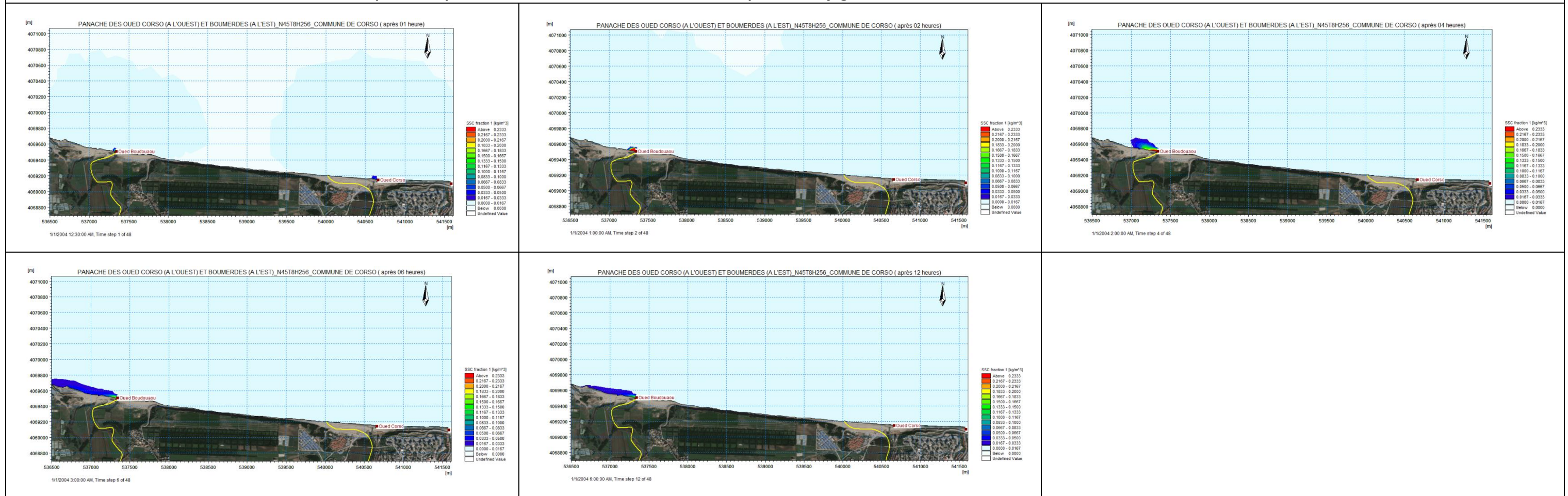


Commune de Corso

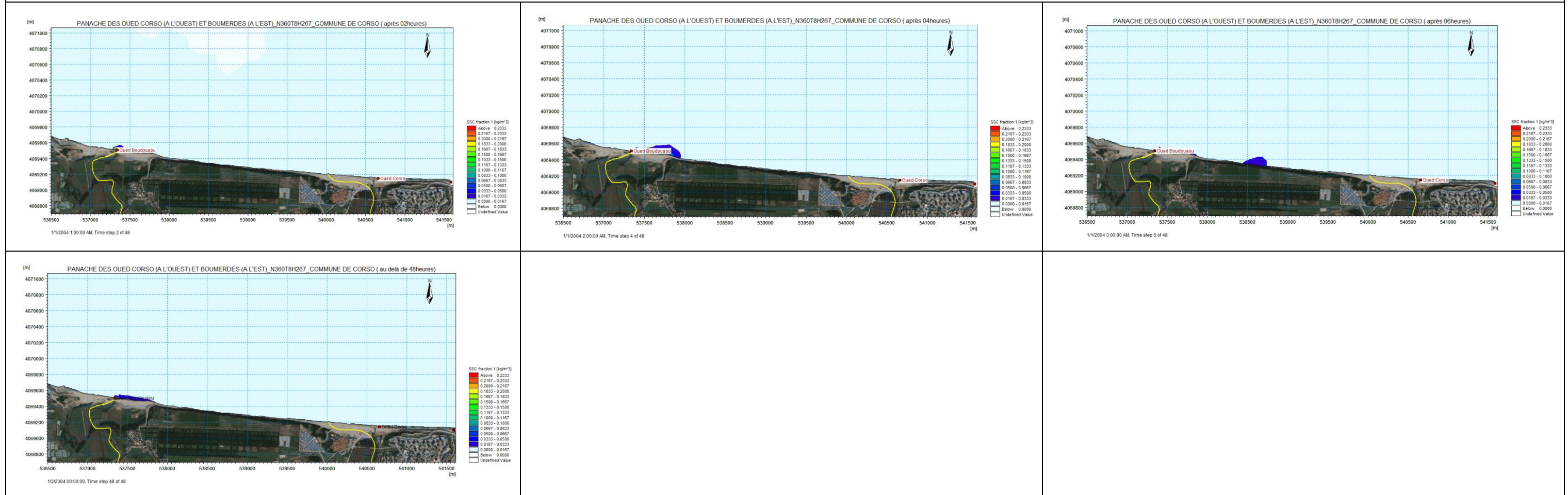


**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Boudouaou el Bahri et Oued
Corso**

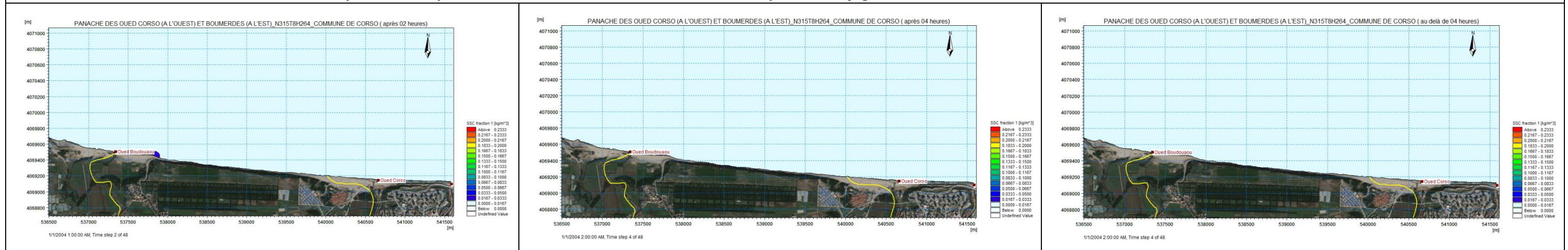
Evolution du panache après 01,02,04,06 et 12 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



Evolution du panache du après 02,04,06 et au delà de 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02,04 etau delà de 04 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m

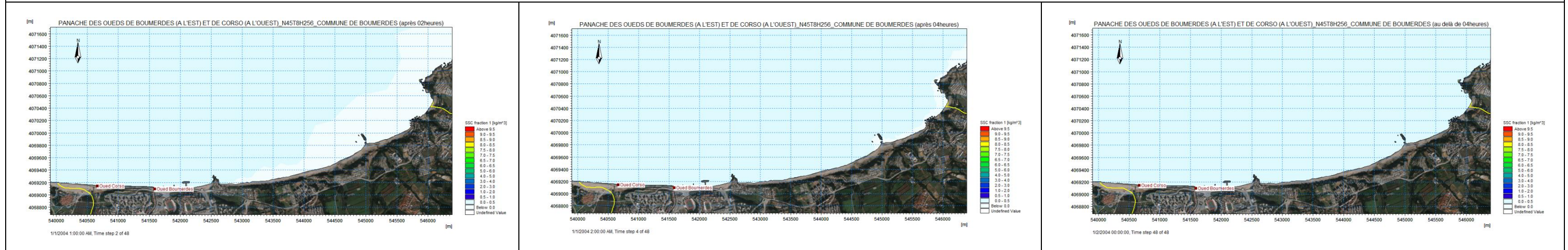


Commune de Boumerdes

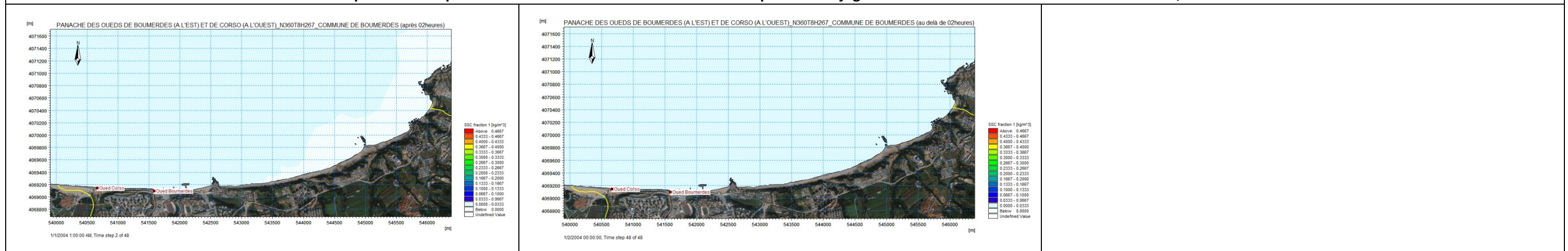
	<p align="center">Nord Est N45 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.45 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p align="center">Nord N360 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p align="center">de la houle Nord Ouest N315 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.64 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>
<p align="center">Epures de réfraction de la houle</p>	<p align="center">EPURES DE REFRACTION DES HOULES_N45T8H256_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">EPURES DE REFRACTION DES HOULES_N360T8H267_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">EPURES DE REFRACTION DES HOULES_N315T8H264_COMMUNE DE BOUMERDES</p>
	<p align="center">Hs = 0.70-0.80m, $\alpha = 35^\circ-45^\circ$</p>	<p align="center">Hs = 0.40-1.00m, $\alpha = 354^\circ-0^\circ$</p>	<p align="center">Hs = 0.40-1.00m, $\alpha = 315^\circ-320^\circ$</p>
<p align="center">Champs des courants côtiers</p>	<p align="center">CHAMPS DES COURANTS_N45T8H256_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">CHAMPS DES COURANTS_N360T8H267_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">CHAMPS DES COURANTS_N315T8H264_COMMUNE DE BOUMERDES</p>
	<p align="center">Est => Ouest, Vm = 0.30-0.48m/s</p>	<p align="center">Est => Ouest, Vm = 0.42-0.50m/s</p>	<p align="center">Ouest => Est, Vm = 0.30-0.40m/s</p>
<p align="center">Capacité de transport des sédiments</p>	<p align="center">CAPACITE DE TRANSPORT DES SEDIMENTS_N45T8H256_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">CAPACITE DE TRANSPORT DES SEDIMENTS_N360T8H267_COMMUNE DE BOUMERDES</p>	<p align="center">CAPACITE DE TRANSPORT DES SEDIMENTS_N315T8H264_COMMUNE DE BOUMERDES</p>
	<p align="center">Est => Ouest</p>	<p align="center">Est => Ouest</p>	<p align="center">Ouest => Est</p>

Analyse des résultats des simulations numériques de la propagation du panache des sédiments fins transportés en suspension lors des crues du Oued Corso et Oued Boumerdes

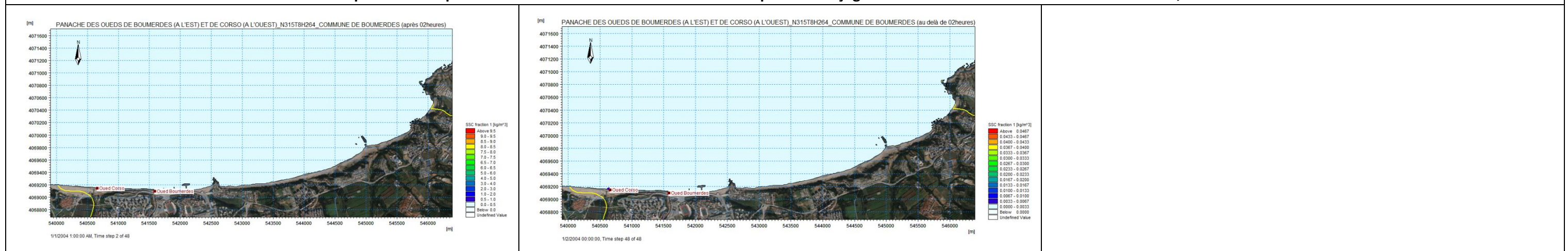
Evolution du panache après 02,04 et au delà 04 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



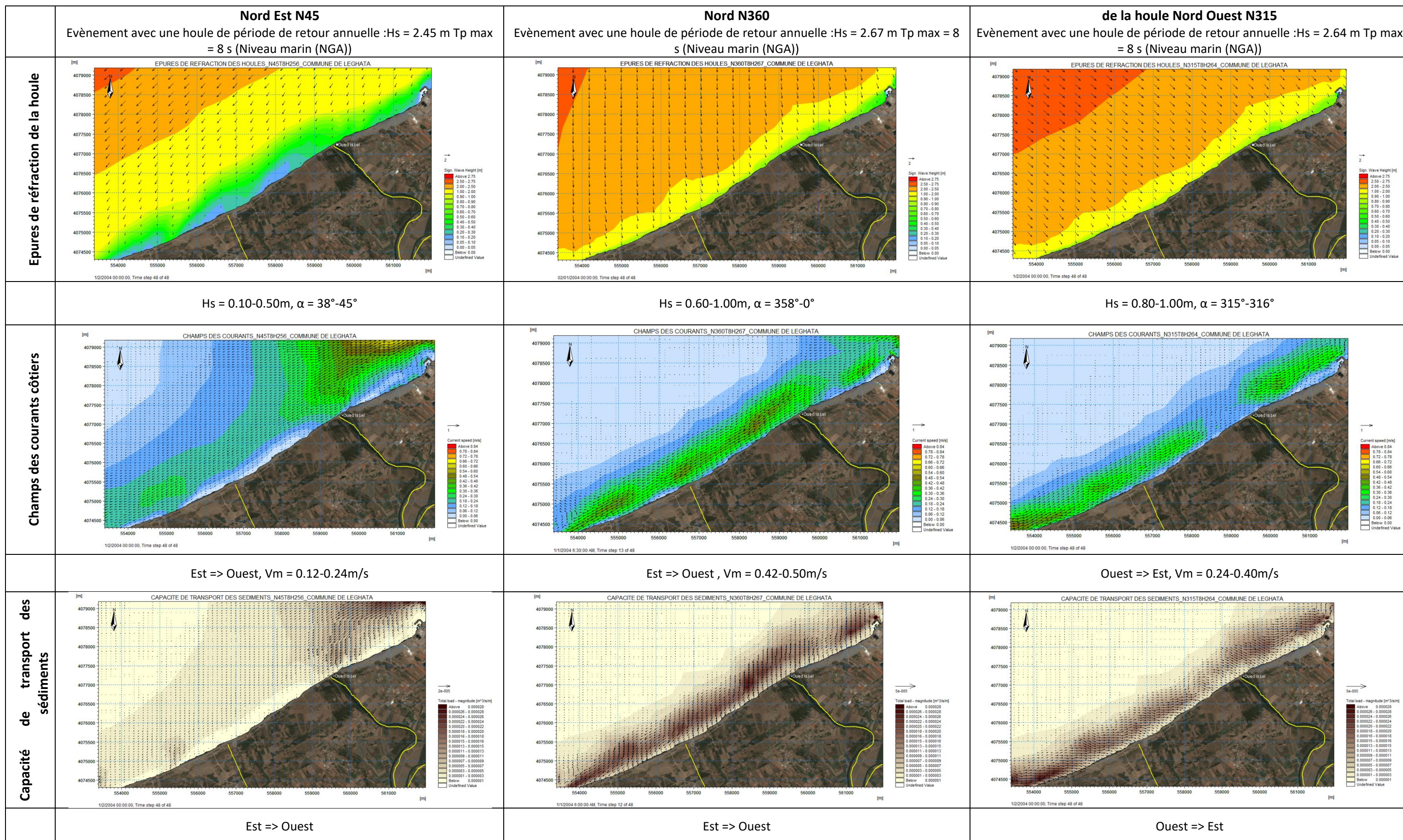
Evolution du panache du après 02 et au delà de 02 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02 et au delà de 02 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m

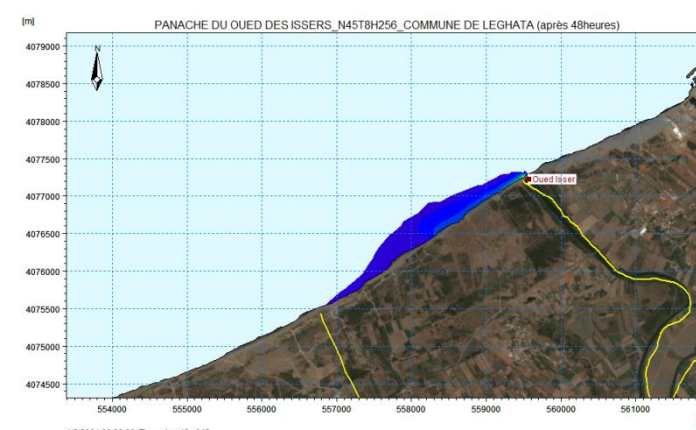
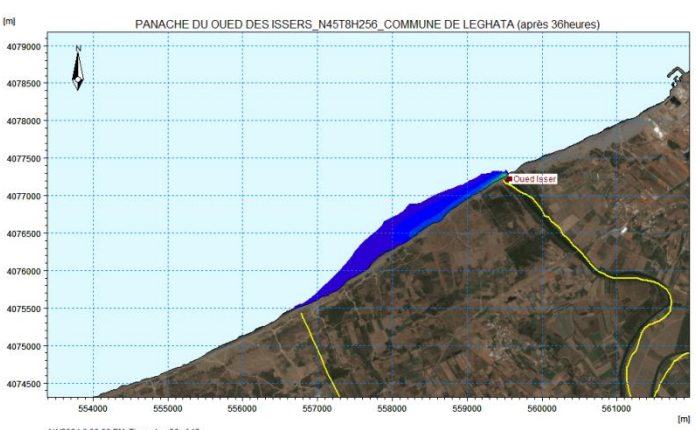
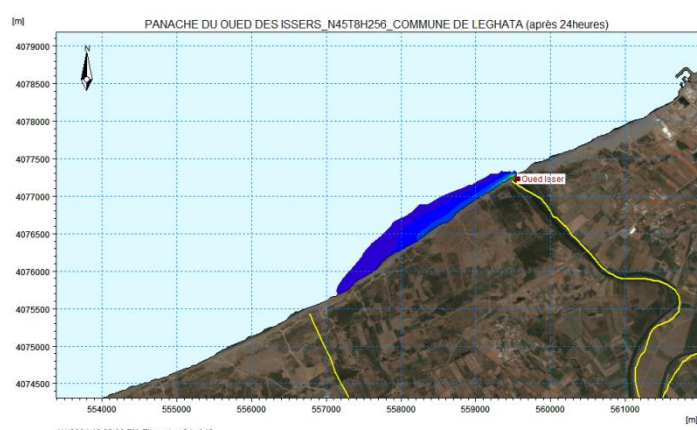
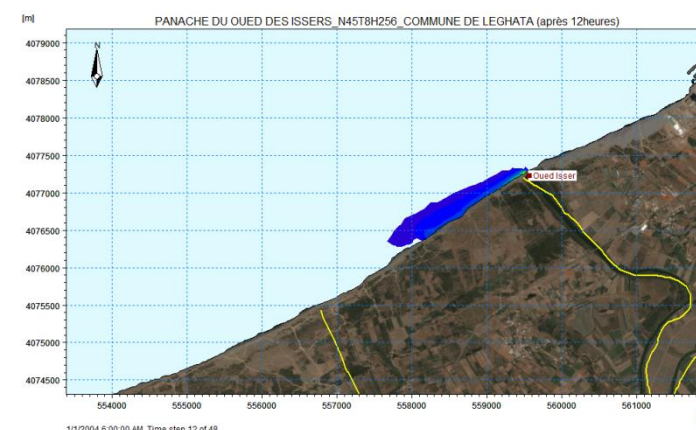
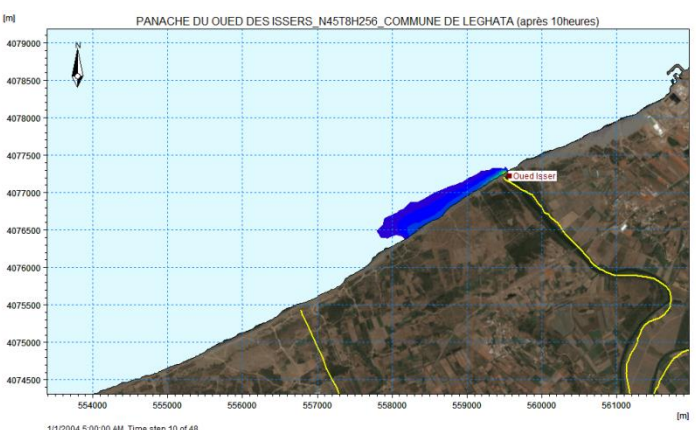
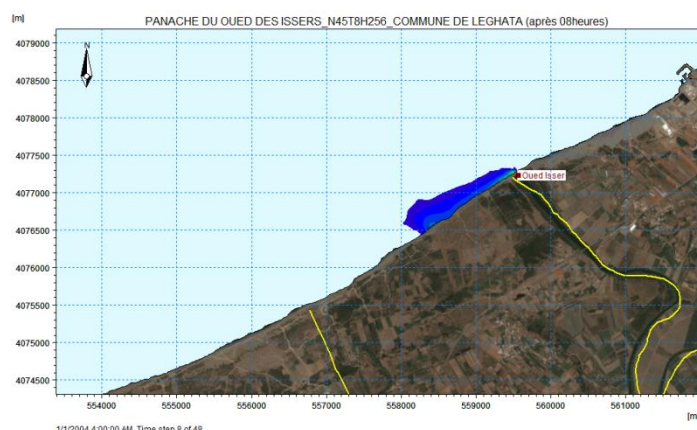
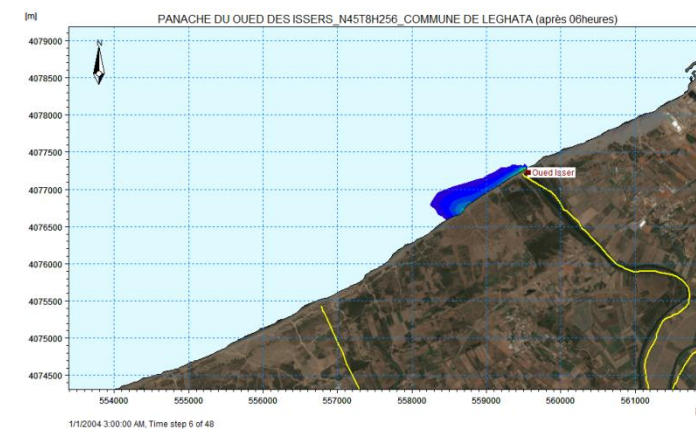
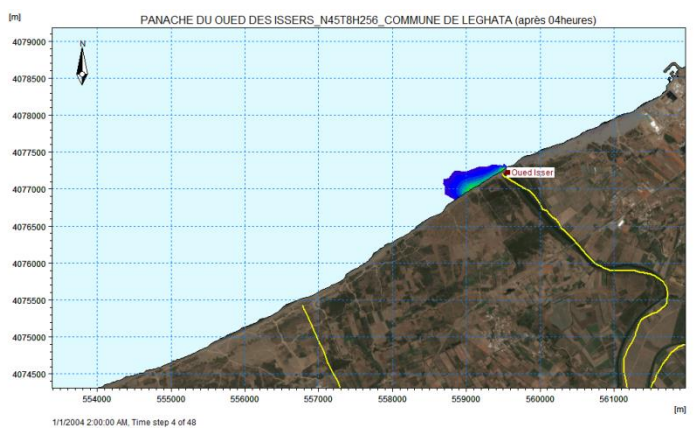
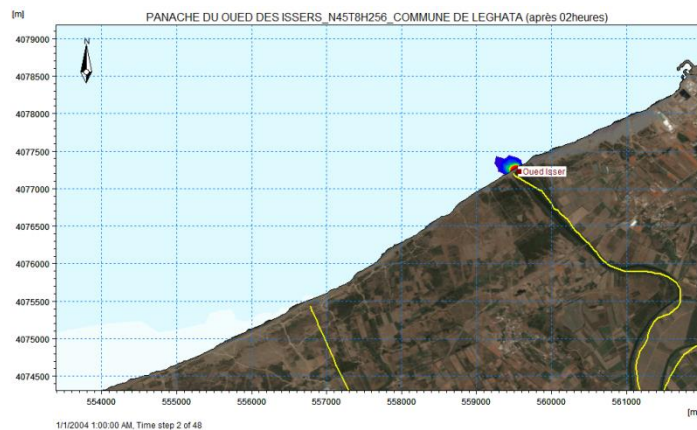


Commune de Leghata

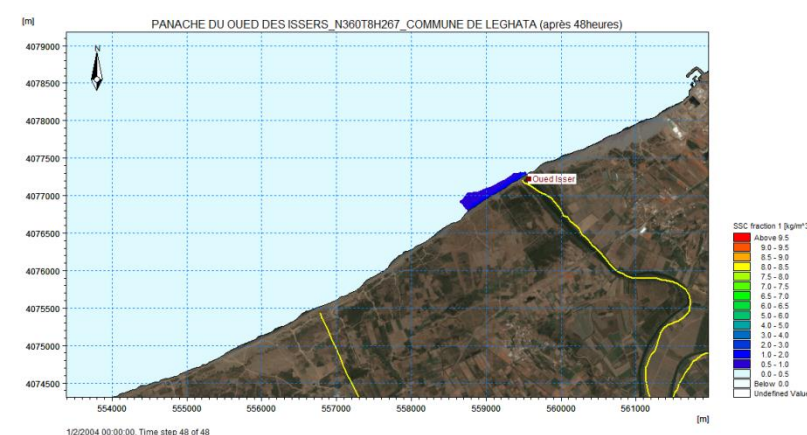
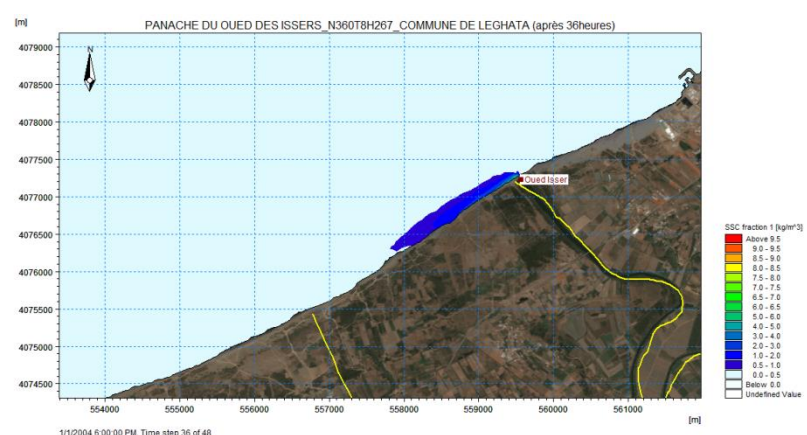
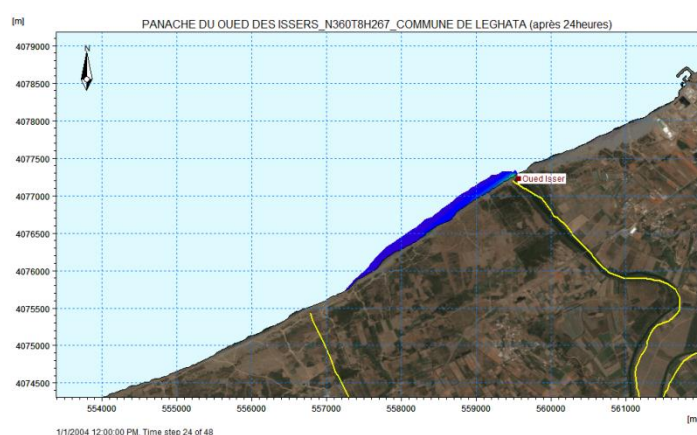
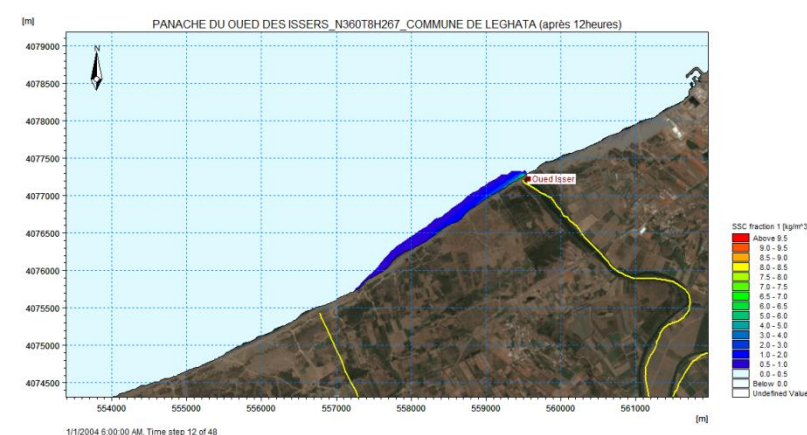
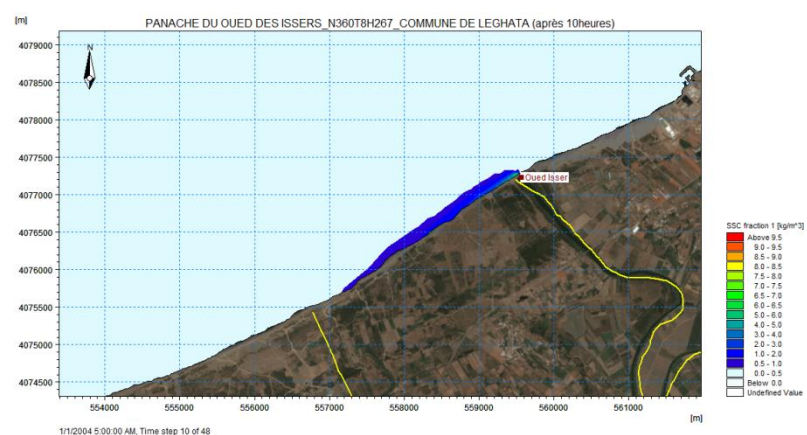
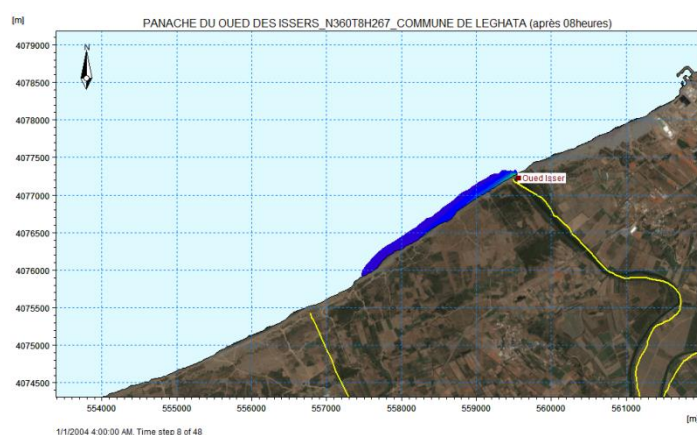
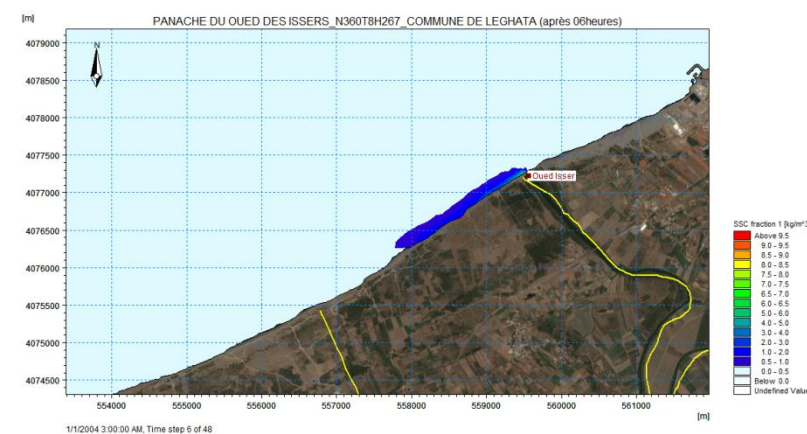
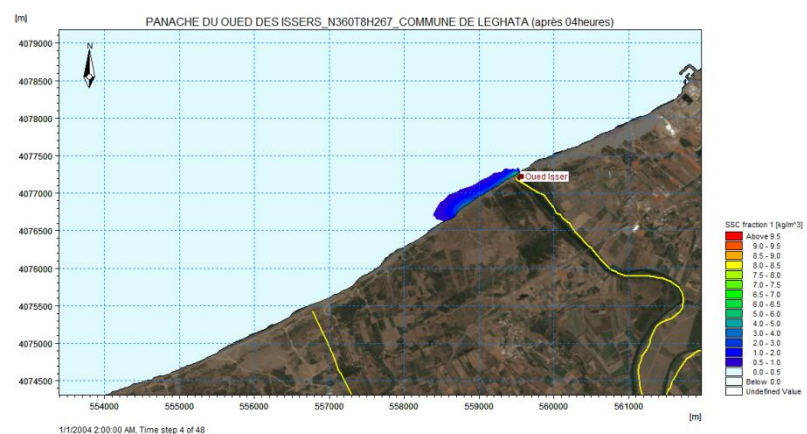
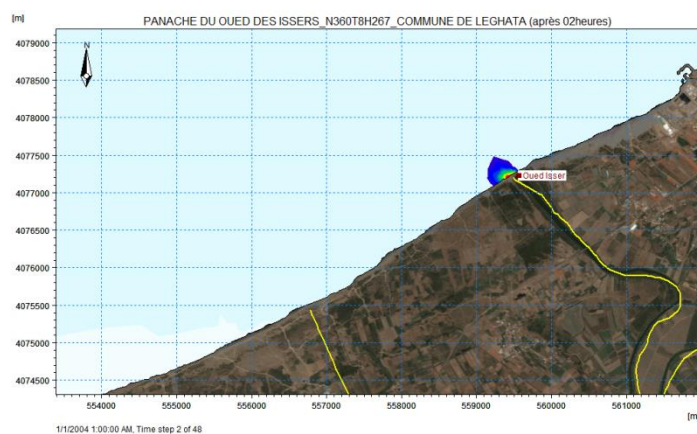


**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Isser**

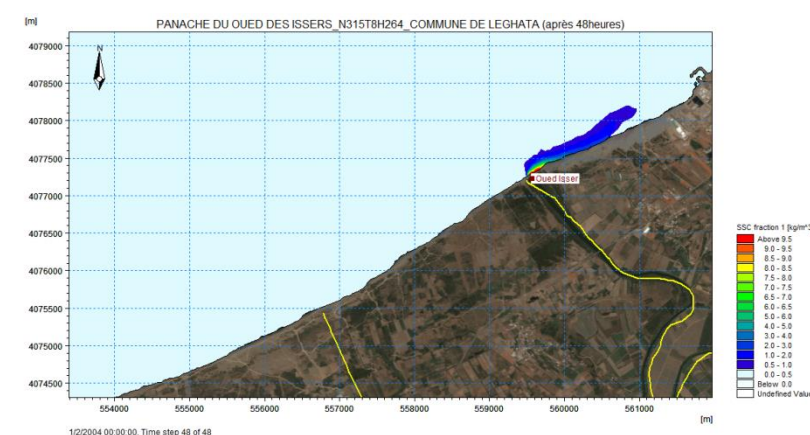
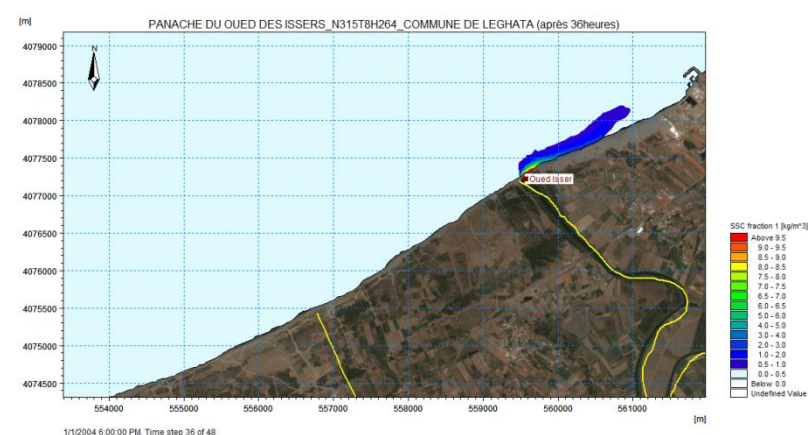
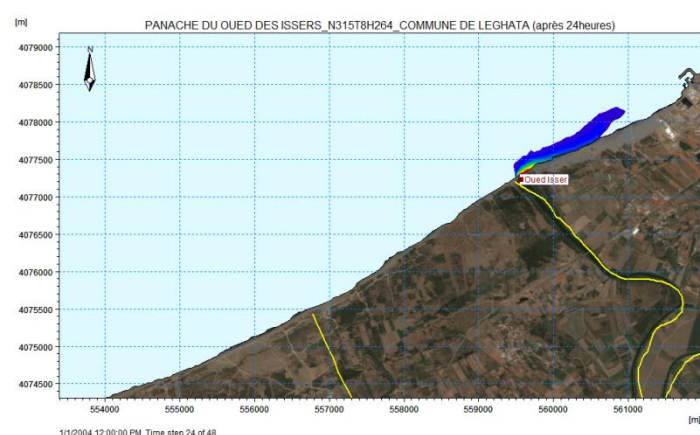
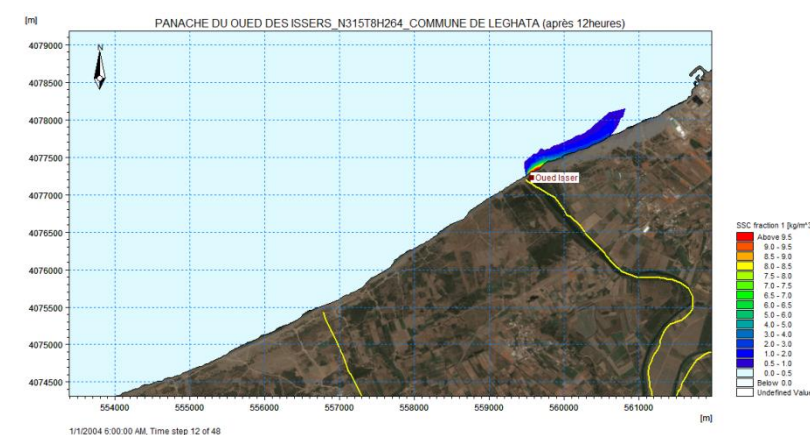
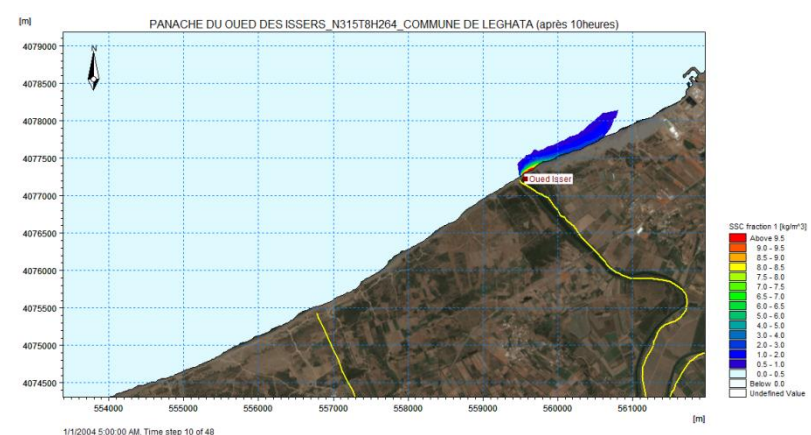
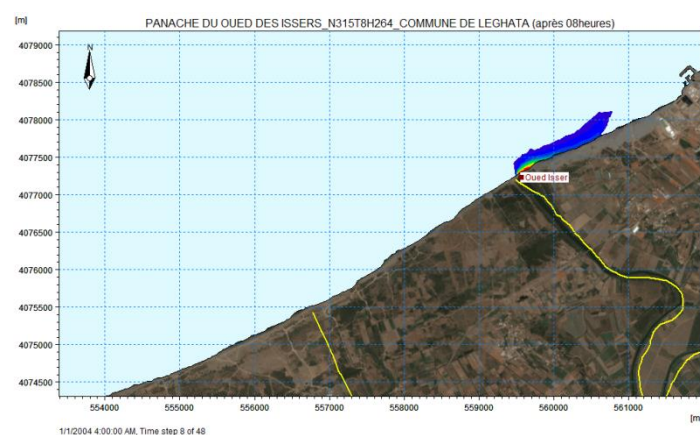
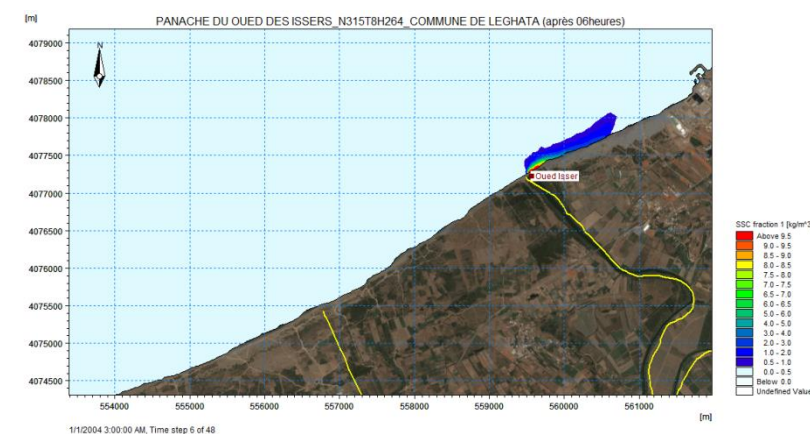
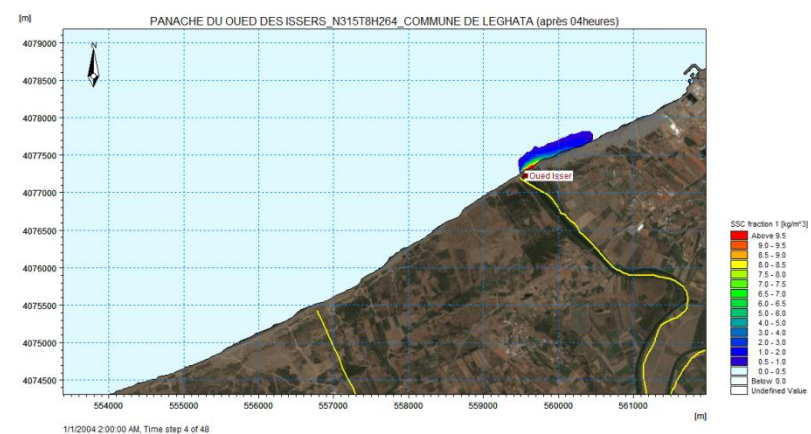
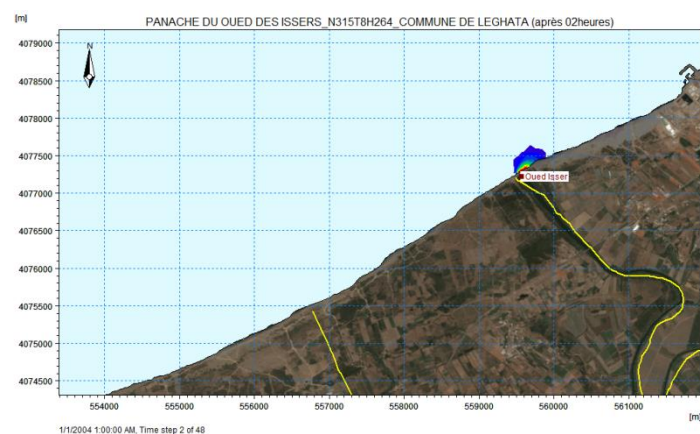
Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36 et48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36 et 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02 et au delà de 02 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m



Commune de Zemmouri

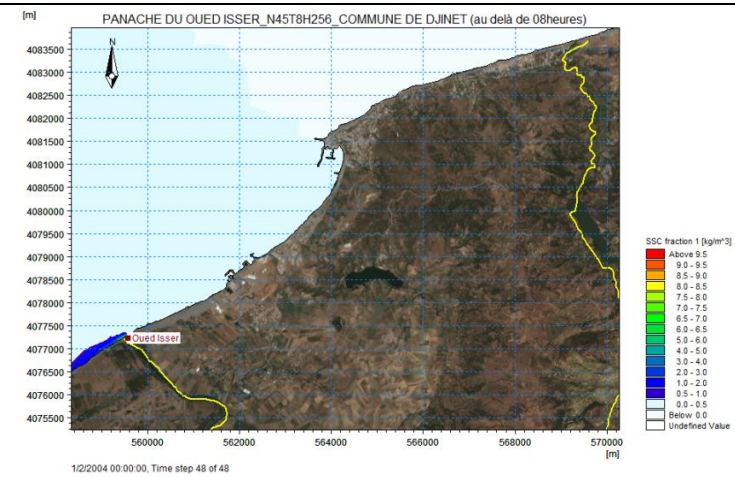
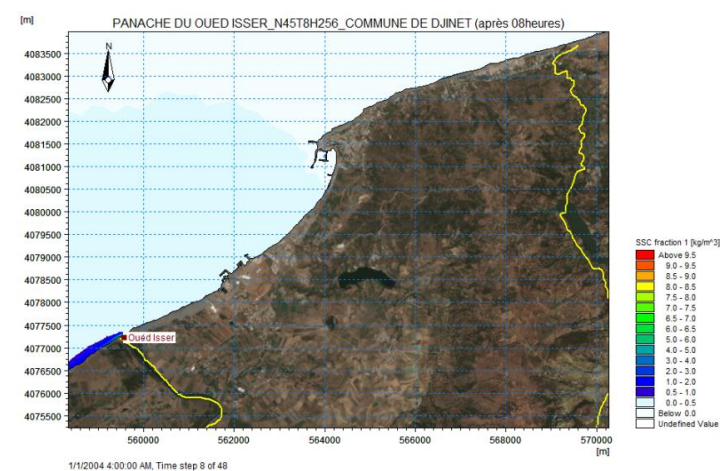
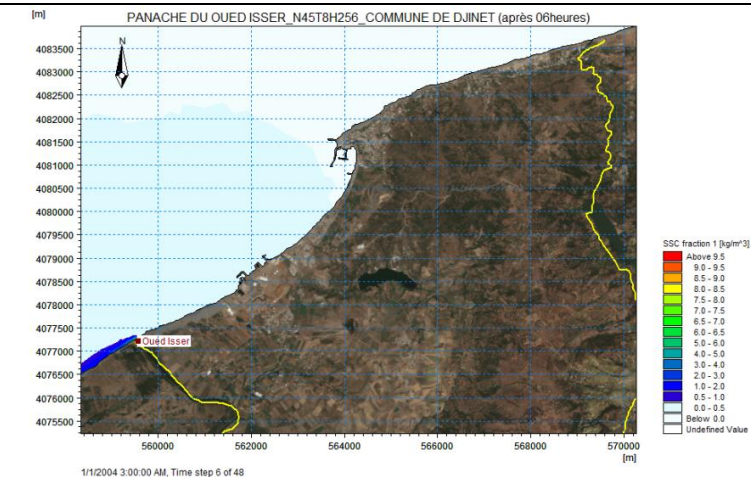
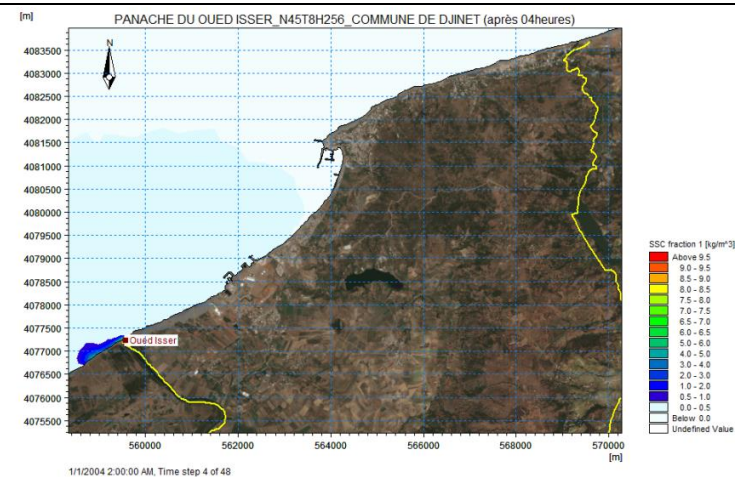
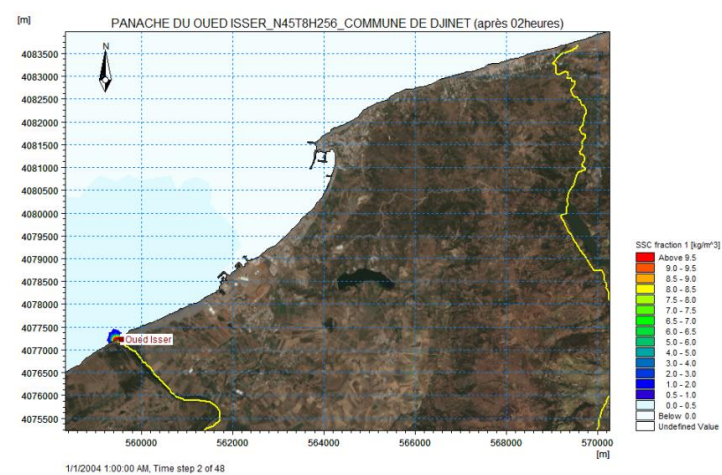
	<p align="center">Nord Est N45 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.45 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p align="center">Nord N360 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p align="center">Nord Ouest N315 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.64 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>
<p>Epures de réfraction de la houle</p>			
	<p align="center">Hs = 0.50-0.60m, $\alpha = 30^\circ-45^\circ$</p>	<p align="center">Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 357^\circ-0^\circ$</p>	<p align="center">Hs = 0.80-1.00m, $\alpha = 315^\circ-320^\circ$</p>
<p>Champs des courants côtiers</p>			
	<p align="center">Est => Ouest, Vm = 0.12-0.30m/s</p>	<p align="center">Est => Ouest, Vm = 0.18-0.50m/s</p>	<p align="center">Ouest => Est, Vm = 0.20-0.60m/s</p>
<p>Capacité de transport des sédiments</p>			
	<p align="center">Est => Ouest</p>	<p align="center">Est => Ouest</p>	<p align="center">Ouest => Est</p>

Commune de Djinet

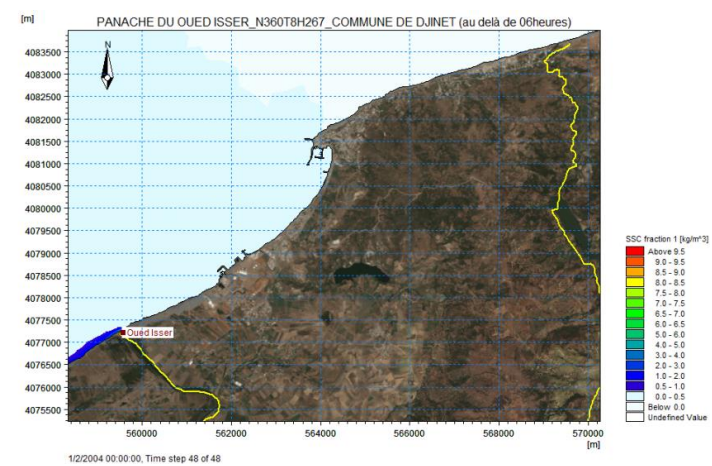
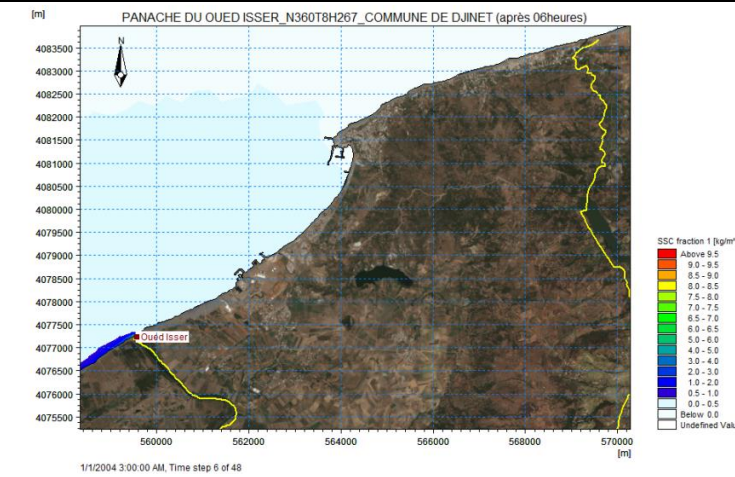
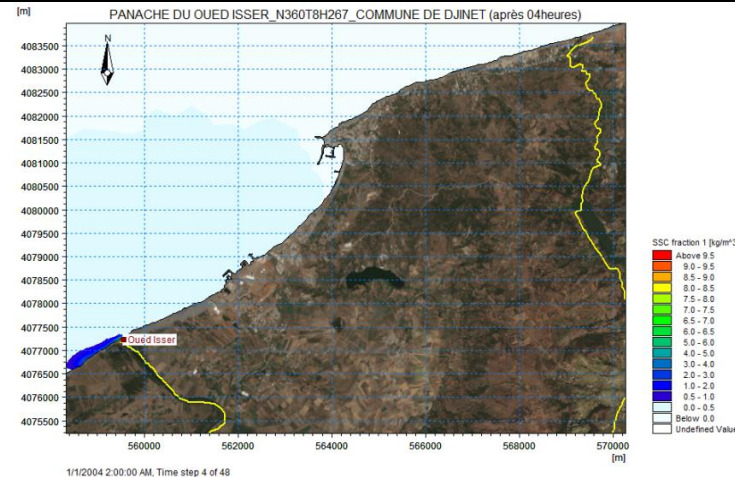
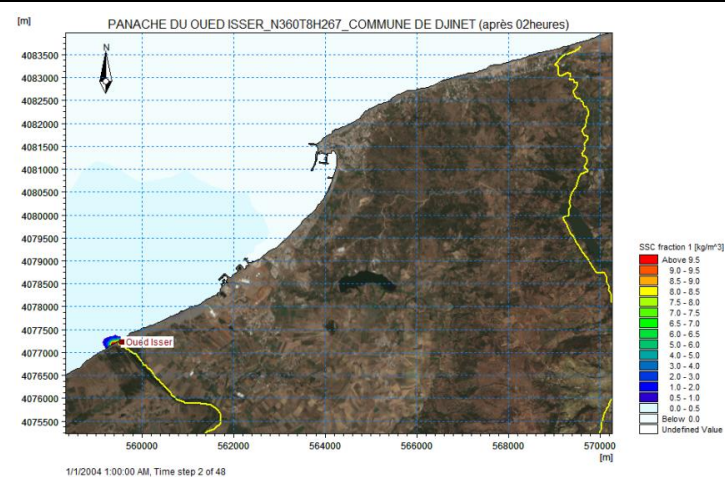
	<p>Nord Est N45 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.45 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p>Nord N360 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p>Nord Ouest N315 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.64 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>	<p>Ouest N270 Evènement avec une houle de période de retour annuelle :Hs = 2.67 m Tp max = 8 s (Niveau marin (NGA))</p>
<p>Epures de réfraction de la houle</p>				
	<p>Hs = 0.70-1.00m, $\alpha = 0^\circ-5^\circ$</p>	<p>Hs = 1.00-2.00m, $\alpha = 357^\circ-0^\circ$</p>	<p>Hs = 0.80-1.00m, $\alpha = 315^\circ-318^\circ$</p>	<p>Hs = 0.60-1.00m, $\alpha = 270^\circ-290^\circ$</p>
<p>Champs des courants côtiers</p>				
	<p>Est => Ouest, Vm = 0.12-0.42m/s</p>	<p>Est => Ouest, Vm = 0.30-0.54m/s</p>	<p>Ouest => Est, Vm = 0.18-0.54m/s</p>	<p>Ouest => Est, Vm = 0.18-0.54m/s</p>
<p>Capacité de transport des sédiments</p>				
	<p>Est => Ouest</p>	<p>Est => Ouest</p>	<p>Ouest => Est</p>	<p>Ouest => Est</p>

**Analyse des résultats des simulations
numériques de la propagation du panache des
sédiments fins transportés en suspension lors
des crues du Oued Isser**

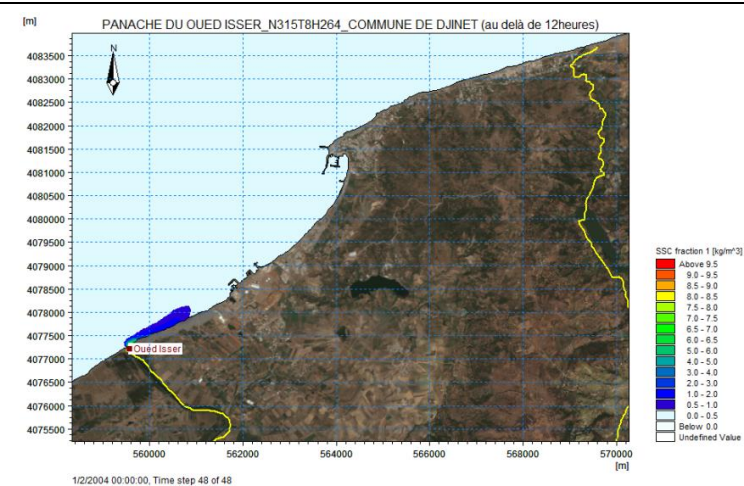
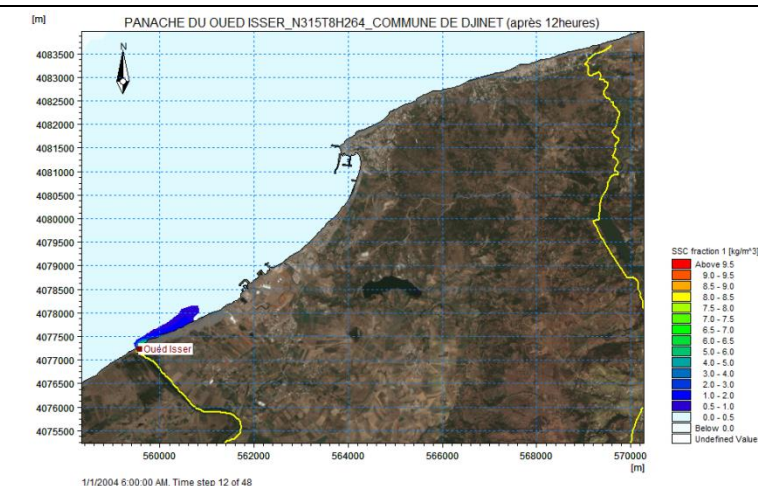
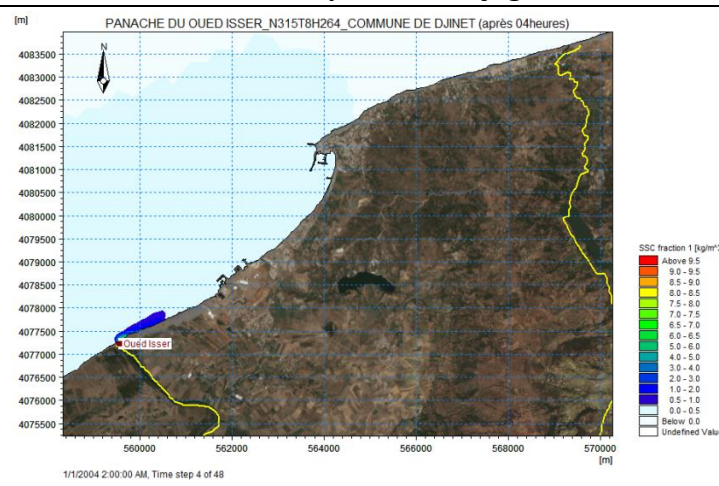
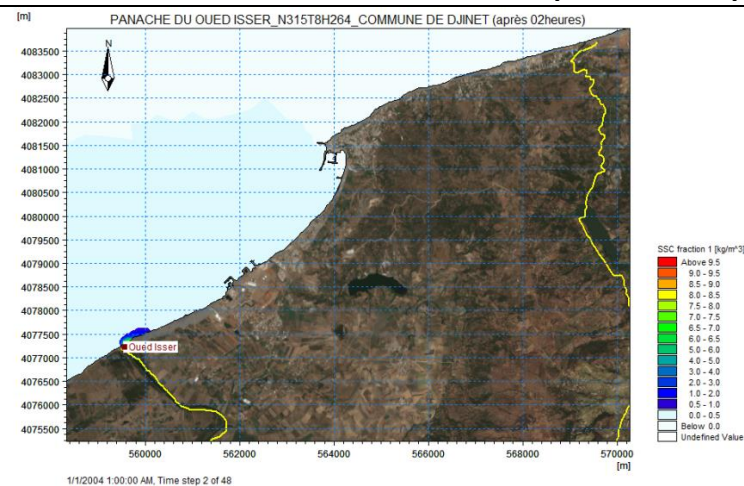
Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36 et48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 45°N, T=8s et Hs=2.45m



Evolution du panache après 02,04,06,08,10,12,24,36 et 48 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 360°N, T=8s et Hs=2.67m



Evolution du panache du après 02 et au delà de 02 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 315°N, T=8s et Hs=2.64m



Evolution du panache du après 02 et au delà de 02 heures de simulation pour un forçage aux frontières des houles de direction 270°N, T=8s et Hs=2.67m

